

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# **A WRF modell előkészítése regionális klimatológiai vizsgálatokhoz**

SZAKDOLGOZAT



Készítette:

**Varga Ákos János**

Földtudományi alapszak,  
Meteorológus szakirány

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
2. Irodalmi áttekintés .....	4
2.1. Regionális klímamodellezés .....	4
2.2. WRF, mint regionális éghajlati modell .....	8
2.3. A konvekció parametrizálása .....	11
3. Modell.....	14
3.1. A WRF bemutatása .....	14
3.2. Alkalmazott beállítások.....	15
3.3. Használt parametrizációk.....	16
4. Adatok.....	19
4.1. Bemeneti adatok .....	19
4.2. Validáció .....	19
5. Módszerek .....	20
6. Eredmények.....	21
7. Összefoglalás.....	32
8. Köszönetnyilvánítás .....	34
9. Irodalomjegyzék.....	35

# 1. Bevezetés

A regionális skálájú éghajlati modellek célja, hogy viszonylag nagy, néhány tíz kilométeres horizontális felbontással képesek legyenek egy adott térség klimatológiai viszonyainak minél pontosabb szimulációjára. Ez lényeges, mivel lokálisan számos módosító tényező felléphet (pl. orografikus kényszer, partvonal, felszínhasználat), melyek figyelembe vétele globális mérettartományon a hatalmas számításigény miatt nem lehetséges, ugyanakkor a terület mikro- és mezoskálájú jellemzőinek kialakításában alapvetőek (Rummukainen, 2010). A kisebb rácstávolságú klímamodellek lehetőséget kínálnak továbbá az időjárási szélsőségek, például heves csapadékesemények statisztikai előfordulásának vizsgálatára (Beniston et al., 2007), melyek egyre nagyobb gyakoriságot mutatnak a Kárpát-medencében is annak ellenére, hogy a csapadékos napok száma csökken (Bartholy & Pongrácz, 2010). Ezen szélsőségek jövőben várható tendenciáinak becslése nélkülözhetetlen.

A finomabb felbontás ellenére is vannak olyan folyamatok, amelyek méretskálája a modell rácstávolságán belül esik, így azokat nem közvetlenül a hidro-termodinamikai egyenletrendszerből származtatják, hanem fizikai parametrizációkon keresztül veszik figyelembe (Laprise, 2008). Ilyen többek között a konvektív felhőképződés. Egyes modellek, mint az általunk használt WRF (**W**eather **R**esearch and **F**orecasting **M**odel) is, számos különböző sémát kínálnak ezen mechanizmusok számbavételére, illetve egyéb beállítások módosíthatóságával nyújtanak széleskörű tesztelési lehetőséget felhasználóik számára. Erre szükség van, hiszen eredményességük függ a megfelelő konfiguráció kiválasztásától.

*Munkánk célkitűzése* a WRF alkalmazása regionális klimatológiai modellként egy 11 éves, 2000. január 1. és 2010. december 31. közötti kontrollidőszak szimulációjára különböző fizikai beállítások mellett, például eltérő konvekciós sémák használatával, illetve hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus módban. További célunk utófeldolgozási folyamat során az így kapott eredmények egymással, valamint egy mérési adatbázissal történő összehasonlítása, a modell validálása.

A 2. fejezetben áttekintünk néhány, a témához kapcsolódó szakirodalmat, majd a 3. fejezetben bemutatjuk az általunk futtatott modellt és annak beállításait, az alkalmazott parametrizációkat. A 4. fejezetben a használt adatbázisok rövid leírása olvasható. A feldolgozási módszereket az 5. fejezetben adjuk meg, eredményeink pedig a 6. fejezetben kerülnek kiértékelésre és ismertetésre. Végül a dolgozatot a 7. fejezetben foglaljuk össze.

## 2. Irodalmi áttekintés

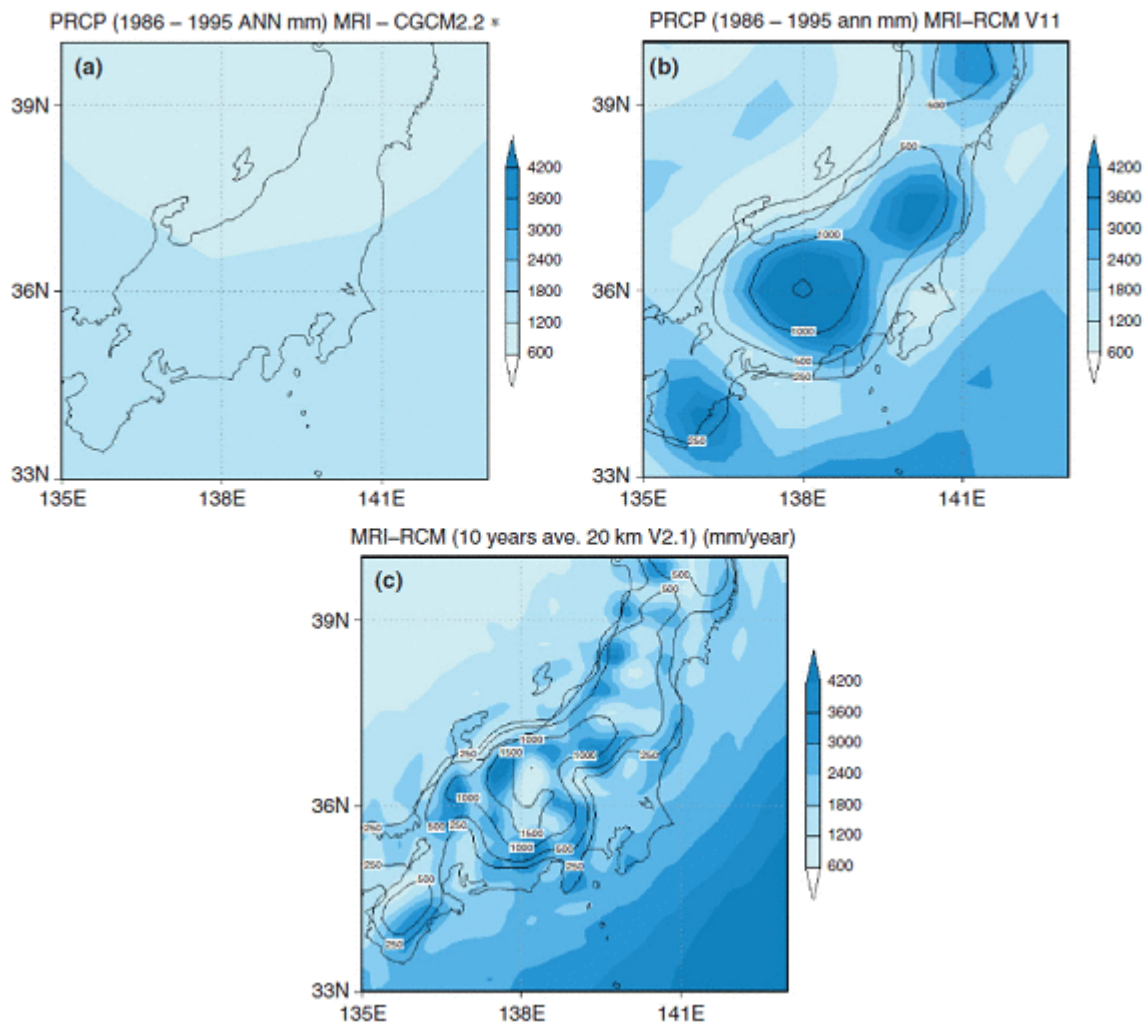
Az atmoszféra, a hidroszféra, a krioszféra, a litoszféra és a bioszféra kölcsönhatásain alapuló éghajlat rendkívül összetett, nemlineáris, kaotikus rendszer, így modellezése bonyolult feladat (*Laprise, 2008*). A következőkben összefoglaljuk a regionális klímamodellzés alapvető jellemzőit, nemzetközi és hazai alkalmazásait, majd rátérünk a WRF ilyen célú felhasználásaira, végül a parametizációkról ejtünk szót, különös tekintettel a konvektív sémákra.

### 2.1. Regionális klímamodellzés

Az éghajlati rendszer szimulációjára legkorábban általános cirkulációs modellekkel (GCM-ekkel) nyílt lehetőség (pl. *Phillips, 1956; Manabe & Smagorinsky, 1965*). Habár ezek a globális légközést, a planetáris skálájú folyamatokat megfelelően leírják, több mint 100 km-es horizontális felbontásuk nem teszi lehetővé olyan tényezők vizsgálatát, melyek egy adott régió jellemzőinek kialakításában fontosak (*Rummukainen, 2010*). Ezért szükséges a globális eredmények leskalázása, azaz a nagyskálájú információk átültetése regionális mérettartományokra. Két alapvető leskalázási eljárást különböztetünk meg: a statisztikait és a ma már inkább jellemző dinamikait (*Casanueva et al., 2016*). A statisztikai megközelítés mérési, megfigyelési úton nyert összefüggéseken alapul a nagyskálájú viszonyok és a lokális változók között. A dinamikai leskalázás ezzel szemben fizikai alapú módszer. Lényege, hogy egy GCM vagy egy globális reanalízis által szolgáltatott kezdeti- és peremfeltételek felhasználásával egy adott térségre, nagyobb felbontás mellett oldják meg a hidrodinamikai egyenletrendszer. A két eljárás hatékonysága változik például az évszak és a vizsgált konkrét térség függvényében, ahogy azt számos összehasonlító tanulmány kimutatta (pl. *Murphy, 1999; Schmidli et al., 2007*). A továbbiakban csak a dinamikai leskalázással foglalkozunk.

Nyilvánvalóan a legpraktikusabb megoldás az lenne, ha megfelelően kicsi rácestávolsággal modelleznék a teljes földi rendszert. Ehhez azonban hatalmas számítási kapacitásra lenne szükség, és hosszú integrálási időt eredményezne, így bár találhatunk olyan példát, amikor szuperszámítógép-rendszerrel megvalósították (*Mizuta et al., 2006*), széles körben mégsem alkalmazzák. További lehetőség, hogy a GCM felbontását csak a vizsgálandó terület felett növelik (*Fox-Rabinovitz et al., 2006*). Az ilyen modellek vitathatatlan előnye, hogy minden bennük használt rácestávolságon és méretskálán

konzisztensek, viszont szintén nagy a számítási költségük, és nem érhető el velük olyan finom felbontás, mint a leggyakoribb leskalázási technikával, amikor is regionális klímamodellt (RCM-et) futtatnak egy GCM-be ágyazott térségre (Giorgi, 1990; Denis et al., 2002). Ezzel az ún. regionalizációs módszerrel (dinamikus leskalázás) már igen hatékonyan szimulálható egy meteorológiai paraméter területi eloszlása. Ezt szemlélteti az 1. ábra, mely 9 éves időszakra számított átlagos évi csapadékösszegeket mutat Japán területén egy globális cirkulációs modell alapján, illetve két különböző rácstávolságú RCM eredményei szerint (Rummukainen, 2010). Látható, hogy minél finomabb felbontású a regionális szimuláció, annál részletesebb képet ad a csapadék területi eloszlásáról. Ezzel szemben a GCM-ből származó eredményeket megjelenítő térképen mindössze két értéktartomány különíthető el, az semmilyen információt nem tartalmaz az esetleges helyi jellegzetességekről.



**1. ábra.** Átlagos éves csapadékösszeg [mm] szimulációja Japán térségében (a) 280 km-es felbontású GCM-mel; (b) 60 km-es felbontású RCM-mel; (c) 20 km-es felbontású RCM-mel (Rummukainen, 2010).

Ezen korlátos tartományú, kellően nagy felbontású RCM-ek esetében fokozott figyelmet követelnek a vizsgálati terület határán szükséges peremfeltételek, melyekre a modell érzékeny, így bizonytalanság forrásai lehetnek (*Giorgi & Bi, 2000*). Ez áthidalható például ún. relaxációs zóna létrehozásával, mely során a szimulációs tartomány szélén néhány rácspontot az adatmezők egymáshoz simítására használnak fel, így megakadályozva például a gravitációs hullámok visszaverődését (*Marbaix et al., 2003*). Az eredmények kiértékelésénél ezt a sávot természetesen nem veszik figyelembe. A jövőbeli éghajlati trendek becslésére szolgáló klímaprojekciók készítésekor elengedhetetlen, hogy az RCM-et egy azt „meghajtó” GCM-be ágyazva futtassák. Ezt megelőzően azonban a regionális modellek tesztelésekor, az eredmények múltbeli mért adatokkal történő összehasonlításakor célszerűbb a peremfeltételeket egy globális reanalízis adatbázisból származtatni. *Kotlarski et al. (2014)* tanulmányában például 17 olyan RCM-et validáltak, melyeknek bemeneti adatként az ERA-Interim adathalmazt szolgált (*Dee et al., 2011*). Ezt használtuk mi is jelen dolgozat tárgyát képező vizsgálataink során.

Az éghajlati rendszer nem ismer országhatárokat, annak minél pontosabb modellezéséhez elengedhetetlen a nemzetközi együttműködés. Ennek megfelelően számos programot indítottak. Csak néhány európaiat emelünk ki. A 2001-től 2004-ig tartó PRUDENCE (**P**rediction of **R**egional scenarios and **U**ncertainties for **D**efining **E**uropean **C**limate change risks and **E**ffects) projekt keretében GCM-eket és RCM-eket egyaránt futtattak. A klímaprojekciók hiányosságainak és bizonytalanságainak vizsgálata céljából, az éghajlatváltozás szociális-gazdasági hatásaira való felkészülés érdekében hozták létre (*Christensen & Christensen, 2007*). Ezt követte 2009-ig a hasonló célból létrehozott ENSEMBLES, mely során több globális és regionális modellt alkalmaztak a legvalószínűbb jövőbeli forgatókönyv megtalálására (*van der Linden & Mitchell, 2009*). Napjainkban is működik és direkt a regionális vonatkozást célozza a CORDEX (**C**Oordinated **R**egional **C**limate **D**ownscaling **E**Xperiment), melynek fő tevékenységi köre a leskálázási technikák fejlesztése és az éghajlattal kapcsolatos információk végfelhasználókhöz való eljuttatásának könnyítése (*Giorgi et al., 2009*).

Közép- és Kelet-Európára terjedt ki a CECILIA (**C**entral and **E**astern **E**urope **C**limate **C**hange **I**mpact and **V**ulnerability **A**ssessment) projekt (*Belda et al., 2015*), melyben az ELTE (**E**ötvös **L**oránd **T**udomány**E**gyetem) és az OMSZ (**O**rszágos **M**eteorológiai **S**zolgálat) is részt vett. Magyarországon négy modellt adaptáltak regionális éghajlati szimulációk készítése céljából (*Krüzselyi et al., 2011; Skalák et al., 2014*): az ELTE Meteorológiai Tanszékén a PRECIS-t és a RegCM-et, az OMSZ-nál pedig az ALADIN-

Climate-et és a REMO-t. Az ezekben használt domainek (modelltartományok) nem voltak pontosan ugyanakkorák, de mind lefedték a Kárpát-medencének és közvetlen környezetének sík- és hegyvidékekből álló, összetett topográfiájú térségét. A vizsgálatok két fő irányban zajlottak: elsőként validálták őket a huszadik század második felét felölelő időintervallumokra, majd projekciókat készítettek velük az aktuális évszázad végéig, vagyis egészen 2100-ig. Szakdolgozati témánkhoz az előbbi tevékenység kapcsolódik, így azt részletesebben kifejthetjük.

A múltbeli kontrollidőszakokra, a kimeneti eredmények mért értékekkel való összehasonlításának céljából történő futtatásokkor a domainhatároknál szükséges peremfeltételeket mind a négy modell esetében az ERA-40 reanalízis adatbázis szolgáltatta. A PRECIS (ELTE) szimulációi 25 km-es horizontális felbontással, 19 vertikális réteget alkalmazva készültek az 1961 és 1990 közötti referencia-időszakra (*Bartholy et al., 2009*). Ennél is finomabb, 10 km-es vízszintes rácsávolsággal üzemelt a RegCM modell (ELTE), mely eggyel kevesebb, 18 magassági szintet tartalmazott és validációja az előbbihez hasonlóan 1961-től 1990-ig tartó periódusra történt (*Torma et al., 2011*). Később a RegCM modell újabb verzióját, 23 szintet alkalmazva is adaptálták (*Pieczka et al., 2016*). Ahhoz, hogy ilyen nagy felbontást érhessenek el, a RegCM egy módosított változatának használata mellett döntöttek. Tesztfuttatások elvégzése után kiderült ugyanis, hogy a fizikai beállítások kismértékű változtatásával elérhető, hogy a szimuláció szignifikánsan jobban legyen képes visszaadni a valós csapadékeloszlást. A REMO (OMSZ) eredményeinek megfigyelt értékekkel történő összevetését az 1961-től 2000-ig tartó intervallumra végezték 20 vertikális szinttel és 25 km-es horizontális rácsávolsággal dolgozva (*Szépszó & Horányi, 2008*). Végül az ALADIN-t (OMSZ) az eddig említett három modellben előforduló kétféle felbontással (25 km és 10 km) egyaránt futtatták az 1961 és 2000 közötti periódusra (*Csima & Horányi, 2008*). Ebben alkalmazták a legtöbb, 31 függőleges szintet. Az itt felsoroltak alapján megjegyezzük, hogy az ELTE és az OMSZ szinoptikus skálájú éghajlati modelljei mind finomabb rácsfelbontást használtak, mint mi a szakdolgozat alapját képező munkánk során (50 km), azonban mindegyiknél több, 44 vertikális szinttel dolgoztunk. Az előbbieken bemutatott validációs tanulmányok sikerességét tekintve elmondható, hogy a bennük alkalmazott modelltartományok két részre különültek. Az Alpok és a Kárpátok orográfikus vidékein szignifikáns torzításokat tapasztaltak a két fő meteorológiai elem eloszlásaiban. Ezzel szemben a magyarországi, sík területeken sokkal realisabb eredményeket kaptak. Itt éves szinten a hőmérsékleti szimulációk mért értékektől vett átlagos eltérése többnyire 1 °C alatt maradt, azonban télen a RegCM esetében ennél kissé

nagyobb mértékű, de még mindig kevesebb, mint 2 °C-os felülbecslés mutatkozott. A csapadék modellezése – ahogy az elvárható – nagyobb eltéréseket hozott. Ezt általában éves szinten felülbecslés jellemezte, túlnyomóan 10-50 %-os nagyságrendben.

Nem térünk részletesen ki a hazai RCM-ekkel készített klímaprojekciókra és a bennük alkalmazott emissziós scenáriókra, de megemlíjük, hogy míg hőmérsékleti tendenciákat tekintve egységesek, csapadék terén nagy változatosságot mutatnak (*Krüzselyi et al.*, 2011).

## 2.2. WRF, mint regionális éghajlati modell

Korábban már felvetettük, hogy az RCM-ek használatát leginkább helyi jellegzetességek éghajlatot befolyásoló hatása motiválja. A WRF modellt (leírását lsd. a 3.1. alfejezetben) – nyílt forráskódjának is köszönhetően – világszerte alkalmazzák ezek kutatására. A következőkben olyan tanulmányokat veszünk sorra, melyekben ezen eszközt változatos konfigurációkkal futtatva vizsgálták az alapvető meteorológiai elemek, főként a hőmérséklet és a csapadék hosszú távú alakulását, majd összehasonlították azokat mért értékekkel. A példákon keresztül lehetőségünk nyílik áttekinteni néhány potenciális, a lokális klímát módosító tényezőt is.

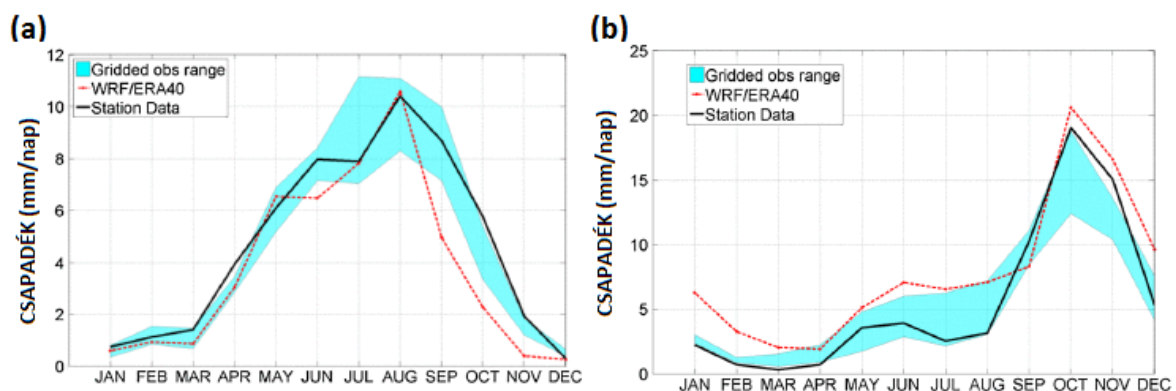
*Gula & Peltier* (2012) az Amerikai Egyesült Államok és Kanada határán fekvő Nagytavak környékén várható globális felmelegedést vizsgálták. Ez az összességében 200 000 km<sup>2</sup>-t meghaladó felületű állóvíz-rendszer számos tényezőn keresztül befolyásolja környezetének hőmérsékletét és csapadékeloszlását, ezáltal éghajlatát. Például télen jelentős hőmennyiség-többlet jelentkezik a tavak körül azok melegebb felszíne révén, és ez a hatás a jövőben feltételezhetően erősödni fog. A tanulmány során egy GCM projekcióit skálázták le a WRF-et kétszeres beágyazással működtetve. A külső domain 30 km-es, a belső 10 km-es horizontális felbontású volt. A tavak vízhőmérsékletét – hatékony beépített lehetőség hiányában – egyszerű csatolt tómodell segítségével vették figyelembe. Első lépésként az 1979-től 2001-ig tartó időszakra számos mérési adatsorral összehasonlítva végeztek validációt. Eredményeik szerint a regionális szimuláció elfogadhatóan visszaadta a vízhőmérséklet és a jégborítottság tér- és időbeli változásait mind az öt tó esetében, de a nagyobb mélység növelte a bizonytalanságot. Szintén kiválóan teljesített a WRF az éves átlaghőmérsékleteket tekintve (korrelációs együttható,  $r=0,99$ ), és a csapadék szimulációja is kielégítő volt ( $r=0,77$ ).

*Caldwell et al.* (2009) Kalifornia területére, 40 éves időintervallumra futtatták 12 km-



es felbontású belső domainnel rendelkező regionális éghajlati modellként a WRF-et, az előbb bemutatott példához hasonlóan egy GCM-be kétszeresen beágyazva. Az USA legnépesebb állama a Csendes-óceán közelsége, illetve a Sierra Nevada hegyvidékre jellemző változatos topográfia miatt érdemel kitüntetett figyelmet. Ennek megfelelően a szokásos paraméterek mellett az akkumulálódott hőmérsékletet is vizsgálták. Kimutatták, hogy a leskálázott hőmérsékleti- és csapadékeloszlások szignifikánsan realisabbak a GCM által szimuláltakhoz képest, valamint a szélsőséges értékek is jobban megmutatkoznak. Megfelelően modellezték például a tengerparti csapadékmaximumot, de a hegyvidékek felett télen erős felülbecslést tapasztaltak, melyet a WRF-ben alkalmazott parametrizációs sémák változtatásával sem tudtak kiküszöbölni. Alulbecslés jelentkezett viszont a csapadékos napok számában, ezt a cirkulációs modell jobban visszaadta. Az RCM többszörös javulást eredményezett a hóesés és olvadás tekintetében is, azok közel voltak a valós mért értékekhez.

Az eddigi két példával ellentétben nem GCM, hanem az ERA-40 globális reanalízis adatbázis szolgáltatta a WRF számára a bemeneti adatokat *Raghavan et al. (2016)* Vietnám, és *Heikkilä et al. (2011)* Norvégia térségére vonatkozó vizsgálataiban. Ezen két hosszanti földrajzi elhelyezkedésű ország több ezer km-es tengerparttal és változatos domborzattal rendelkezik. Munkáik során az 1960 és 1990 közötti kontrollidőszakra végeztek futtatásokat, Vietnámban 25 km-es, Norvégiában 10 km-es vízszintes ráctávolsággal. Mindkét kísérlet során azt találták, hogy a WRF a fő meteorológiai elemek tekintetében kielégítően vette számításba a lokális hatásokat az országok éghajlatának modellezésekor (2. ábra). Megállapították továbbá, hogy az eltérések kisebbek a hőmérséklet esetében, mint a csapadéknál. A norvég tanulmányba a szélviszonyokat is belevették, felhívva ezzel a figyelmet arra, hogy partközelségben és orográfia hatására ezek is változatos képet mutathatnak.



2. ábra. A csapadék átlagos éves menete (1961-1990) Vietnám területén a WRF modellel szimulálva (piros vonal), állomási mérések szerint (fekete vonal) és rácsra interpolált megfigyelések alapján (kék sáv) (a) Hanoi; (b) Da Nang városában (*Raghavan et al., 2016*).

A különböző helyi tényezők számbavételén kívül az RCM-eket használják szinoptikus skálájú időjárási jelenségek klimatológiájának vizsgálatára is. A csapadék térben és időben a legváltozékonyabb meteorológiai elem, így eredményes szimulációja jól mutatja egy modell teljesítményét. Főleg igaz ez olyan földrajzi területeken, melyek éghajlatát alapjaiban meghatározzák a paraméter jelentős évszakos változását okozó időjárási rendszerek. *Srinivas et al.* (2015) például az indiai monszun modellezték 2000 és 2009 között, globális reanalízisből származó határfeltételekkel, 30 km-es horizontális felbontással, majd a kapott értékeket összevetették a megfigyelésekkel. Eredményeik szerint a WRF megfelelően, 8 napos elcsúszási intervallumon belül reprezentálta a monszun szezonális kezdetének napját India különböző régióiban. Mindössze a kezdeti csapadékmennyiség alulbecslése emelhető ki hibaként, ám ez is főként az északkeleti, összetettebb topográfiájú térségekre korlátozódott, másutt elfogadható volt. Hasonló témában, a nyugat-afrikai monszun modellezésére is használták a WRF-et (*Flaounas et al.*, 2011).

A csapadék minél pontosabb szimulációja nemcsak ilyen szélsőséges szezonális változékonyság esetén fontos, hanem mérsékelt éghajlatokon is. *Warrach-Sagi et al.* (2013) például Németországban vizsgálták a havi és évszakos átlagos csapadékot komplex hegyvidéki és szárazabb alföldi részeken egyaránt a WRF-fel, 1990 és 2008 közötti időszakokra. Azt találták, hogy a szimuláció felülbecsülte a csapadékos napok számát és a lehulló mennyiséget is, viszont az intenzitás éves menetét és a területi eloszlást jól reprezentálta. A tanulmányban rámutattak továbbá a talajtextúra befolyásoló szerepére és parametrizálásának fontosságára. *Cardoso et al.* (2013) az Ibériai-félsziget térségében vették szemügyre az extrém éghajlati statisztikákat. A WRF-et igen finom, 9 km-es vízszintes felbontással, 49 vertikális szinttel, 20 évre futtatva megállapították, hogy az képes a szélsőséges csapadékesemények visszaadására. Ugyanerre a vidékre és ugyanilyen hosszú időtartamra a későbbiekben mások is végeztek validációt (*Marta-Almeida et al.*, 2016), melynek során az előbbitől eltérően a bemeneti adatokat egy ráadás kísérlet keretében nem reanalízis, hanem egy GCM szolgáltatva, illetve kétszeres helyett háromszoros beágyazást alkalmaztak. A különböző konfiguráció ellenére az eredmények hasonlóan kielégítőnek bizonyultak. Végezetül egy kelet-franciaországi, szintén 20 évet vizsgáló kutatást említünk, mely megint csak alátámasztotta, hogy a WRF elfogadhatóan szimulálja a csapadék térbeli eloszlását, habár éves mennyiségét kb. 15%-kal felülbecsülte (*Marteau et al.*, 2015). Gyengébben teljesített a modell az éves menet tekintetében, főleg tavasszal és nyáron, a konvektív időszakban.

Összességében megállapíthatjuk, hogy az alfejezetben bemutatott tanulmányok alapján a WRF regionális klímamodellként kellően hatékonyan képes egy adott terület jellemző meteorológiai paraméterek hosszú távú eloszlásainak szimulációjára, tehát dinamikai leiskálázásra alkalmas, érdemes segítségével tovább vizsgálni.

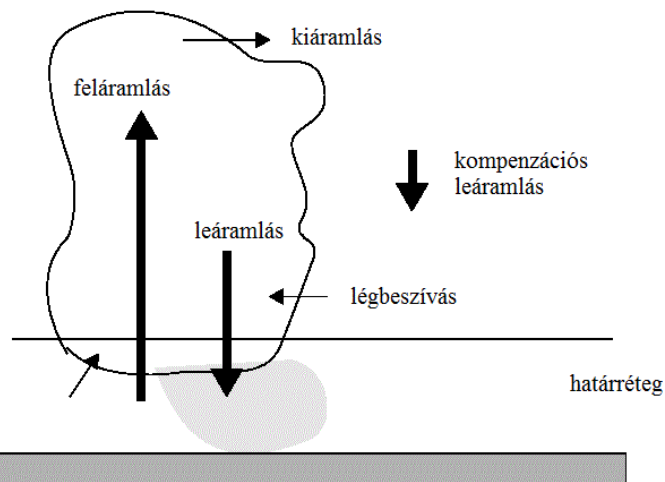
### **2.3. A konvekció parametrizálása**

Ahogy a bevezetőben említettük, a numerikus modellezés során a parametrizációk célja a horizontális rácsávolságon belül eső mikro- és lokális skálájú fizikai folyamatok reprezentálása. Ez szükséges azért is, mivel ezek a helyi jelenségek visszahatnak a nagyobb mérettartományú légköri viszonyokra, módosítják a meteorológiai változókat, és új tényezőket is bevezetnek. A parametrizációk fontosak a globális és regionális éghajlati, valamint az időjárás-előrejelző modellekben egyaránt. Segítségükkel számításba vett legfőbb folyamatok a következők: felhő- és csapadékképződés, mikrofizika, mélykonvekció, rövid- és hosszuhullámú sugárzásátvitel, a felszín hatásai és interakciói a légkörrel és a turbulencia (*Stensrud, 2007*). WRF-es vizsgálataink során ezek közül a mélykonvekcióval kísérleteztünk, így azzal részletesebben foglalkozunk ebben az alfejezetben.

A konvekció és annak parametrizálása elméleti és gyakorlati szempontból is összetett és lényeges probléma, hiszen változatos méretskálákon és jelenségekben érvényesül. Elég csak a nyári zivatarokra, a hidegfrontokhoz kapcsolódó kiterjedt viharrendszerekre, vagy a trópusok összeáramlási zónájának felhőzetére gondolnunk. A felhőképződés befolyásolja például a sugárzási egyenleget. A hő- és nedvességtranszportnak, a kialakuló csapadék mennyiségének, eloszlásának, intenzitásának és halmazállapotának fontossága megkérdőjelezhetetlen az időjárás, az éghajlat, a hidrológiai ciklus tekintetében egyaránt. Két típusát különböztetjük meg: a teljes troposzférát kitöltő mély-, és a kisebb vertikális kiterjedésű, határrétegbeli sekélykonvekciót. Természetesen durvább horizontális rácsfelbontás esetén nélkülözhetetlen ezen folyamatrendszer modellekbe való beépítése, azaz mélykonvekciós (vagy cumulus) parametrizációk létrehozása, fejlesztése, mely több évtizede témája kutatásoknak (*Arakawa, 2004*).

Két fő típusba sorolhatjuk a cumulus parametrizációkat: tömegfluxus alapú, illetve mért vagy megfigyelt vertikális profilon alapuló sémák. A tömegfluxus módszer lényege, hogy a felhajtóerő hatására emelkedő termik által alulról beszívott levegő révén, függőleges tömegtranszport zajlik a felszíntől egészen a troposzféra tetejéig, és ez a fő meghatározandó tényező, a konvekció irányítója (*Yano, 2014*). Figyelembe kell venni továbbá a magasabb

szinteken oldalirányból hozzásodródott, valamint a kiáramló levegőt és a kompenzációs leáramlásokat is (3. ábra). Manapság ez az elterjedtebb a modellezésben. Ide tartozik például az *Arakawa & Schubert* (1974) és a *Tiedtke* (1989) által bevezetett, vagy a Kain-Fritsch (*Kain*, 2004) parametrizációs séma. Ezzel szemben a másik, ún. konvektív stabilizációs megközelítés lényege, hogy az aktuális hőmérsékleti és nedvességi profilt egy előre meghatározott, karakterisztikus referencia-profilhoz igazítják (*Emanuel*, 1991). Ez a régebbi típus. Ebbe a kategóriába sorolható például a *Manabe et al.* (1965) által leírt és a Betts-Miller-Janjić (*Betts*, 1986; *Janjić*, 1994) séma.



3. ábra. A mély-konvekcióhoz kapcsolódó folyamatok egyszerű sematikus ábrája.  
[1 – MM5 User's Guide]

A mély-konvekció modellezésének problémaköre sok kérdést felvet. Ezek azok a pontok, amelyekben a hasonló alaptípusú sémák is eltérnek egymástól. Egyik ilyen részlet, hogy mikor jelentkezik és milyen mértékű a kiváltó hatás (trigger), vagyis milyen feltételek teljesülése következtében indul be a gomolyfelhő-képződés folyamata, és aktiválódik ez által a parametrizáció (*Suhas & Zhang*, 2014). A trigger kapcsolódhat például a rendelkezésre álló konvektív potenciális energia (Convective Available Potential Energy, CAPE) jelenlétéhez, a légköri nedvesség mennyiségéhez és eloszlásához, a felhő függőleges kiterjedéséhez, a vertikális (feláramlási) sebesség nagyságához, vagy az ún. felhő munkafüggvényhez. Szintén szükséges a lezárási feltételek meghatározása, a cumulus sémák ezekre is érzékenyek (*Grell*, 1993; *Arakawa*, 2004). Ez abból adódik, hogy a rendszert kevesebb egyenlettel szeretnénk leírni, mint amennyi ismeretlen származna belőle, továbbá a parametrizáció lényegéből adódóan a mély-konvekció összegzett hatását be kell illeszteni a nagyskálájú folyamatokba.

Természetesen a WRF modellrendszer is igényel parametrizációkat, és azokra

számos választási lehetőséget nyújt. Feladattól és céltól függően más-más séma használata lehet optimális. Rengeteg tanulmány jelent meg ezek tesztelésére. *Argüeso et al.* (2011) például Dél-Spanyolországra, 10 évre végzett regionális éghajlati futtatások során hasonlítottak össze egymással különböző mikrofizikai, határréteg és mély-konvekciós sémákat. Megállapították, hogy a határréteg és a cumulus parametrizációk jelentős hatást gyakorolnak a szimulált csapadéokra. Ugyanerre a következtetésre jutott az Amerikai Egyesült Államok területére vizsgálódva *Bukovsky & Karoly* (2009), akik a mély-konvekció beállításain kívül más konfigurációkat is próbára tettek. Kiderült, hogy befolyásoló tényező még a beágyazott tartományok alkalmazása és a modellverzió is. Eltér azonban e két kísérletsorozat eredménye abban a tekintetben, hogy melyik cumulus séma működött a legjobban: előbbiben a stabilizációs elvű Betts-Miller-Janjić, míg utóbbiban a tömegfluxus alapú Kain-Fritsch. Ez azt sugallja, hogy nem állapítható meg általánosságban egyik parametrizáció jósága a másik felett, hanem az függ egyéb, a konkrét munkafolyamatot jellemző elemektől is. Itt meg kell jegyeznünk, hogy *Bukovsky & Karoly* (2009) hét próba-futtatásukból mindössze egyben használták a Betts-Miller-Janjić, a többi hatban pedig a Kain-Fritsch sémát, így az ilyen alapú összehasonlítás jogossága megkérdőjelezhető.

Direkt a cumulus beállításokat tesztelte *Gilliland & Rowe* (2007) egy nyári konvektív rendszer WRF-es modellezésével. Rámutattak az egyes parametrizációk hiányosságaira és nehézségeire az időjárási esemény szimulációjában, valamint ők is hangsúlyozták a csapadék, sémától való nagymértékű függését. *Pieri et al.* (2015) a WRF-et 20 évre működtették RCM-ként, mely során a mély-konvekciós sémák mellett a rácsfelbontás, valamint a mikrofizikai lehetőségek változtatásának hatását is vizsgálták. Szintén megállapították a modell ezen beállításokra való érzékenységet. A csapadék szisztematikus felülbecslése mellett azt találták, hogy az igen nagy felbontás, és azzal együtt a konvekció explicit (nem parametrizált, hanem közvetlenül a modelldinamika útján történő) leírása javítja a legváltozékonyabb meteorológiai elem jellemzőinek szimulálását.

Zárásképpen az előbb felsorolt tanulmányok alapján levonhatjuk azt a következtetést, hogy a csapadék megfelelő modellezésére szignifikáns befolyást gyakorolnak a használt parametrizációk, különösen a cumulus séma, a konkrét alkalmazandó konfiguráció azonban az egyedi körülmények függvénye. Emiatt a futtatások elvégzése előtt elkerülhetetlen a lehető legtöbb beállítás tesztelése.

### 3. Modell

Ettől a fejezettől kezdődően áttérünk az általunk elvégzett konkrét szimulációs kísérletekre. Ismertetjük a futtatott modellt, annak a vizsgálataink során alkalmazott beállításait és a fizikai parametrizációkat. Bemutatjuk a felhasznált adatbázisokat és a feldolgozási módszereket, majd részletezzük eredményeinket.

#### 3.1. A WRF bemutatása

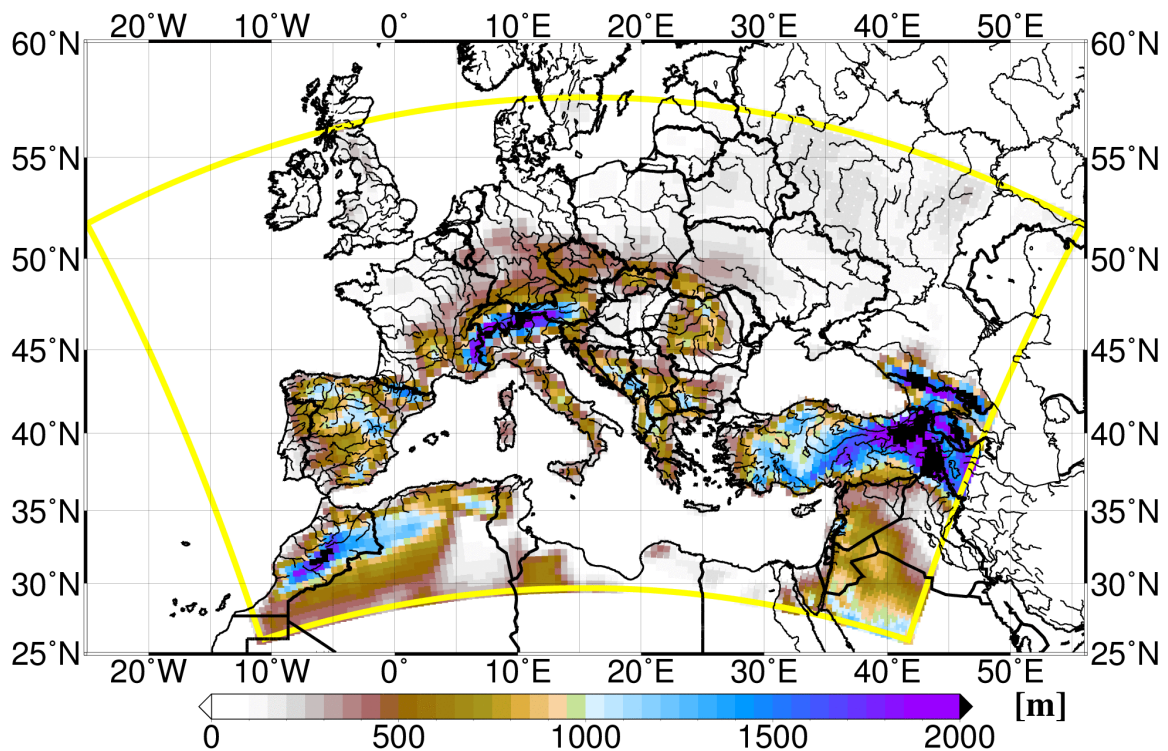
A WRF (**W**eather **R**esearch and **F**orecasting) modell egy bárki számára elérhető, nyílt forráskódú, légköri szimulációs rendszer (*Skamarock et al.*, 2008). Létrejötté többek között olyan neves intézetek együttműködésének eredménye, mint az NCAR (National Center for Atmospheric Research) és a NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Operatív, numerikus előrejelzési és kutatási célokra egyaránt használják. Az ELTE Meteorológiai Tanszékén is lehetőség van futtatására.

Munkánk során az ARW (**A**dvanced **R**esearch **W**RF) dinamikai alegységgel dolgoztunk. A WRF-ARW egy korlátos tartományú, mezoskálájú, főleg kutatási célokat szolgáló modellrendszer. Fizikai magját tekintve teljesen összenyomható légkörben érvényes, nem-hidrosztatikus Euler-egyenleteken alapul. Felszínkövető vertikális  $\eta$  koordináta-rendszert használ, mely felfelé haladva egyre inkább egybeesik az izobár rétegekkel. A horizontális diszkretizáció véges differenciális módszerrel, Arakawa-C típusú rácson zajlik. A rácspont közepén számítják a skalár-, szélein pedig a vektorváltozókat. Az időbeli integrálás másod- vagy harmadrendű Runge-Kutta séma alapján történhet. A modellrendszer számos beépített opciót kínál a különböző fizikai folyamatok parametrizálására, és tartományok egymásba ágyazását is lehetővé teszi.

A modellezési munkafolyamat a következő lépésekből áll. A WPS (**W**RF **P**reprocessing **S**ystem) előfeldolgozó egység keretében a *geogrid* program segítségével definiáljuk a modelltartományt, megadjuk a statikus adatokat és a kívánt rácestávolságot. A bemeneti adatok előkészítése, konvertálása az *ungrib* segédprogrammal történik. Ezek után az előfeldolgozás befejezéseként a *metgrid* végzi el a horizontális interpolációt az elkészített rácstra. A munkamenet az ARW megoldó egységgel folytatódik. A kívánt fizikai beállítások, parametrizációk módosítása után a szimuláció elkészítésében két segédprogram vesz részt: a *real* kivitelezzi a vertikális interpolációt, végül pedig a *wrf* végrehajtja az időbeli integrálást.

### 3.2. Alkalmazott beállítások

Kísérleteinket a WRF-ARW modell 3.8-as verziójával végeztük el. A modelltartomány középpontja az északi szélesség  $43,693^\circ$ , keleti hosszúság  $15,425^\circ$  földrajzi koordinátákkal megadott helyre esett. A vizsgálati terület nagyjából az é. sz.  $26^\circ$  és é. sz.  $58^\circ$ , valamint a ny. h.  $25^\circ$  és k. h.  $56^\circ$  közötti részt fedte le (4. ábra). Ez magában foglalja Nyugat-, Közép- és Kelet-Európát, Afrika legészakabbi vidékeit, valamint Nyugat-Ázsia egyes országait. Ezeket a régiókat változatos topográfia jellemzi, az alföldektől a magashegységekig terjedő felszínformákkal. Az alkalmazott horizontális felbontás  $50\text{ km} \times 50\text{ km}$ -es volt, és 44 vertikális szintet használtunk, 50 hPa légnyomású felső réteggel. A domain nyugat-keleti irányban 110, észak-déli irányban 65 rácspontból állt, és minden oldalsó peremnél egy 7 rácspontból álló sáv relaxációs zónaként funkcionált. Kezdetben adaptív időlépcsővel dolgoztunk, de az egy-egy rácspont esetében jelentkező, vertikális sebességből eredő instabilitás miatt bizonyos parametrizációk használatakor fix időlépcsőre kellett átállnunk. A futtatásokat az ELTE Atlasz szuperszámítógépén végeztük. A modellintegrálás 11 éves időtartamra történt, 2000. január 1-től 2010. december 31-ig. A kimeneti fájlok heti bontásban készültek, és 3 óránkénti adatokat tartalmaztak.



4. ábra. A modelltartomány által lefedett földrajzi terület és annak topográfiája a tengerszint feletti magasság értékeivel.

### 3.3. Használt parametrizációk

A munka során négy különböző beállítással futtattuk a WRF modellt a vizsgált 11 éves időszakra. A referencia futtatáson kívül végeztünk egy szimulációt hidrosztatikus módban, továbbá két alkalommal a mély-konvekció (cumulus) parametrizációt változtattuk meg (1. táblázat). A mikrofizika, a rövid- és a hosszúhullámú sugárzásátvitel, a planetáris határreteg, a felszíni jelenségek, valamint a felszín-légkör kölcsönhatások parametrizálása azonos sémákkal történt mind a négy futtatás során. Ebben az alfejezetben elsőként röviden bemutatjuk azoknak az általunk használt sémáknak az alapvető tulajdonságait, amelyek mind a négy kísérletben ugyanazok voltak, majd áttérünk a szimulációk közötti különbségekre és ismertetjük a kipróbált cumulus beállításokat.

1. táblázat. A négy modellfuttatás során használt fizikai beállítások és parametrizációk összefoglaló táblázata.

Futtatás	Hidrosztatikus?	Mikrofizika	Sugárzásátvitel	Planetáris határreteg és felszín	Felszín-légkör	Mély-konvekció (cumulus)
referencia	nem	WSM5	Dudhia RH, RRTM HH	YSU, MM5 hasonlósági	Egységes Noah	KF
hidrosztatikus	igen	WSM5	Dudhia RH, RRTM HH	YSU, MM5 hasonlósági	Egységes Noah	KF
Tiedtke	nem	WSM5	Dudhia RH, RRTM HH	YSU, MM5 hasonlósági	Egységes Noah	Tiedtke
BMJ	nem	WSM5	Dudhia RH, RRTM HH	YSU, MM5 hasonlósági	Egységes Noah	BMJ

A felhőkben zajló mikrofizikai és csapadékképződési folyamatok reprezentálására a WRF egymomentumos, ötosztályú (WRF Single-Moment 5-class, WSM5) sémát használtuk (Hong *et al.*, 2004). Ez öt hidrometeort különböztet meg: a vízgőzt, az esőt, a havat, valamint a felhőben lévő jégkristályokat és vízcseppeket, és ezek keverési arányát jelzi előre. Lehetővé teszi a túlhűlt vízcseppek és kevert fázisok jelenlétét is, nem számol azonban a graupel előfordulásával. A modell megengedi a hulló csapadékelemek fokozatos olvadását, nem pedig pillanatszerűen bekövetkezőnek tekinti azt.

A rövidhullámú (RH) sugárzásátvitel figyelembe vétele a Dudhia (1989) által megalkotott séma szerint történt, amely a Napból érkező sugárzás egyenlegének felhőelemek miatti megváltozásán, ezáltal a borultság meghatározásán alapul. A hosszúhullámú (HH) sugárzási viszonyok képviselőjére az ún. gyors sugárzásátviteli modellt



(**Rapid Radiative Transfer Model**, RRTM) alkalmaztuk (*Mlawer et al.*, 1997). A módszer lényege a fluxusok és a hűlési gyorsaság megállapítása, és a vízgőzön kívül egyéb nyomgázok hatásait is tartalmazza.

A planetáris határreteg magasságának változásait és turbulens, vertikális átkeveredési viszonyait a Yonsei Egyetem (YonSei University, YSU) parametrizációjának segítségével vettük számításba (*Hong et al.*, 2006). A séma a határreteg tetejének elhelyezkedését az ún. Richardson-szám kritikus értéke alapján határozza meg, így az függ a felhajtóerő profiljától. A turbulens réteg és a szabad légkör közötti keveredési folyamatokat explicit módon írja le. A felszíni turbulens karakterisztikákat, a felszínközeli (lamináris) réteg hő- és nedvességfluxusait futtatásainkban az ún. MM5 hasonlósági elven alapuló séma használatával írtuk le (*Paulson*, 1970).

A felszín és a légkör közötti kölcsönhatásokat, a hő- és vízháztartást az egységes Noah modellel vettük figyelembe (*Chen & Dudhia*, 2001). Ez a séma a vegetáció szerepét is magában foglalja. Négy különböző mélységű talajsintre vonatkozó hőmérsékleti és nedvességi értékekkel dolgozik. Képes a felszíni energiaegyenleg felállítására és számításba veszi a hóborítottságot is.

Alapvetően a WRF egy nem-hidrosztatikus modell. Nagyobb méretskálákon és durvább rácsfelbontással vizsgálódva azonban megengedhető lehet a légkör hidrosztatikus közelítésének alkalmazása. Ezért egyik futtatásunkban mi is éltünk ezzel a megköttéssel. Eszerint a vertikális irányú gyorsulások elhanyagolhatóan kicsik a horizontálisakhoz képest:

$$\frac{dw}{dt} = 0, \quad (1)$$

ahol  $dw$  a helyi függőleges irányú sebességkomponens  $dt$  időegység alatti megváltozása. Ekkor vertikális irányban a gravitációs erő tart egyensúlyt a nyomási gradiens erővel, és a mozgásegyenletek harmadik tagja helyett a sztatika alapegyenlete írható:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2)$$

ahol a bal oldalon a  $\partial z$  magasságváltozásra eső  $\partial p$  nyomásváltozás, jobb oldalon pedig a sűrűség ( $\rho$ ) és a gravitációs térerősség ( $g$ ) szorzata áll.

A referencia és a hidrosztatikus futtatások esetében a tömegfluxus alapú Kain-Fritsch (KF) mély-konvekciós sémát használtuk (*Kain*, 2004). Ez a parametrizáció az ún. részecskemódszer használatával állapítja meg a légköri instabilitás létezését, típusát és mértékét. A trigger (aktiváló) hatás az emelkedő légréteg és környezetének hőmérsékletkülönbségéhez, valamint a kialakuló felhő vertikális kiterjedéséhez kapcsolódik. A

konvekciót kiváltó feltételek ellenőrzéséhez első lépésként a modell azonosítja azokat a légrétegeket, melyek feláramlás forrásai lehetnek. Egy adott szintről induló részecskének az emelési kondenzációs szinten (**L**ifted **C**ondensation **L**evel, LCL) felvett hőmérsékletéhez egy vertikális sebességből származó perturbációs tagot is hozzáad. Ha az így kapott összegzett hőmérséklet kisebb a környezeti levegőt jellemző értéknél, akkor a konvekció nem indul be és a művelet megismétlődik az eggyel magasabb modellrétegből kiindulva. Ezzel szemben, ha az LCL-en a részecske hőmérséklete magasabb, mint a környezeté, akkor az tovább emelkedik, és ha képes függőleges irányban megtenni egy bizonyos távolságot (kb. 3–4 km-t), aktiválódik a mély-konvekció, az adott kiindulási szinttel. A séma a tömegáramok, a légbeszívás, a fel- és leáramlások, a hozzááramlások, valamint a kondenzáció és a párolgás mértékének, intenzitásának meghatározásán alapul. Képes a sekély konvekció kezelésére is. A lezárási hipotézis a CAPE elfogyásához kötődik.

Egy további futtatást a szintén tömegfluxus elven működő Tiedtke sémával végeztünk (*Tiedtke*, 1989). Ez a KF parametrizációtól a lezárási feltétel tekintetében tér el leginkább, az ugyanis ebben az esetben a nagyskálájú nedvesség-összeáramláshoz kapcsolódik.

Végül a negyedik szimuláció, az előző kettőtől alapjaiban eltérő elven működő Betts-Miller-Janjić (BMJ) sémával készült (*Betts*, 1986; *Janjić*, 1994). Ez a vertikális referencia-profilhoz való igazítás módszerét alkalmazó parametrizáció nem írja le explicit módon a konvektív folyamatokat, hanem a légkör függőleges rétegződését – egy bizonyos relaxációs idő alatt – a megfigyelések alapján előre definiált, stabilis viszonyok irányába tereli. Így az aktuális hőmérsékleti- és nedvességprofilok átlagostól vett eltéréséből következtet például a csapadék keletkezésére. A BMJ séma is képes mind a sekély-, mind a mély-konvekció számbavételére. A modell nem aktiválódik egy bizonyos CAPE érték alatt, vagy túl száraz levegő esetén, és a trigger egy minimum felhővastagsághoz is kötött.

## 4. Adatok

### 4.1. Bemeneti adatok

A modellben alkalmazott parciális differenciálegyenletek megoldásához szükséges kezdeti- és peremfeltételeket az ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) által készített ERA-Interim globális reanalízis adatbázisból származtattuk. A reanalízis T255 spektrális, azaz nagyjából  $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ -os (kb. 80 km-es) horizontális felbontású, 60 vertikális szintet (0,1 hPa légnyomással bezárólag) tartalmaz. Az adathalmaz az 1979-es évvel kezdődik, és valós időben napjainkig frissül, bárki számára hozzáférhető (Dee et al., 2011). Elődeihez, az ERA-15-höz és az ERA-40-hez képest lényeges eltérés, hogy előállításához modernebb, 4D-Var adatasszimilációs technikát használnak 12 órás időablakkal. A 2000. január 1. és 2010. december 31. közötti időszakra, 6 óránként rendelkezésre álló adatokat speciálisan a meteorológia számára kifejlesztett, több változót tartalmazó, rácsra rendezett GRIB (General Regularly Distributed Information in Binary Form) formátumban töltöttük le, melyet a WPS előfeldolgozó egység kezelni tud. A függőleges rétegeket tekintve az előbb említett 60 helyett a felszíni értéken kívül a maximálisan letölthető 37 légnyomási szintből indultunk ki, ezek 1000 hPa-tól egészen 1 hPa-ig terjedtek.

### 4.2. Validáció

A különböző fizikai beállításokkal végrehajtott modellfuttatásokból nyert eredményeket az E-OBS adatbázissal hasonlítottuk össze, amely a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat (KNMI) által létrehozott ECA&D (European Climate Assessment and Data) időjárási megfigyeléseket tartalmazó gyűjteményén alapul. Az E-OBS rácsra interpolált napi minimum-, maximum-, és átlaghőmérsékleteket, csapadékösszegeket valamint átlagos tengersizinti légnyomás értékeket foglal magában 1950-től napjainkig (Haylock et al., 2008; van den Besselaar et al., 2011). Elérhető  $0,25^\circ$ -os és  $0,5^\circ$ -os horizontális felbontásban (ez közép-európai szélességi körön nagyjából 25 km-es és 50 km-es rács távolságnak felel meg), valamint az általános mellett elforgatott rácson is. Az adatok mindenki számára hozzáférhetők, és NetCDF (Network Common Data Form) formátumban állnak rendelkezésre, ami kiválóan alkalmas tömb szerkezetű információk tárolására. Modelleredményeink validálásához a  $0,5^\circ$ -os (kb. 50 km-es) vízszintes felbontású általános rácsra rendezett értékeket használtuk.

## 5. Módszerek

A 11 éves időintervallum szimulációja során az egy-egy modellbeállításhoz tartozó kimeneti fájlok heti bontásban készültek és 3 óránkénti adatokat tartalmaztak. Ezeket az egy hétre vonatkozó adatsorokat futtatásonként összefűztük egyetlen, a teljes integrálási időszakot lefedő fájlba, így a bennük tárolt információkat már könnyen tömbökbe tudtuk olvasni FORTRAN nyelvű program segítségével, hogy az utófeldolgozást elvégezhessük.

Mivel az összehasonlításra használt E-OBS adatbázis napi bontásban tartalmazza az adatokat, első lépésként FORTRAN programmal napi hőmérsékleti átlagokat és csapadékösszegeket állítottunk elő a kimeneti értékekből mind a négy futtatás esetében. Ezt követően éves, valamint havi átlaghőmérsékleteket és csapadékösszegeket számoltunk a 10 éves (2001-2010) időszakra vonatkozóan (az első évet ún. felpörgési időnek vettük, és nem számítottuk be). Ezt megtettük a teljes modelltartományra, továbbá csak Magyarország területére is, hogy egyetlen éghajlati övre vonatkozóan is nyerjünk információt. Szintén meghatároztuk rácspontonként az évszakos középértékeket, hogy külön vizsgálhassuk az egyes futtatások referencia-adatbázistól vett eltérését tavasszal, nyáron, ősszel és télen. A különbségeket a GMT (**Generic Mapping Tools**) segítségével térképeken is megjelenítettük.

Természetesen statisztikai összehasonlítási módszereket is alkalmaztunk a teljes idősorokra, melyek definícióit a következőkben adjuk meg. A Pearson-féle korrelációs együttható ( $r$ ) az alábbi képlet szerint számítható:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (3)$$

ahol  $\{x_1, \dots, x_n\}$  és  $\{y_1, \dots, y_n\}$  a két  $n$  elemszámú minta. A számlálóban a két adatsor kovarianciája, a nevezőben pedig a szórásaik állnak. Az adatsorok közötti átlagos négyzetes hiba (**Root Mean Square Error**, **RMSE**) meghatározására az

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (4)$$

formula nyújt lehetőséget, az előbbieken ismertetett jelölésekkel. Végezetül az átlagos abszolút hiba (**Mean Absolute Error**, **MAE**) megadható az

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - y_i| \quad (5)$$

összefüggés alapján. A statisztikai számításokat R programmal végeztük, melynek segítségével Taylor-diagramon (*Taylor, 2001*) is megjelenítettük az eredményeket.

## 6. Eredmények

Ebben a fejezetben bemutatjuk az arra vonatkozó eredményeinket, hogy a WRF modell – négy különböző beállítással futtatva – mennyire hatékonyan volt képes a regionális éghajlati jellemzők szimulációjára egy 10 éves időtartam során. Ennek megfelelően elsőként a statisztikai elemzés kerül ismertetésre, mely során áttekintjük a modell kimeneti eredményei és az E-OBS mérési adatsorának értékei között számított fő statisztikai mutatókat, amelyeket Taylor-diagramon is ábrázoltunk. Utána a két alapvető meteorológiai paraméter jellemzőinek analízise következik. Először diagramok segítségével összehasonlítjuk a hőmérsékleti szimulációk éves és havi alakulásait az E-OBS megfigyelésekből származtatott menetekkel, majd szemügyre vesszük az egyes évszakokban rácspontonként tapasztalható anomáliákat, az azokat megjelenítő térképeket is. Végül – ugyanilyen gondolatmenetet követve – áttérünk a mért és modellezett csapadékeloszlások különbségeire.

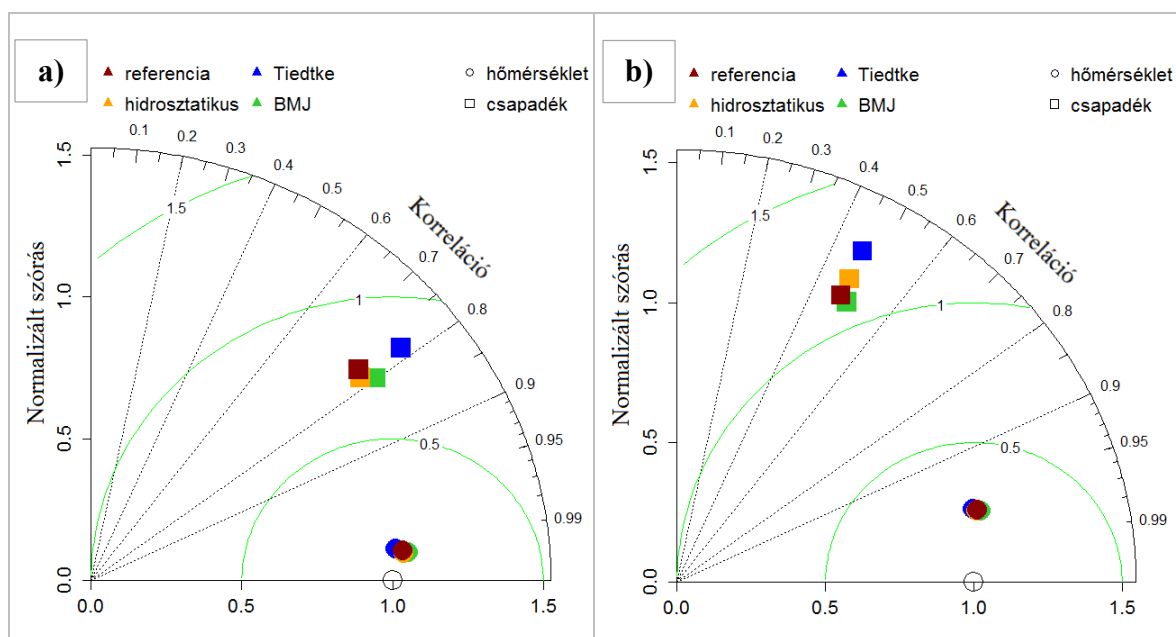
### Statisztikai elemzés

A Taylor-diagram (*Taylor, 2001*) alapvetően klimatológiai modellek validációjának céljából kifejlesztett ábrázolási forma. Három alapstatisztikát jelenít meg: a korrelációt, az átlagos négyzetes hibát (RMSE-t) és a szórást. A statisztikák meghatározása előtt, az adatok normálva lettek, így a megfigyelés szórása 1. Mind a két diagram esetén napi adatokkal dolgoztunk. Ahogy az R program segítségével kirajzolt diagramról, az origóból sugárirányban kifelé húzott segédvonalak alapján leolvasható, a négy különböző beállítású WRF szimulációból származó hőmérsékleti értékek és az E-OBS mérési referencia-adatsor között számított Pearson-féle korrelációs együttható ( $r$ ) egységesen 0,99 körülnek adódott a teljes mezőre számítva (*5a. ábra*), és ennél alig alacsonyabb, 0,97 körüli volt az összes rácspontra vonatkozó értékeket figyelembe véve (*5b. ábra*). A különböző hőmérsékleti futtatásokhoz tartozó (kör alakú) jelölők közel esnek egymáshoz, tehát azok szimulációja nagyjából azonosan hatékonyak bizonyult. Amint az általános modellezési tapasztalat alapján elvárható, a csapadék szimulált és megfigyelt adatsorai a hőmérsékleti értékeknél gyengébb korrelációt mutatnak. Ezen meteorológiai elem tekintetében az együttható mindegyik futtatás esetében kicsit 0,8 alatt maradt a teljes mező esetében, rácspontonként számítva pedig alig érte el a 0,5-et.

A diagram x tengelyén, az 1 értéknél lévő, üres karikával jelölt ponttól vett távolság mutatja meg az adott szimuláció E-OBS mérésekhez képest számított relatív átlagos

négyzetes hibáját (RMSE). Ennek néhány kitüntetett értékét a zöld félkörívek jelölik. Mivel az adatok normáltak, ezért az RMSE számok a megfigyeléstől vett relatív eltérést jelenik. Ezek alapján elmondható, hogy a különböző futtatások hőmérsékleti eredményei a 0,5-ös hibaszívon belül esnek, 0,1 körüliek a mezőátlag, illetve 0,25 körüliek a teljes adatsorra nézve. Ez a normalizált négyzetes hiba kb. 1 °C, illetve kb. 2,5 °C-nak felel meg. A csapadék értékei a 0,5 és 1,0 közötti hibatarományban vannak a teljes mező átlagát vizsgálva, és az 1–1,5 hibatarományban a teljes adatsorra szemlélve, tehát jelentős túlbecslést mutat a statisztika. Csapadéokra a négyzetes hiba 1 mm/nap, illetve 5 mm/nap nagyságrendű.

Végezetül a normalizált szórásokat említjük, melyeket az origótól vett sugaras távolság ad meg. Ezek túlnyomóan 1,0 körül alakultak mind a kettő meteorológiai paraméter, valamint mindkét számítási módszer tekintetében. Megjegyezzük, hogy a Tiedtke konvektív parametrizációval végzett futtatást szimbolizáló (kék) jelölő a csapadék esetében a többitől észrevehetően távolabb esik, ami azt jelenti, hogy az a többi szimulációnál nagyobb szórással (és hibával) rendelkezik.

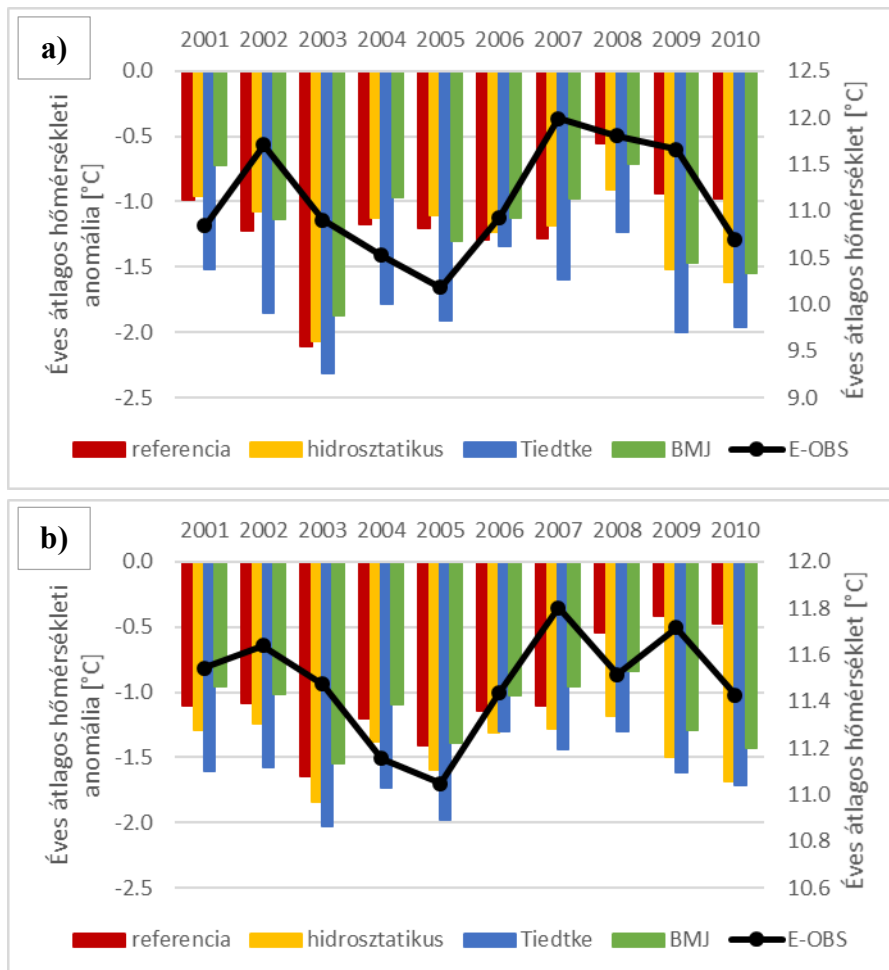


**5. ábra.** Taylor-diagram a négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció és az E-OBS adatbázis napi hőmérsékleti és csapadék adatsoraira (2001-2010 időszakra) a) mezőre átlagolt értékekre; b) minden rácspontra vonatkoztatva.

### Hőmérséklet

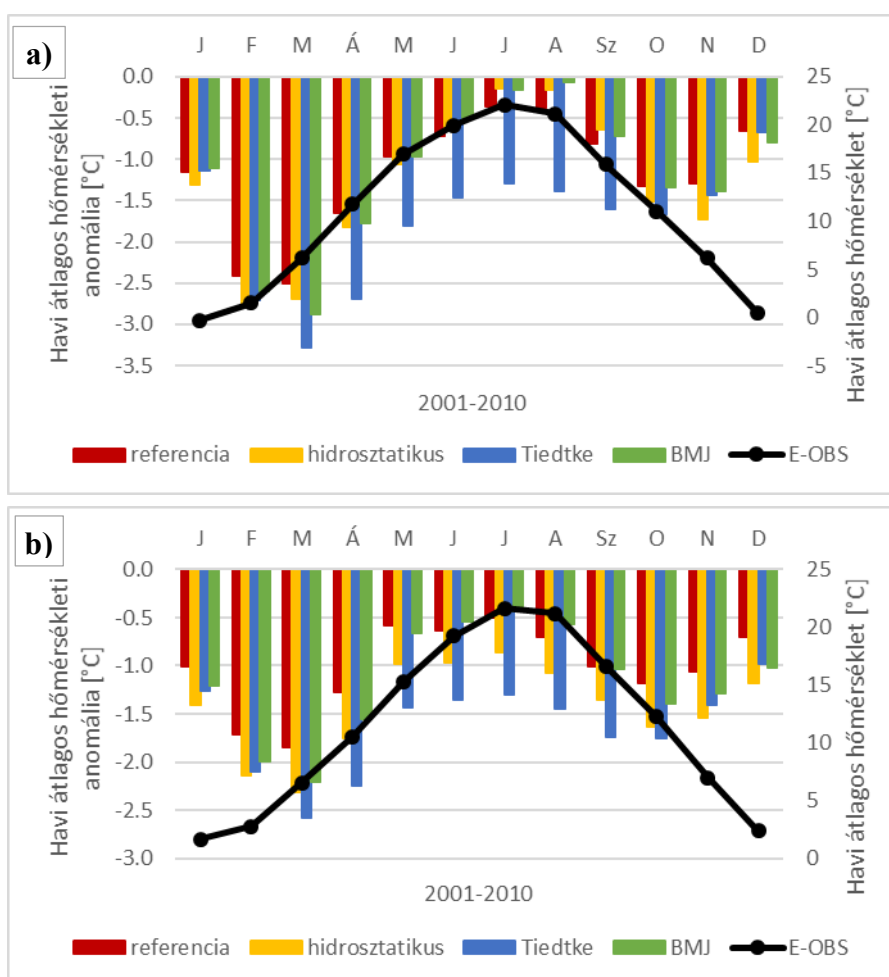
Mind a négy különböző beállítással történt futtatás szisztematikusan alulbecsülte az éves hőmérsékleti átlagokat az E-OBS mérésekből számoltakhoz képest a 10 éves intervallum során, Magyarország területét és a teljes modelltartományt tekintve egyaránt

(6a. és 6b. ábra). A negatív eltérés átlagosan 1,3 °C körül alakult, a legnagyobb negatív torzítások 2003-ban álltak elő, és pár tizeddel meghaladták a 2 °C-ot. A középhőmérséklet évek közötti menetét, azaz a hidegebb és melegebb évek váltakozását – főleg Magyarország térségére – megfelelően szimulálta a WRF. Látható, hogy az időszak elején meglehetősen hasonló mértékűek az egyes futtatások által produkált hőmérsékleti anomáliák, kivéve azt, amelyik a Tiedtke cumulus séma használatával készült, az ugyanis már a kezdeti években is a többinél jelentősebb eltéréseket mutat. Ez a parametrizáció becsült tehát a legnagyobb mértékben alul (átlagosan kb. 1,6 – 1,8 °C-kal), az egész időtartam folyamán. Összességében 1 °C-ot alig meghaladó átlagos negatív eltéréssel a referencia futtatás teljesített a legjobban, például a 6b. ábrán is jól látszik, hogy ez a szimuláció az időszak vége felé – főleg a teljes tartományon – egészen kicsi, 0,5 °C alatt maradó negatív torzítást mutat.



**6. ábra.** A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció éves átlagos hőmérséklet anomáliái az E-OBS adatbázishoz képest, a 2001-2010 időszakra a) Magyarországon; b) a teljes modelltartomány területére.

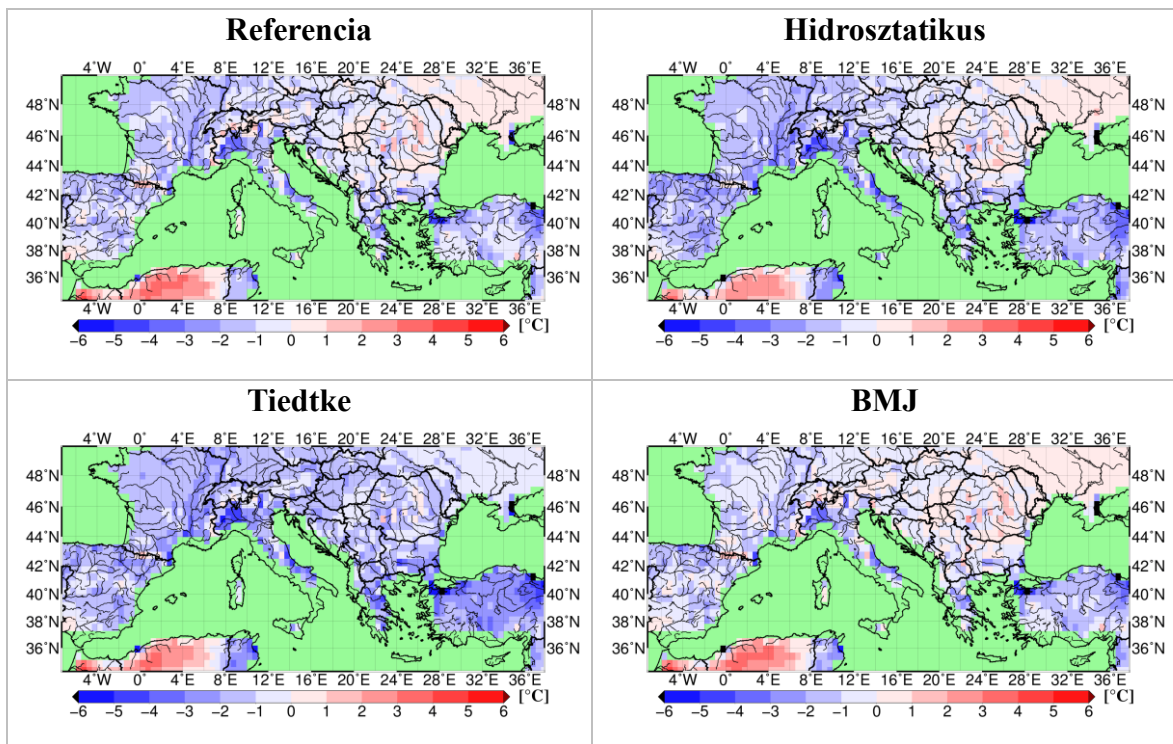
Az évenkénti hőmérsékleti átlagokhoz hasonlóan rendszeres alulbecslés jellemezte ugyanennek a meteorológiai paraméternek – a 2001 és 2010 közötti időszakból számított – éven belüli átlagos menetét, vagyis a havi hőmérsékleti átlagokat is (7. ábra). Az E-OBS adatsorhoz viszonyított átlagos negatív torzítás kb. 1,3 – 1,4 °C volt. A legnagyobb mértékű, átlagosan 1,7 és 2,9 °C közötti negatív eltérések a tél utolsó hónapjában és a tavasz első két hónapjában (február, március, április) jelentkeztek. Ugyanakkor a WRF modell szignifikánsan jobban visszaadta a nyári évszak átlagos hőmérsékleteit. Legjobban szimulált hónapnak a július és az augusztus bizonyult, ekkor az összes futtatásból, Magyarország területére számolt átlagos negatív különbség a modell és a mérések között mindössze 0,5 °C-nak adódott (7a. ábra). A havi átlagok esetében is levonható az a következtetés, hogy a Tiedtke séma alkalmazásával végzett szimuláció a többihez képest is alulbecsülte az értékeket, míg a valódihoz legközelebb a referencia futtatás esett.



7. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció havi átlagos hőmérséklet anomáliái az E-OBS adatbázishoz képest, a 2001-2010 időszakra a) Magyarország; b) a teljes modelltartomány területére.

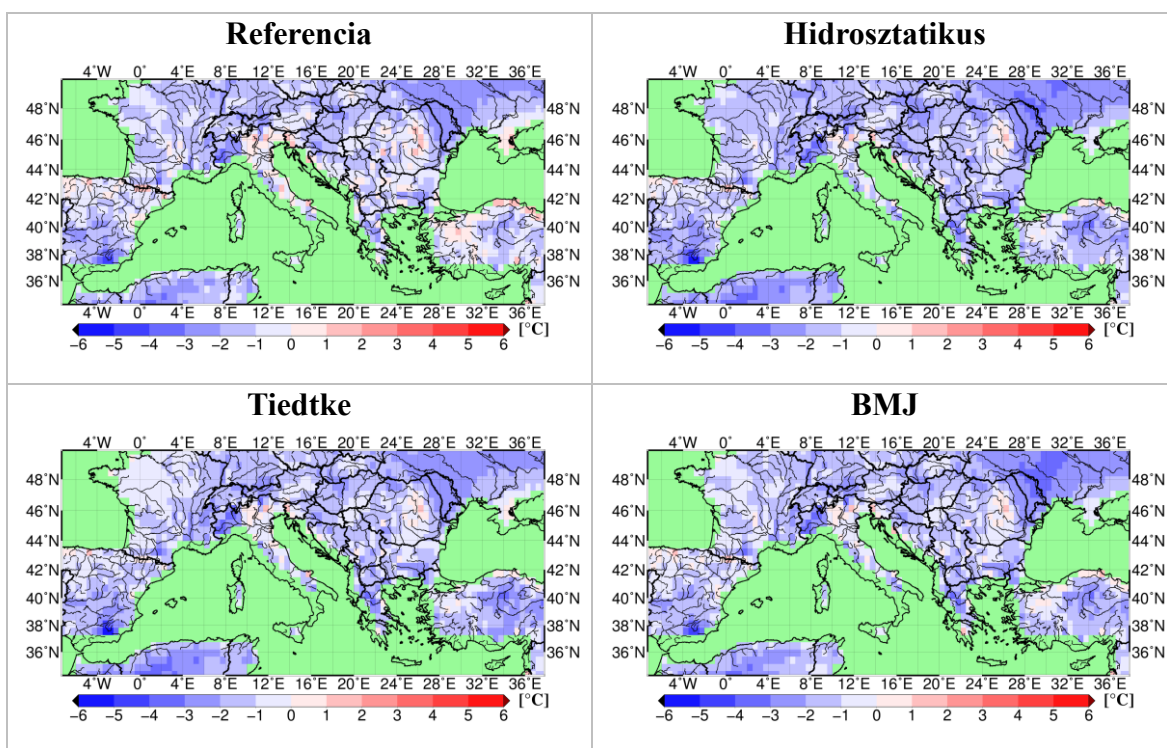


A 8. ábra a négy különböző WRF futtatás nyári évszakra vonatkozó átlagos hőmérsékleteinek rácspontonkénti eltérését mutatja az E-OBS adatbázistól, a 2001–2010 időszakból számítva. Látható, hogy Észak-Afrika térségében (a keleti, tunéziai részek kivételével) mind a négy parametrizációval készült szimuláció egyaránt szignifikáns (akár 3 °C-ot is meghaladó) pozitív anomáliát okozott a mérésekhez képest. Ezzel szemben Nyugat- és Dél-Európában, valamint Törökország területein főleg negatív hőmérsékleti eltérések adódtak, legkisebb (1 °C-ot többnyire el nem érő) mértékben a Betts-Miller-Janjić (BMJ) konvektív séma esetében. A vizsgálati tartomány északkeleti régióiban és a Kárpátokban – a Tiedtke futtatást leszámítva – enyhe fokú (1 °C alatti, hegyvidéki területeken 2 °C alatti) pozitív torzítás jelentkezett. Magyarország tekintetében elmondható, hogy a nyugati és az északi vidékeken a WRF gyengén (kevesebb, mint 1 °C-kal) alulbecsülte, az ország délkeleti harmadában pedig – a Tiedtke szimulációt kivéve – ugyanilyen mértékben túlbecsülte a nyári középhőmérsékleteket. Érdeemes továbbá kiemelni, hogy az Alpoktól délre, Északnyugat-Olaszországban mind a négy futtatás jelentősebb (akár 3 °C-ot túllépő) negatív eltérést mutatott az E-OBS adatokhoz képest.



8. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció E-OBS adatbázishoz képest vett nyári átlagos hőmérsékleti anomáliájának területi eloszlása a 2001-2010 időszakra.

A téli évszakban szinte az egész tartományon negatív eltéréseket produkáltak a WRF futtatások a 2001–2010 közötti intervallumból számolt átlagos hőmérsékletek tekintetében az E-OBS mérésekhez képest (9. ábra). A négy szimulációhoz tartozó térképek meglehetősen hasonlóak a leghidegebb évszakban. Az általánosan negatív eltérés Magyarország területére is vonatkozik, a legkisebb mértékű (1 °C-ot el nem érő) hideg torzítás hazánk délkeleti vidékein jelentkezett. A legnagyobb, akár 3 °C-ot is meghaladó kiterjedt negatív hőmérsékleti anomáliák az északkeleti részeken, Ukrajnában mutatkoztak. Ezen rendszeres alulbecsés alól kivételt jelentett Olaszország (főként annak északi régiói), Szlovénia délnyugati pereme, a Kárpátok vonulatai, Törökország északi térségei, valamint Észak-Spanyolország.

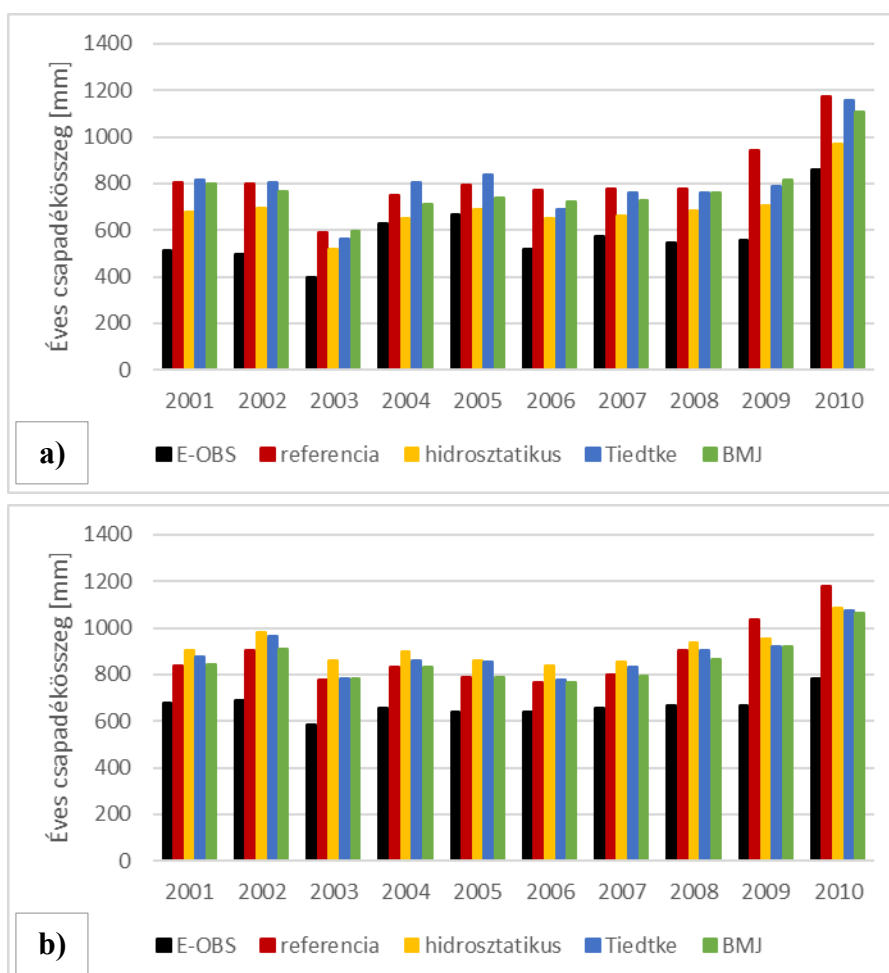


9. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció E-OBS adatbázishoz képest vett téli átlagos hőmérsékleti anomáliájának területi eloszlása a 2001-2010 időszakra.

A két átmeneti évszakra (tavasz és ősz) vonatkozó hőmérsékleti anomália térképek nem kerülnek külön bemutatásra. Általánosan elmondható róluk, hogy a teljes tartományon negatív torzítást mutatnak a négy WRF futtatás tekintetében, ebben a két évszakban. Kivételt jelent ez alól tavasszal Észak-Afrika térsége és a Kárpátok vonulatai, ősszel pedig a Kárpátok vidéke.

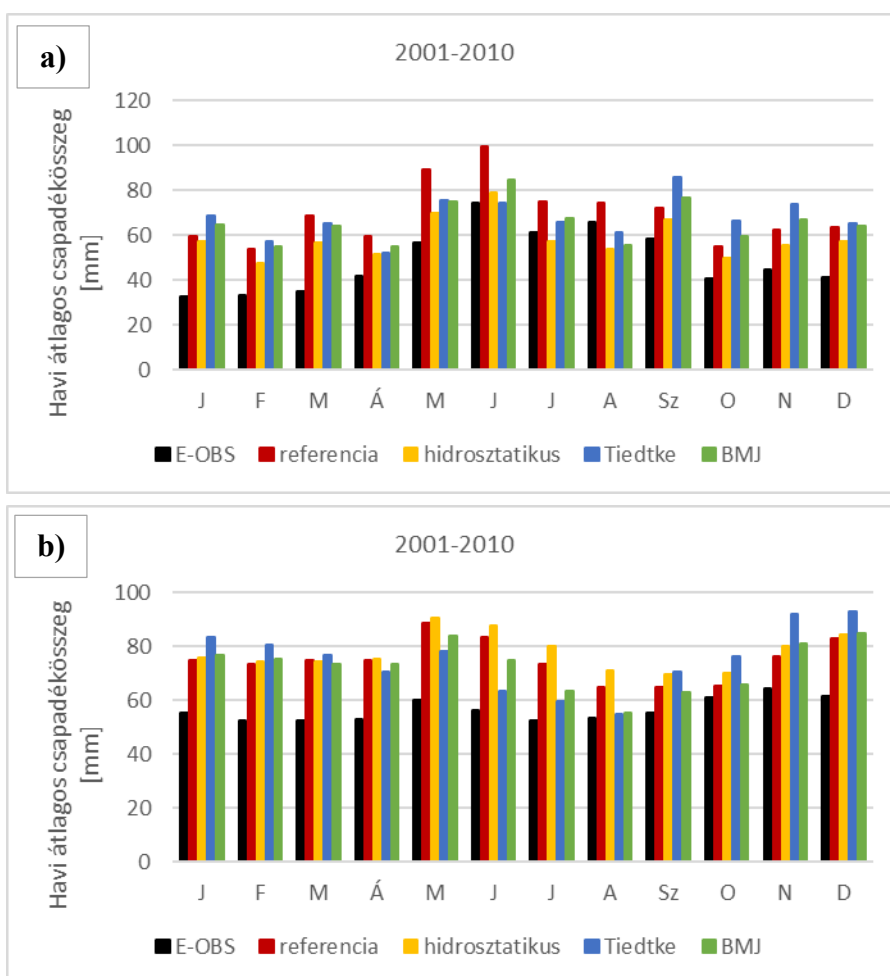
## Csapadék

Amint azt a 10. ábra is szemlélteti, mind a négy WRF futtatás Magyarország térségében és a teljes modellezési területen egyaránt túlbecsülte az éves csapadékösszegeket, a szimulációs időszak mind a 10 évében. Tehát a csapadék szisztematikus felülbecslését tapasztaltuk, melynek mértéke átlagosan nagyjából 194 mm-nek adódott hazánkban, és 219 mm-nek az egész domainre vonatkozóan. Különbség jelentkezett azonban a legjobban és legrosszabbul teljesítő futtatás tekintetében a két vizsgálati tartomány között. Magyarországon (10a. ábra) a hidrosztatikus futtatás érte el a legkisebb (átlagosan 114 mm-es) pozitív torzítást, míg a teljes tartományon (10b. ábra) ez működött a legrosszabbul (251 mm-es átlagos pozitív eltéréssel). Itt a Betts-Miller-Janjić (BMJ) séma adódott a legsikeresebbnek, amelynél 191 mm-es felülbecslés mutatkozott.



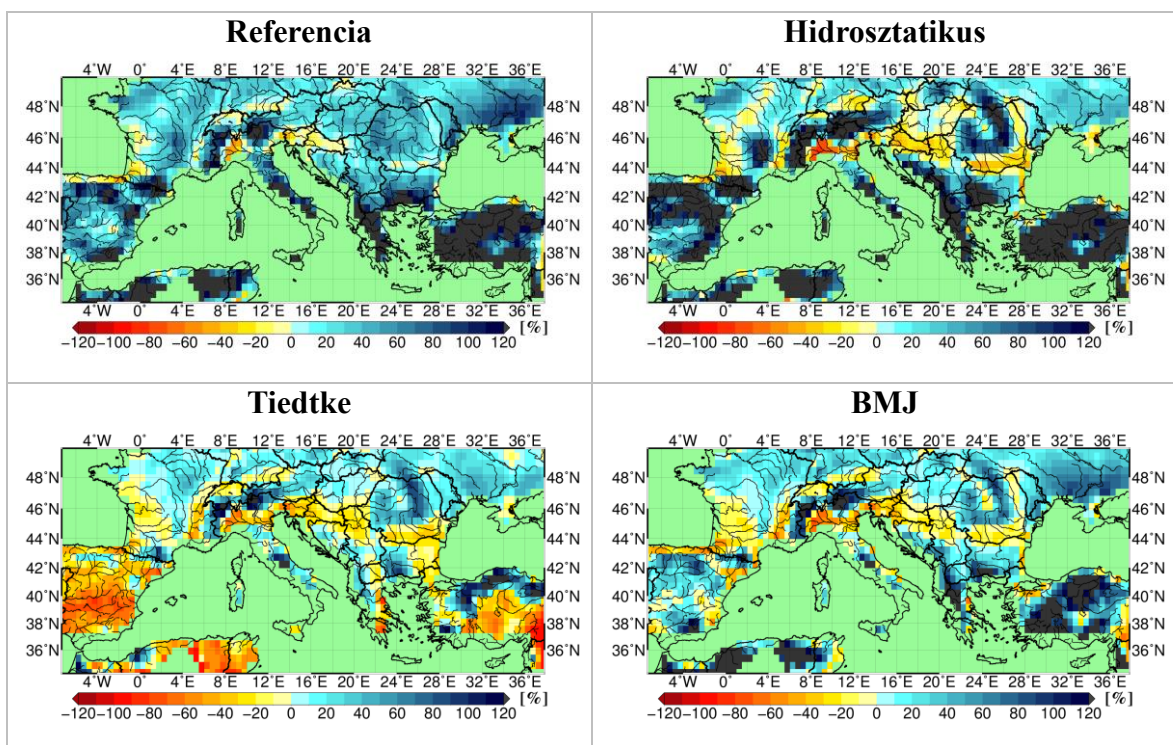
**10. ábra.** A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció éves csapadékösszeg anomáliái az E-OBS mérési adatbázishoz képest, a 2001-2010 időszakra a) Magyarország; b) a teljes modelltartomány területére.

A havi átlagos csapadékösszeget többnyire szintén felülbecslés jellemezte. A teljes modelltartomány (11b. ábra) tekintetében elmondható, hogy az összes WRF futtatás mindegyik hónapban egyaránt túlbecsülte az átlagos csapadékösszeget, átlagban 19 mm-rel, legkisebb mértékben (rendre 8, 12 és 8 mm-rel) augusztusban, szeptemberben és októberben. Magyarországi viszonylatban (11a. ábra) tavasszal, ősszel és télen mindegyik futtatás pozitív torzítást mutatott az E-OBS mérésekhez képest. A legkisebb eltérések a három nyári hónapban jelentkezték, sőt, augusztusban a referenciát kivéve az összes futtatás enyhe mértékű alulbecslésbe fordult át. A WRF sikeresen visszaadta a tavasz végi – nyár eleji csapadékmaximumot. Az egyes modellbeállítások hatékonysága az éves összegzett értékeknél megfigyelhetőhöz hasonlóan alakult: Magyarországon a havi átlagos csapadékösszegek tekintetében a hidrosztatikus szimuláció teljesített a legjobban (átlagosan 10 mm-es felülbecsléssel), a teljes modelltartományon pedig a Betts-Miller-Janjić (BMJ) konvektív parametrizációt alkalmazó futtatás, átlagban 16 mm-es pozitív eltéréssel.



11. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció havi átlagos csapadék anomáliái az E-OBS mérési adatbázishoz képest, a 2001-2010 időszakra a) Magyarország; b) a teljes modelltartomány területére.

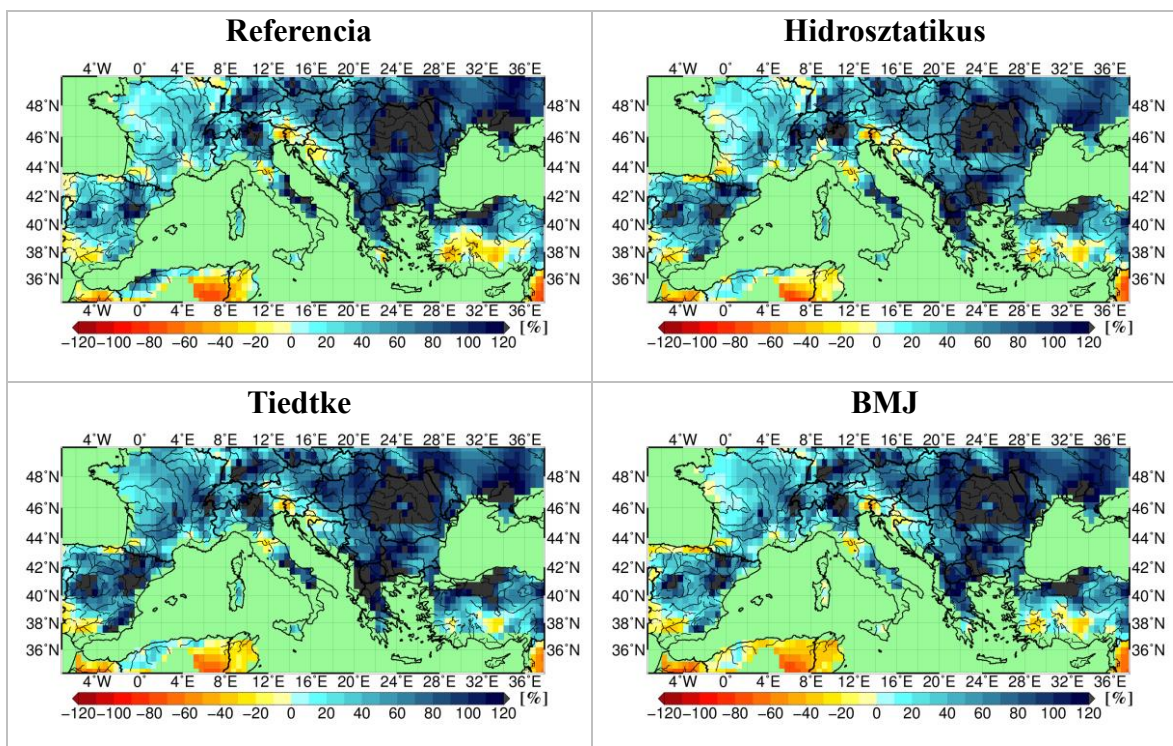
A 12. ábra szemlélteti a WRF-fel szimulált, nyári évszakra, azaz a konvektív szezonra vonatkozó átlagos csapadékösszegek E-OBS adatbázistól vett eltéréseit az egyes rácspontokban, a 2001 és 2010 közötti időszakból számítva. A referencia, a hidrosztatikus és a Betts-Miller-Janjić (BMJ) futtatás hasonlít abban, hogy mindhárom jelentős, 120 %-ot is meghaladó pozitív torzításokat (túlbecslést) mutat a vizsgált tartomány déli felében (Dél-Európában, Észak-Afrikában és Törökországban). A Tiedtke szimuláció esetében ennek pont a fordítottja látható: a délebbi területeken inkább negatív anomáliák (a csapadék legfeljebb 60 %-os alulbecslése) figyelhetők meg. A hidrosztatikus futtatás szignifikánsan felülbecsülte a nyári csapadékot a hegyvidékeken (például az Alpokban és a Kárpátokban). Az Alpoktól délre, Észak-Olaszországban az összes parametrizációs beállítással egyaránt negatív eltérések adódtak, tehát a modellel kapott eredmények a kelleténél szárazabbnak bizonyultak. Magyarország térségében a referencia szimuláció túlnyomóan 50 % alatti mértékben felül, a hidrosztatikus pedig (a középső országrészt kivéve) főleg kissé alulbecsülte az átlagos nyári csapadékot. Továbbá a két különböző konvektív sémával végzett futtatás a déli, délnyugati és a leginkább északkeleti vidékeken enyhe (10-20 %-os) negatív torzítást, az ország többi részén pedig hasonlóan enyhe pozitív torzítást produkált.



12. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció E-OBS adatbázishoz képest vett nyári átlagos csapadékösszeg anomáliájának területi eloszlása a 2001-2010 időszakra.

A téli hónap átlagos csapadékösszegeinek tekintetében az egyes WRF szimulációk mérésektől vett eltérései nagyrészt azonos képet mutatnak (13. ábra). Nagyobb kiterjedésű negatív anomáliák mindössze Észak-Afrikában és Szíriában figyelhetők meg, melyek a legdélibb részeken már a 70 %-ot is elérhetik. Ezen kívül foltokban a méréseknél szárazabbnak adódtak a WRF futtatások az Alpoktól délre, a szlovén-olasz határvidéken, Törökország középső és déli vidékein, valamint a spanyol-francia határ környezetében. A vizsgált tartomány legnagyobb részében ezzel szemben a téli csapadék felülbecslése volt jellemző, a Kárpátokban igen jelentős, 120 %-ot meghaladó mértékben. Szintén túlbecsült mind a négy szimuláció Magyarország teljes területén, akár 60–80 %-kal is.

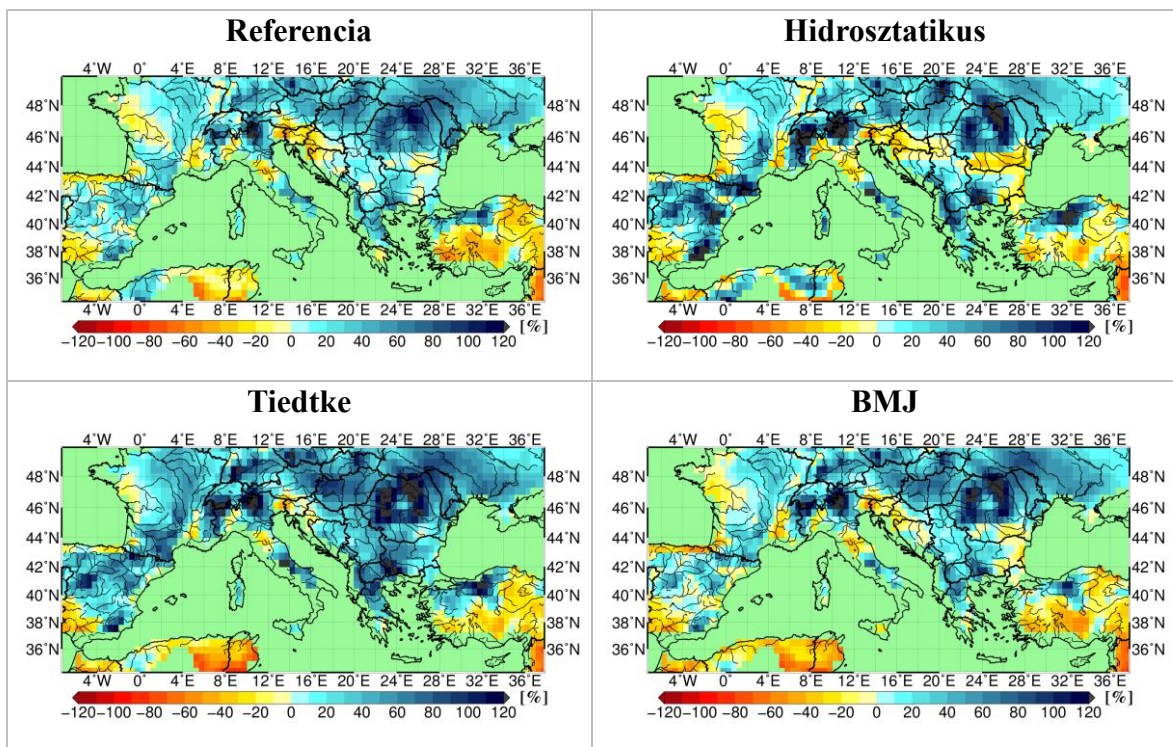
A tavaszi évszakra vonatkozó csapadék-anomália térképek a területi eloszlás tekintetében nagyon hasonlítanak a 13. ábrán látható téli térképekre, ezért azok nem kerülnek külön ismertetésre. Megjegyezzük azonban, hogy a pozitív torzítás (felülbecslés) kevésbé volt jelentős tavasszal.



13. ábra. A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció E-OBS adatbázishoz képest vett téli átlagos csapadékösszeg anomáliájának területi eloszlása a 2001-2010 időszakra.

Végezetül – az évszakos csapadék-anomáliák taglalásakor – nem kerülhető el az őszi évszakra vonatkozó eredmények bemutatása (14. ábra). Amint látható, a tartomány déli vidékei (Észak-Afrika és Törökország) mind a négy modellbeállítással szárazabbnak bizonyultak a mérésekhez képest. Ez a negatív torzítás (alulbecslés) déli irányba haladva

egyre jelentősebbnek mutatkozott, és meghaladta akár a 70 %-ot is. Ezzel szemben az európai területeken (így egész Magyarországon is) inkább pozitív eltérések látszódnak a – 2001 és 2010 között számított – őszi átlagos csapadék tekintetében. A legnagyobb mértékű, 100 %-ot túllépő felülbecslés a hegyvidéki területekre (például Alpok, Kápatok) volt jellemző. Foltokban Európában is megjelentek az E-OBS adatokhoz képest szárazabb térségek, például Spanyolország, Franciaország, valamint Szlovénia és Horvátország egyes körzeteiben.



**14. ábra.** A négy különböző beállítással futtatott WRF szimuláció E-OBS adatbázishoz képest vett őszi átlagos csapadékösszeg anomáliájának területi eloszlása a 2001-2010 időszakra.

## 7. Összefoglalás

Jelen dolgozatban részletezett munkánk során a mezoskálájú, nem-hidrosztatikus WRF-ARW modellt futtattuk regionális éghajlati szimulációk készítése és validálása céljából. Az 50 km × 50 km-es horizontális felbontású modelltartomány magában foglalta a Kárpát-medencét, így Magyarország térségét is. A szimulált időszak 2000. január 1-től 2010. december 31-ig tartott, tehát összesen 11 évet fedett le. A WRF számára kezdeti feltételként az ERA-Interim globális reanalízis szolgált. Négy különböző beállítással végeztünk tesztfutásokat: a referencia futtatáson kívül készítettünk egy szimulációt nem-hidrosztatikus módban, két alkalommal pedig a konvektív parametrizációs sémát változtattuk meg.

A validáció során, a WRF modellel szimulált hőmérsékleti és csapadékeloszlásokat az E-OBS mérési adatbázissal hasonlítottuk össze. A fő statisztikai mutatók vizsgálatának keretében láthattuk, hogy a mért és modellezett hőmérsékleti adatsorok között 0,99-es időbeli korrelációs együttható adódott a teljes mezőre számítva, és 0,97-es minden egyes rácspontot külön tekintve. A csapadéértékekhez tartozó időbeli korrelációs együttható kb. 0,8 volt a mezőre átlagolva, és 0,5 körülnek bizonyult az összes rácspontra. A szimulált éves és havi átlaghőmérsékleteket átlagosan 1,3 °C-os, szisztematikus alulbecslés jellemezte mind a négy különböző beállításon futtatásra. A WRF a nyári évszak (főleg július és augusztus) havi átlaghőmérsékleteit szimulálta a legsikeresebben, míg a legnagyobb eltérések februárban, márciusban és áprilisban álltak elő. A Tiedtke konvektív sémát használó futtatás a többinél jelentősen nagyobb torzításokat produkált, míg a valósághoz legközelebb a referencia beállítás esett. Az éves csapadékösszegeket rendszeresen túlbecsülte a modell, átlagosan 194 mm-rel Magyarország térségét tekintve, és 219 mm-rel a teljes modelltartományra vonatkozóan. Végezetül a havi átlagos csapadékösszegeket túlnyomóan szintén felülbecslés jellemezte, átlagban 19 mm-es az egész tartományon, és 16 mm-es hazánk területén. A legkisebb pozitív torzítások a nyári évszakban léptek fel, így – a havi átlagos hőmérsékleteknél tapasztaltakhoz hasonlóan – a nyár volt a legsikeresebben modellezett évszak. A csapadék szimulációját tekintve elmondható, hogy Magyarország térségében a hidrosztatikus, míg a teljes tartományon a Betts-Miller-Janjić (BMJ) konvektív parametrizációt alkalmazó WRF futtatás mutatta a legkisebb eltéréseket az E-OBS adatbázishoz képest.

A folytatásban szükséges még a mért és modellezett eloszlások közötti különbségek magyarázatának megtalálása, az ok-okozati összefüggések felderítése. Szintén érdemes lehet



további modellkonfigurációk kipróbálása, több parametrizációs séma tesztelése annak érdekében, hogy a szimulált meteorológiai, klimatológiai paraméterek minél kisebb mértékben térjenek el a megfigyelt értékektől. Esetlegesen indokolt lenne – legalább Magyarország térségében – a horizontális felbontás további finomítása, amelyet a WRF-ben például tartományok egymásba ágyazása tehet lehetővé. Végezetül megjegyezzük, hogy érdekességekkel szolgálhatna az extrém indexek elemzése is.

## **8. Köszönetnyilvánítás**

Rengeteg köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, aki felkeltette érdeklődésemet a meteorológia informatikai vonatkozásai iránt, és a munka során – a rendszeres konzultációkon kívül is – akármikor, bármilyen felmerülő problémára azonnal segített megoldást találni.

## 9. Irodalomjegyzék

- Arakawa, A., Schubert, W. H.*, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31: 674-701.
- Arakawa, A.*, 2004: The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future, *Journal of Climate*, 17: 2493-2525.
- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., Dudhia, J., Castro-Díez, Y.*, 2011: Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multistep regionalization, *Journal of Climate*, 24: 5633-5651.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Torma, Cs., Pieczka, I., Kardos, P., Hunyady, A.*, 2009: Analysis of regional climate change modelling experiments for the Carpathian basin, *International Journal of Global Warming*, 1(1-3): 238-252.
- Bartholy, J., Pongrácz, R.*, 2010: Analysis of precipitation conditions for the Carpathian Basin based on extreme indices in the 20th century and climate simulations for 2050 and 2100, *Physics and Chemistry of the Earth*, 35: 43-51.
- Belda, M., Skalák, P., Farda, A., Halenka, T., Déqué, M., Csima, G., Bartholy, J., Torma, Cs., Boroneant, C., Caian, M., Spiridonov, V.*, 2015: CECILIA Regional Climate Simulations for Future Climate: Analysis of Climate Change Signal, *Advances in Meteorology*, Volume 2015, Article ID 354727, 13 p.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B. et al.*, 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections, *Climatic Change*, 81: 71-95.
- Betts, A. K.*, 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112: 677-691.
- Bukovsky, M. S., Karoly, D. J.*, 2009: Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48: 2152-2159.
- Caldwell, P., Chin, H. N. S., Bader, D. C., Bala, G.*, 2009: Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California, *Climatic Change*, 95: 499-521.
- Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Miranda, P. M. A., Belo-Pereira, M.*, 2013: WRF high resolution simulation of Iberian mean and extreme precipitation climate, *International Journal of Climatology*, 33: 2591-2608.
- Casanueva, A., Herrera, S., Fernández, J., Gutiérrez, J. M.*, 2016: Towards a fair comparison of statistical and dynamical downscaling in the framework of the EURO-CORDEX initiative, *Climatic Change*, 137(3-4): 411-426.
- 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.
- Christensen, J. H., Christensen, O. B.*, 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century, *Climatic Change*, 81: 7-30.
- Csima, G., Horányi, A.*, 2008: Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service, *Időjárás*, 112(3-4): 155-177.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J. et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656): 553-597.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., Côté, J.*, 2002: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment, *Climate Dynamics*, 18(8): 627-646.
- Dudhia, J.*, 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46: 3077-3107.
- Emanuel, K. A.*, 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48: 2313-2329.

- Flaounas, E., Bastin, S., Janicot, S.*, 2011: Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF, *Climate Dynamics*, 36: 1083-1105.
- Fox-Rabinovitz, M., Côté, J., Dugas, B., Déqué, M., McGregor, J. L.*, 2006: Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison project (SGMIP), *Journal of Geophysical Research*, 111(D16).
- Gilliland, E. K., Rowe, C. M.*, 2007: A comparison of cumulus parameterization schemes in the WRF model, *Extended Abstract*, 12 pp. 21th Conference on Hydrology, 87th AMS Annual Meeting, 14-18. Jan. 2007., San Antonio, TX.
- Giorgi, F.*, 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *Journal of Climate*, 3: 941-963.
- Giorgi, F., Bi, X.*, 2000: A study of internal variability of a regional climate model, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D24): 29503-29521.
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R.*, 2009: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework, *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3): 175-183.
- Grell, G. A.*, 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Monthly Weather Review*, 121: 764-787.
- Gula, J., Peltier, W. R.*, 2012: Dynamical Downscaling over the Great Lakes Basin of North America Using the WRF Regional Climate Model: The Impact of the Great Lakes System on Regional Greenhouse Warming, *Journal of Climate*, 25: 7723-7742.
- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., New, M.*, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D20).
- Heikkilä, U., Sandvik, A., Sorteberg, A.*, 2011: Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model, *Climate Dynamics*, 37: 1551-1564.
- Hong, S. Y., Dudhia, J., Chen, S. H.*, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Monthly Weather Review*, 132: 103-120.
- 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.
- Janjić, Z. I.*, 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 122: 927-945.
- Kain, J. S.*, 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of Applied Meteorology*, 43: 170-181.
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B. et al.*, 2014: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble, *Geoscientific Model Development*, 7: 1297-1333.
- Krüzseli, I., Bartholy, J., Horányi, A., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G., Torma, Cs.*, 2011: The future climate characteristics of the Carpathian Basin based on a regional climate model mini-ensemble, *Advances in Science & Research*, 6: 69-73.
- Laprise, R.*, 2008: Regional climate modeling, *Journal of Computational Physics*, 227: 3641-3666.
- Manabe, S., Smagorinsky, J., Strickler, R. F.*, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, *Monthly Weather Review*, 93: 769-798.
- Marbaix, P., Gallée, H., Brousseau, O., van Ypersele, J. P.*, 2003: Lateral Boundary Conditions in Regional Climate Models: A Detailed Study of the Relaxation Procedure, *Monthly weather review*, 131(3): 461-479.
- Marta-Almeida, M., Teixeira, J. C., Carvalho, M. J., Melo-Gonçalves, P., Rocha, A. M.*, 2016: High resolution WRF climatic simulations for the Iberian Peninsula: Model Validation, Physics and Chemistry of the Earth, 94: 94-105.
- Marteau, R., Richard, Y., Pohl, B., Smith, C. C., Castel, T.*, 2015: High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France, *Climate Dynamics*, 44: 1093-1107.

- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H., Nakagawa, M., 2006: 20-km-Mesh Global Climate Simulations Using JMA-GSM Model: Mean Climate States, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84(1): 165-185.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14): 16663-16682.
- Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate, *Journal of Climate*, 12: 2256-2284.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *Journal of Applied Meteorology*, 9: 857-861.
- Phillips, N. A., 1956: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82: 535-539.
- Pieczka, I., Pongrácz, R., André, K. S., Kelemen, F. D., Bartholy, J., 2016: Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4. 3 for the Carpathian region, *Theoretical and Applied Climatology*, 1-14. doi:10.1007/s00704-016-1941-4.
- Pieri, A. B., von Hardenberg, J., Parodi, A., Provenzale, A., 2015: Sensitivity of precipitation statistics to resolution, microphysics, and convective parameterization: A case study with the high-resolution WRF climate model over Europe, *Journal of Hydrometeorology*, 16: 1857-1872.
- Raghavan, S. V., Vu, M. T., Liang, S. Y., 2016: Regional climate simulations over Vietnam using the WRF model, *Theoretical and Applied Climatology*, 126: 161-182.
- Rummukainen, M., 2010: State-of-the-art with Regional Climate Models, *Wiley Interdisciplinary Reviews, Climate Change*, 1: 82-96.
- Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hundscha, Y., Ribalaygua, J., Schmith, T., 2007: Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*: 112(D4).
- Skalák, P., Déqué, M., Belda, M., Farda, A., Halenka, T., Csima, G., Bartholy, J., Caian, M., Spiridonov, V., 2014: CECILIA regional climate simulations for the present climate: validation and inter-comparison, *Climate Research*, 60: 1-12.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR/TN-475+STR, NCAR Technical Note, 125 p.
- Srinivas, C. V., Hari Prasad, D., Bhaskar Rao, D. V., Baskaran, R., Venkatraman, B., 2015: Simulation of the Indian summer monsoon onset-phase rainfall using a regional model, *Annales Geophysicae*, 33: 1097-1115.
- Stensrud, D. J., 2007: *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*, Cambridge University Press, New York, 480 p.
- Suhas, E., Zhang, G. J., 2014: Evaluation of trigger functions for convective parameterization schemes using observations, *Journal of Climate Change*, 27: 7647-7666.
- Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary, *Időjárás*, 112(3-4): 203-231.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research*, 106: 7183-7192.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models, *Monthly Weather Review*, 117: 1779-1800.
- Torma, Cs., Coppola, E., Giorgi, F., Bartholy, J., Pongrácz, R., 2011: Validation of a high-resolution version of the regional climate model RegCM3 over the Carpathian Basin, *Journal of Hydrometeorology*, 12: 84-100.
- van den Besselaar, E. J. M., Haylock, M. R., van der Schrier, G., Klein Tank, A. M. G., 2011: A European daily high-resolution observational gridded data set of sea level pressure, *Journal of Geophysical Research*, 116(D11).

*van der Linden, P., Mitchell, J. E.*, 2009: ENSEMBLES: Climate change and its impacts – Summary of research and results from the ENSEMBLES project, Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 p.

*Warrach-Sagi, K., Schwitalla, T., Wulfmeyer, W., Bauer, H. S.*, 2013: Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany, *Climate Dynamics*, 41: 755-774.

*Yano, J. I.*, 2014: Formulation structure of the mass-flux convection parameterization, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 67: 1-28.

## **Internetes hivatkozások**

[1 – MM5 User's Guide]

[http://www2.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5\\_tut\\_Web\\_notes/MM5/mm5.htm](http://www2.mmm.ucar.edu/mm5/documents/MM5_tut_Web_notes/MM5/mm5.htm)