

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# **Finomskálájú regionális klímamodellezés – a RegCM4.5 regionális klímamodell alkalmazása**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Kalmár Tímea**

Meteorológus mesterszak,  
Előrejelző szakirány

Témavezető:

**dr. Pieczka Ildikó**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Konzulens:

**dr. Pongrácz Rita**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
2. Szakirodalmi áttekintés .....	5
2.1. Az éghajlati modellek felbontása.....	5
2.2. A nem-hidrosztatikus klímamodellek alkalmazása.....	9
3. A RegCM regionális klímamodell .....	14
3.1. Történeti áttekintés .....	14
3.2. Modell komponensek .....	16
3.2.1. A RegCM modell horizontális és vertikális rácshálózata .....	16
3.2.2. Térképvetület és térképskála faktor .....	19
3.3. A modell dinamikája .....	20
3.3.1. A hidrosztatikus dinamika és annak megoldása .....	20
3.3.2. A nem-hidrosztatikus dinamika és annak megoldása .....	22
3.4. A fizikai parametrizációk.....	24
3.4.1. Konvektív csapadék séma .....	24
3.4.2. Nagyskálájú csapadék séma .....	27
3.4.3. Az új mikrofizikai séma.....	28
4. A RegCM4.5 regionális klímamodell alkalmazása és a validációs adatbázis .....	31
4.1. A modell futtatása .....	31
4.2. Az egyes szimulációk főbb beállításai .....	34
4.3. A validációhoz felhasznált adatbázis: a CarpatClim adatbázis.....	36
5. Eredmények .....	39
5.1. Hőmérséklet.....	41
5.2. Napfénytartam .....	45
5.3. Csapadék.....	50
5.4. Konvektív csapadék.....	56
5.5. Talajnedvesség-tartalom .....	59
6. Összefoglalás .....	63
Köszönetnyilvánítás .....	65
Irodalomjegyzék .....	66

# 1. Bevezetés

Ahhoz, hogy minél pontosabban megértsük az éghajlati rendszer – a légkör és a vele érintkezésben álló négy geoszféra (hidroszféra, geoszféra, bioszféra és földfelszín) kölcsönhatásban levő együttese – működését, elengedhetetlen a fizikai törvényeken alapuló klímamodellek alkalmazása és folyamatos fejlesztése. A klímamodellek az éghajlati rendszerre ható és azon belül lejátszódó komplex kölcsönhatások, visszacsatolások folyamatát írják le. A modellfejlesztések egyik célja a múltban detektált éghajlati viszonyok, változások minél pontosabb rekonstruálása. Ha ez elfogadható mértékben sikerül, akkor következő lépésként a klímamodellek felhasználásával becsülhetjük az éghajlat jövőben várható változásait is. Napjainkban regionális skálán (pl. a Kárpát-medence térségére) a globális modellek eredményeit finomító regionális modellek már néhány km-es horizontális felbontással is rendelkezhetnek. Ez a térbeli felbontás akár már nem-hidrosztatikus közelítésű modelleket igényel. Ahhoz, hogy a modell megfelelően működjön, szükséges az alkalmazott modelldinamika és rácsfelbontás összehangolása (hiszen például 10 km-nél finomabb térbeli felbontás mellett már nem alkalmazható hidrosztatikus közelítés), valamint a modell rácsfelbontásánál finomabb térszkálájú folyamatok (pl. a felszín-légkör kölcsönhatások, konvektív folyamatok, vagy a felhők mikrofizikája) fizikai parametrizációinak további fejlesztése.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén 2002 óta folynak regionális klímamodellek adaptálásával, futtatásával kapcsolatos vizsgálatok (*Pieczka et al.*, 2014). A dolgozat célja, hogy a RegCM<sup>1</sup> legújabb verziójával, a RegCM4.5-ös verziójával a Kárpát-medencére végezzünk érzékenységvizsgálatot az 1981–1990-es időszakra. Ez a modellverzió már rendelkezik nem-hidrosztatikus modelldinamikával (*Elguindi et al.*, 2014), illetve egy új mikrofizikai sémát is beépítettek a modellbe. A vizsgálatok során ezen újítások hatását elemeztük.

A 2. fejezetben a klímamodellek felbontásáról és az ahhoz kapcsolódó parametrizációs folyamatokról lesz szó, majd rátérek azokra az éghajlati modellekre (főleg regionális skálán), amelyek nem-hidrosztatikus modelldinamikával is rendelkeznek. A 3. fejezetben a RegCM4.5 regionális klímamodellt, a 4. részben a modell alkalmazását és a validációhoz felhasznált CarpatClim adatbázist mutatom be. Az 5. fejezetben a szimulációk eredményeit részletezem, illetve összevetem azokat a korábbi modellverzióval

---

<sup>1</sup> RegCM: Regional Climate Model, Regionális Éghajlati Modell

(RegCM4.3, *Pieczka et al.*, 2016) kapott modelleredményekkel. Végül összefoglalom az eredményeket és felvázolom a további vizsgálati lehetőségeket.

## 2. Szakirodalmi áttekintés

Ebben a fejezetben az éghajlati modellek horizontális felbontása alapján röviden bemutatom a különböző osztályozásokat. Majd a diplomamunka szempontjából fontos nem-hidrosztatikus modellezés eddigi vizsgálatait és eredményeit foglalom össze röviden.

### 2.1. Az éghajlati modellek felbontása

Az éghajlatunkat meghatározó fizikai folyamatok köre igen széles. A rácshálózat horizontális és vertikális felbontását és kiterjedését úgy kell megválasztani, hogy a vizsgálandó folyamat fejlődését nyomon lehessen követni. A légköri folyamatok tér- és időskálája segítségével osztályozhatjuk a numerikus modelleket.

A Föld éghajlatát kormányzó folyamatok jobb megismeréséhez, az éghajlat változásának globális mértékű becsléséhez általános cirkulációs modelleket, illetve kapcsolt légkör-óceán modelleket fejlesztenek és futtatnak a nagyobb kutatóközpontokban (pl. a nagy-britanniai Hadley Központ által fejlesztett HadCM3<sup>2</sup>, *Gordon et al.*, 2000; a német Max Planck Meteorológiai Intézet által kifejlesztett ECHAM<sup>3</sup>, *Roeckner et al.*, 1995). Az általános cirkulációs modellek (GCM<sup>4</sup>) olyan fizikai törvényeken alapuló modellek, melyek az éghajlati rendszer elemeire felírt megmaradási egyenleteket oldják meg. Az általános cirkulációs modellek horizontális felbontása átlagosan 100-300 km, melyek a nagyobb térskálájú jelenségek, folyamatok leírására alkalmasak, viszont a kisebb skálájú légköri folyamatok leírására nem (*Hanssen-Bauer és Foerland 2001; Nieto et al.*, 2004; *Hazeleger et al.*, 2010). A figyelembe veendő folyamatok nagy száma és összetettsége, valamint a rendelkezésre álló számítógépes kapacitás határa szükségessé teszi, hogy a fizikai folyamatokat egyszerűbb alakban írjuk le. A szinoptikus skálájú folyamatokban a mozgásegyenlet harmadik tagjában a vertikális sebesség megváltozása elhanyagolható az egyenlet többi tagjához képest. Ezen (ún. hidrosztatikus) közelítéssel élve a vertikális sebesség mint prognosztikai változó eltűnik és az egyenlet a sztatika alapegyenletére redukálódik, a vertikális sebességet pedig a prognosztikai változók segítségével lehet kiszámolni (*Szépszó et al.*, 2013). A rácstávolságnál nagyobb skálájú folyamatokat a légköri hidro-termodinamikai egyenletrendszer (l. 3.3. fejezet) közvetlenül modellezi, míg a rácsfelbontásnál kisebb skálájú folyamatokat csak parametizációkkal

---

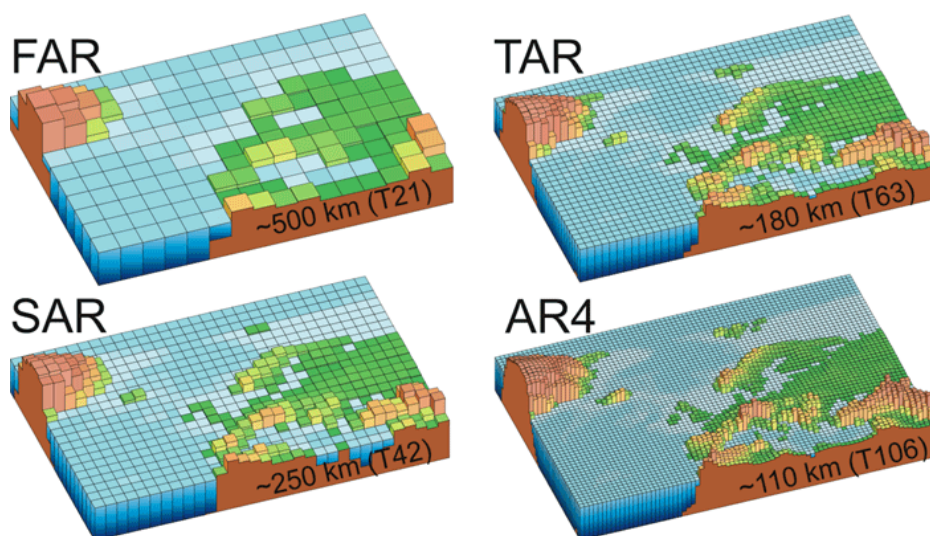
<sup>2</sup> HadCM3: Hadley Centre Coupled Model version 3, Hadley Központ kapcsolt modell 3-as verziója

<sup>3</sup> ECHAM: European Centre Hamburg Model (global climate model), Európai Központ Hamburg Model (globális éghajlati modell)

<sup>4</sup> GCM: General Circulation Model, Általános Cirkulációs Modell

lehet megadni.

Az 1. ábra a globális modellek átlagos felbontásának folyamatos javulását mutatja be az IPCC Negyedik Helyzetértékelő Jelentése alapján (IPCC, 2007). Az 1990-ben kiadott Első Helyzetértékelő Jelentésben (FAR<sup>5</sup>) a klímamodellek átlagos felbontása még 500 km körüli volt. Az 1996-os Második Helyzetértékelő Jelentés (SAR<sup>6</sup>) alapján a horizontális felbontás a korábbi modellekhez képest a duplájára (250 km) nőtt. A 2001-ben kiadott Harmadik Helyzetértékelő Jelentésben (TAR<sup>7</sup>) 180 km körül volt az átlagos felbontás, míg a 2007-es Negyedik Helyzetértékelő Jelentés (AR4<sup>8</sup>) alapján még finomabbá vált a horizontális felbontás, elérte a 110 km-t. A függőleges és a vízszintes felbontás folyamatos növekedésével a 2010-es évektől már 100 km alatti felbontással rendelkeznek a globális modellek. A 2. ábra illusztrálja, hogy a 2013-ban kiadott Ötödik Helyzetértékelő Jelentésben (AR5<sup>9</sup>) a modellek horizontális felbontásának növelése milyen hatással van a domborzat leírásában. A globális modellek felbontása a 85 km-t is elérheti, ami elsősorban a közel két évtized alatt lezajlott jelentős informatikai fejlődésnek köszönhető.



1. ábra: A globális klímamodellek horizontális irányú felbontásának fejlődése az IPCC Helyzetértékelő Jelentései alapján 1990 és 2007 között (Forrás: IPCC, 2007).

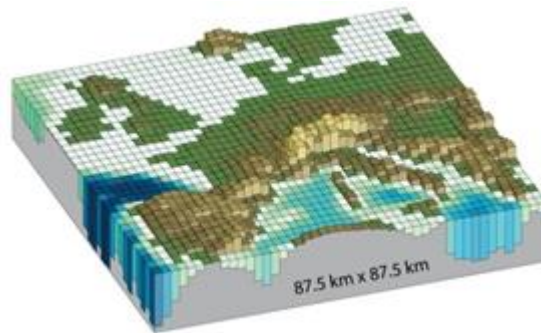
<sup>5</sup> FAR: First Assessment Report

<sup>6</sup> SAR: Second Assessment Report

<sup>7</sup> TAR: Third Assessment Report

<sup>8</sup> AR4: Fourth Assessment Report

<sup>9</sup> AR5: Fifth Assessment Report



2. ábra: A globális klímamodellek horizontális irányú felbontásának illusztrálása a 2013-ban kiadott Ötödik Helyzetértékelő Jelentés alapján (Forrás: IPCC, 2013).

A fenti fejlődés ellenére továbbra is szükség van olyan egyéb módszerekre, amikkel lehetőség nyílik a regionális és lokális skálájú éghajlatváltozás tanulmányozására, pontosabb előrejelzésére. A nagyskálájú globális információkat az ún. leskálázás segítségével finomíthatjuk. Az információk regionális térségre való finomítására három módszer lehetséges:

- A statisztikai leskálázás alkalmazásakor az éghajlat globális és regionális jellemzői között statisztikai kapcsolatot állítunk fel, és ezt a relációt alkalmazzuk a globális modell jövőre vonatkozó eredményeire (*Wilby et al., 1998; Haylock et al., 2006; Fowler et al., 2007*). A múltra vonatkozó globális adatokat a globális éghajlati modellek adják, míg regionálisan a mérések szolgáltatnak információt, közöttük állítunk fel tehát statisztikai kapcsolatot. A módszer hátránya az az implicit feltételezés, hogy a jövőben is fennmaradnak ezek a múltbeli kapcsolatok.
- A nagy- vagy változó felbontású globális modellek alkalmazása. Az egyenletesen finom felbontású légköri globális modelleket általában csak rövidebb időszemekre futtatják (*May és Roeckner, 2001; Coppola és Giorgi, 2005*). A változó felbontású modellek esetén a légköri modell felbontását csak azokon a területeken növelik, amelyek a vizsgálat szempontjából fontosak (*Déqué és Piedelievre, 1995*). Mindkét módszerről elmondható, hogy rendkívül időigényes és költséges, emiatt főleg a nagyobb kutatóközpontok alkalmazzák.
- A regionális modellek (RCM<sup>10</sup>) használata, amelyeket először az 1990-es években alkalmaztak a kisebb térségek (általában egy kontinens vagy annál kisebb terület) éghajlati viszonyainak jellemzésére (*Giorgi és Bates, 1989; Giorgi és Mearns, 1991, 1999; McGregor, 1997*). Fontos megjegyezni, hogy ezeknél a modelleknél

<sup>10</sup> RCM: Regional Climate Model, Regionális Éghajlati Modell

problémát okozhat, ha térbeli felbontásuk több mint egy nagyságrenddel nagyobb, mint a meghajtó határfeltételek felbontása (*Denis et al.*, 2003).

A regionális éghajlati modellek felbontása igen változatos, általában 50-25 km-es horizontális felbontással futtatnak regionális modelleket, de egyre gyakoribb a 10 km-es és annál jobb felbontású modellek alkalmazása is. Ezen modellek alkalmazása elterjedt, számos ország végez kísérleteket regionális modellekkel. Magyarországon négy regionális éghajlati modell futtatása történik: a nemzetközi együttműködésben kifejlesztett ALADIN-Climate (*Horányi et al.*, 2006; *Csima és Horányi*, 2008) és a német REMO (*Szépszó és Horányi*, 2008; *Szépszó*, 2014) modellt az Országos Meteorológiai Szolgálatnál használják. A brit PRECIS (*Bartholy et al.*, 2009, 2014; *Pieczka et al.*, 2011, 2012; *Pongrácz et al.*, 2011) és az amerikai RegCM (*Torma et al.*, 2008, 2011; *Bartholy et al.*, 2010; *Pieczka et al.*, 2016) modellt pedig az ELTE Meteorológiai Tanszékén alkalmazzák.

A számítógépes kapacitás növekedésével egyre több olyan modellt fejlesztenek, melyeknek horizontális felbontása 10 km alatti (*Hay et al.*, 2006). A felbontás növelése jelentősen érinti a modellekben használt fizikai parametrizációkat, mivel a finomabb felbontás mellett pontosabb parametrizációs sémákat szükséges alkalmazni (*Steppeler et al.*, 2003). Ilyenkor figyelembe kell venni, hogy a modell már képes egyes fizikai folyamatokat expliciten leírni, amikre így már nem kell parametrizációs sémát alkalmazni. Ilyen például a konvektív séma, amit kb. 2-3 km-es felbontás mellett el lehet hagyni. Ezzel együtt fejlettebb parametrizációs sémákat használnak a mikrofizikai, a turbulens, a sekély konvekciós és a felszíni folyamatok leírására is (*Lackmann*, 2011). Mindezek ellenére a kb. 3-10 km-es méretskálán (amit ún. szürke zónának is neveznek, *Gerard*, 2007) még továbbra is szükség van a parametrizációkra, de az egyes folyamatokat bizonyos mértékig a modell már expliciten számolja.

Meg kell azonban jegyezni, hogy a finomabb felbontású klímamodellek alkalmazása nem minden esetben ad pontosabb eredményeket egy adott térségre. Korábbi tanulmányokban már szó esett légköri modellek egyenleteinek hidrosztatikus és a nem-hidrosztatikus (*Song et al.*, 1985; *Seman*, 1994), illetve lineáris és nemlineáris feltételek melletti (*Weidman és Pielke*, 1983; *Dalu et al.*, 2003) tanulmányozásáról annak céljából, hogy érdemesebb-e a nem-hidrosztatikus modelleket alkalmazni vagy sem. Elsősorban azokban az esetekben tapasztaltak javulást, ahol térben nagyon változékony volt a csapadék vagy erősen tagolt volt a domborzat (*Christensen et al.*, 2009). A konvekciót expliciten számoló modellek általában jobb közelítést adnak a modellezés során fellépő



problémákra, mint például a csapadék intenzitásának alulbecslésére a komplexebb topográfiájú területeken (Frei et al., 2003). Alkalmazásuk további előnyei, hogy a planetáris határreget is jobban figyelembe veszik. A konvekciót expliciten számoló modellek használatával a konvekció napi ciklusának reprezentációja (Ban et al., 2014) és az esőzések térbeli struktúrájának és intenzitásának leírása javult (Kendon et al., 2012). Ezen kívül a szimulált órás csapadékextremumok intenzitása is jobban egyezett a megfigyelésekkel az ilyen modelleredmények felhasználása esetén (Ban et al., 2014; Chan et al., 2014; Fosser et al., 2015).

A tartomány és a felbontás együttes megválasztását mindig befolyásolja a számítógépes kapacitás is, hiszen minél nagyobb területre minél jobb felbontással szeretnénk szimulációkat végezni. A finom felbontásnál figyelembe kell venni, hogy a rácpontok számának növekedésével a stabilitáshoz szükséges időlépcső is rövidül, ami tovább növeli a szükséges számítógépes kapacitást. A nem-hidrosztatikus modellek segítségével korábban csupán rövidebb időszakokra és kisebb területekre végeztek el szimulációkat (Kanada et al., 2005; Yoshizaki et al., 2005; Yasunaga et al., 2006), mivel a rendelkezésre álló hardver- és szoftverkapacitás jelentősen behatárolta a modellek részletességét. Az utóbbi években a számítógépek fejlődésével számos nagyfelbontású globális szimulációt végeztek rövidebb időszakokra: Miyamoto et al. (2013) 12 óra hosszúságú időszakokra 870 m-es horizontális felbontás mellett végzett szimulációt az Indiai- és Csendes-óceán területére, Miura et al. (2007) egyhetes szimulációt készített 3,5 km-es felbontással a teljes Földre.

*„A számítógépek teljesítőképességének fejlődése minden bizonnyal lehetővé teszi, hogy a modellekben alkalmazott közelítések, megszorítások egyre enyhüljenek, és helyüket az egyre egzaktabb fizikai leírások és matematikai formulák vegyék át” (Práger, 2011).* A különböző modellgenerációk hibáinak vizsgálata során megállapítható, hogy a modellek fejlődése és teljesítménye javuló tendenciát mutat (Reichler és Kim, 2008).

## **2.2. A nem-hidrosztatikus klímamodellek alkalmazása**

Az előző fejezetben már szó volt az éghajlati modellek felbontásáról és azok osztályozásáról, legfontosabb tulajdonságairól. A számítástechnikai kapacitás növekedésével a modellek rácsfelbontása is folyamatosan finomodik. A modelldinamika szempontjából fontos elkülöníteni a kisebb felbontású (10 km és ennél nagyobb rácsávolság) hidrosztatikus és a finom felbontású (általában 2–5 km-es rácsávolság alatti)

nem-hidrosztatikus modelleket. A következőkben a nem-hidrosztatikus dinamikával rendelkező klímamodelleket és azok eredményeit mutatom be röviden.

Manapság már egyes globális éghajlati modellek is rendelkeznek nem-hidrosztatikus dinamikával. Az éghajlati alkalmazásra is szánt globális nem-hidrosztatikus ICON<sup>11</sup> modellt a hamburgi Max Planck Intézet és a Német Meteorológiai Szolgálat (DWD<sup>12</sup>) fejlesztte (Giorgetta *et al.*, 2009). Európában a spektrális HARMONIE<sup>13</sup>-Climate modellel folynak kísérletek elsősorban a Svéd Hidrometeorológiai Szolgálatnál (Lindstedt, 2012). Amerikában a CAM-EULAG<sup>14</sup> nevű nem-hidrosztatikus dinamikával rendelkező globális modell említendő meg, amit az NCAR<sup>15</sup> fejlesztett ki (Abiodun *et al.*, 2011).

A nem-hidrosztatikus regionális modellek sokkal elterjedtebbek, mint globális társaik. Ezek közül a teljesség igénye nélkül megemlíteném a Japán Meteorológiai Szolgálat (JMA<sup>16</sup>) által használt NHRCM<sup>17</sup> (Sasaki *et al.*, 2008) modell vagy a Német Meteorológiai Szolgálat által fejlesztett COSMO-CLM<sup>18</sup> nem-hidrosztatikus korlátos tartományú klímamodellje, ami a COSMO-LM<sup>19</sup> időjárás-előrejelző modell klímaverziója (Steppeler *et al.*, 2003). A Svéd Hidrometeorológiai Szolgálat által fejlesztett modell a HCLIM2<sup>20</sup>, melynek horizontális felbontása eléri a 2 km-t (Lind *et al.*, 2016). Az ALARO-0<sup>21</sup> klímamodell a Belga Királyi Meteorológiai Intézet (RMI<sup>22</sup>) regionális klímamodellje (de Troch *et al.*, 2013), ami fizikai parametrizációjának köszönhetően több méretskálán (4 és 40 km között) is jól használható.

A nem-hidrosztatikus (nagy felbontású) modellek segítségével különböző mezoskálájú folyamatokat, nagy konvektív viharokat eredményesen lehet vizsgálni (pl.: Kendon *et al.*, 2014; Prein *et al.*, 2015). Ezen kívül a csapadék napi menetének

---

<sup>11</sup> ICON: Icosahedral Nonhydrostatic – general circulation model, Ikozahedrális nem-hidrosztatikus általános cirkulációs modell

<sup>12</sup> DWD: Deutscher Wetterdienst

<sup>13</sup> HARMONIE: HIRLAM-ALADIN Regional Mesoscale Operational NWP In Europe, HIRLAM-ALADIN regionális mezoskálájú numerikus előrejelzés Európában

<sup>14</sup> CAM-EULAG: Community Atmospheric Model - Eulerian/semi-Lagrangian numerical model for fluids, Közösségi légköri modell – Euleri-/szemi-Lagrange-i numerikus modell folyadékokra

<sup>15</sup> NCAR: National Center for Atmospheric Research - Nemzeti Légekörkutató Központ

<sup>16</sup> JMA: Japan Meteorological Agency

<sup>17</sup> NHRCM: Non-hydrostatic Regional Climate Model, nem-hidrosztatikus regionális klímamodell

<sup>18</sup> COSMO-CLM: Consortium for Smallscale Modeling – model in CLimate Mode, Konzorcium a kisskálájú modellezésért – éghajlati módban

<sup>19</sup> COSMO-LM: Consortium for Smallscale Modeling – Lokal Model, Konzorcium a kisskálájú modellezésért – lokális modell

<sup>20</sup> HCLIM2: HARMONIE (HIRLAM-ALADIN Regional Mesoscale Operational NWP In Europe), in a climate setting version 2, HARMONIE (HIRLAM-ALADIN regionális mezoskálájú numerikus előrejelzés Európában) klímamódban 2-es verzió

<sup>21</sup> ALARO-0: ALADIN and AROME combined model, ALADIN és AROME kombinált modell

<sup>22</sup> RMI: The Royal Meteorological Institute of Belgium

reprezentálására, illetve az extrém időjárási események és térbeli változékonyságok vizsgálatára is használható (Kendon *et al.*, 2012; Ban *et al.*, 2014, 2015; Brisson *et al.*, 2015; Prein *et al.*, 2015). Néhány korábbi kutatást és azok eredményeit a továbbiakban részletesebben is ismertetek.

Yoshizaki *et al.* (2005) a Japán Meteorológiai Intézet által kifejlesztett regionális, 5 km-es horizontális felbontású nem-hidrosztatikus modellel (JMA-NHRCM) a Japán-szigetek és a Koreai-félsziget környékén jelentkező Mei-yu (más néven Baiu)-front jövőbeli változásait vizsgálta. A Mei-yu front egy kvázi-tartós, közel állandó, kelet-nyugati irányultságú gyenge baroklin zóna az alsó troposzférában, amely Délkelet-Ázsia időjárását jelentősen befolyásolja késő tavasztól nyárig. A szimulációk alapján a front hosszabb ideig marad fenn és a fronttal járó csapadék mennyisége is megnő a Japán-szigetek déli területei felett a 21. század végére.

Kendon *et al.* (2012) a heves esőzések térbeli és időbeli struktúráját vizsgálták a Brit Meteorológiai Szolgálatnál futtatott UKV<sup>23</sup> előrejelző modellel (ami éghajlati modellként is alkalmazható) az 1989–2008-as időszakra. Két modell eredményét hasonlították össze: egy 1,5 km horizontális felbontású modellt, ami a konvektív folyamatokat expliciten számolja; és egy 12 km-es regionális modellt, amiben a konvekció parametrizálva van. Az eredmények azt mutatják, hogy a jobb felbontású modell sokkal realiztikusabban adja vissza az esőzéseket, azonban térben és időben felülbecsül: több villámárvíz jelenik meg benne, mint amennyi a múltban bekövetkezett. A 12 km-es modellfuttatás viszont sokkal jobban alábecsli az esőzéseket. A vizsgálatok során kiderült, hogy a többórás nyári extrém csapadékesemények megfigyelt értékeit az 1,5 km-es felbontású modell pontosabban becsülte, mint a 12 km-es horizontális felbontású szimuláció.

Ban *et al.* (2014) az 1998–2007-es időszakra végzett szimulációt nem-hidrosztatikus 2,2 km-es horizontális felbontású beágyazott modellel az Alpok területére, illetve egy 12 km-es, egész Európát lefedő modellszimulációt készített a COSMO modellel. Az eredmények alapján a 2,2 km-es felbontású modell jelentősen javította a csapadék és a hőmérséklet napi ciklusát, bár még mindig felülbecsülte a csapadékot és pozitív hőmérsékleti hiba is fennáll. A 12 km-es felbontású szimulációban a konvekció parametrizációjának következtében egy gyengébb napi menet figyelhető meg. Habár mindkét modell jól visszaadta az extrém csapadékesemények napi menetét, a 12 km-es

---

<sup>23</sup> UKV: variable resolution United Kingdom model, Változó felbontású nagy-britanniai modell

alulbecsülte az órás csapadékintenzitást, míg a 2,2 km-es felbontású szimuláció a megfigyelésekkel jobban egyezett.

*Diallo et al.* (2014) a nyugat-afrikai monszunt vizsgálta a HadGM3-RA<sup>24</sup> nem-hidrosztatikus regionális modellel. A modell szerint a nyugat-afrikai monszun június-augusztus idején a legintenzívebb. A nem-hidrosztatikus HadGM3-RA realiztikusabban ábrázolta a monszunhoz kapcsolódó esőprofil, mint a monszunt megelőző március-június időszak csapadéktevékenységeit. A hőmérsékletet a Száhel-övezetben alulbecsülte a modell, míg a Száheltől délre levő területeken pedig felülbecslést figyeltek meg.

*Morel et al.* (2014) az indiai-óceáni Réunion szigetére végzett a WRF-RCM<sup>25</sup> klímamodellel szimulációkat. Eredményeik alapján a trópusi ciklonok okozta csapadék és a domborzat együttes hatása a helyi csapadék eloszlását jelentősen befolyásolja. A vizsgálat során finom felbontású (680 m) modellt alkalmaztak az évszakos, illetve az éves csapadékmennyiség változásaira. Két időszakot választottak ki: a szokásosnál nedvesebb 2004/2005 és az átlagnál szárazabb 2000/2001 novembertől áprilisig tartó időszakát. A kapott eredmények alapján a csapadék mennyisége a nyugati területeken kevesebb, mint a keleti részekén, tehát a fennálló nyugat-keleti csapadék-gradiensre elfogadható becslést készítettek. Összességében viszont a modell felülbecsülte a csapadékot.

*Kieu-Thi et al.* (2015) a Vietnám területét érintő trópusi ciklonok és a heves esőzések vizsgálatát tűzte ki célul a JMA-NHRCM használatával. A modell jól adta vissza az esőzések évszakos menetét. A közeli és a távolabbi jövőre (2015–2039 és 2075–2099) végzett szimulációhoz az RCP8.5 scenáriót alkalmazták. A szimulációk alapján jelentős csapadékcsökkenés várható Északnyugat- és Közép-Vietnámban a nyári hónapokban, míg az északkeleti területeken őszi növekedés. A trópusi ciklon-szezon első felében a modell a trópusi ciklonok számát és területét alulbecsülte, a szezon második felében azonban némileg felülbecsülte. Mindkét jövőbeli időszakban a trópusi ciklonok számának kismértékű csökkenése várható. Ezen kívül a ciklonok számának jelenlegi maximuma várhatóan egy hónappal későbbre tolódik. A trópusi ciklon okozta csapadékmennyiség növekedése valószínűsíthető Észak-Vietnám területén. Ezzel szemben a középső területeken csak a közeljövőben várható növekedés, a délebbre fekvő területeken viszont mindkét időszakban csökkenés valószínűsíthető a modellszimulációk alapján. A nem trópusi ciklonokhoz köthető csapadék esetén északon mindkét időszakban csökkenés

---

<sup>24</sup> HadGM3-RA: Hadley Centre Global Environmental Model version 3 - regional climate model, Hadley Center Globális Környezeti Modell 3-as verziója – regionális klímamodell

<sup>25</sup> WRF-RCM: Weather Research and Forecasting Model -Regional Climate Model, Időjárás Kutatás és Előrejelzési Modell- Regionális Éghajlati Modell

várható. Ezzel szemben Dél-Vietnámban csapadéknövekedésre számítanak a távoli jövőben.

Ezek a korábbi vizsgálatok is alátámasztják, hogy kis térskálán érdemes nem-hidrosztatikus klímamodelleket alkalmazni annak ellenére is, hogy ezek szimulációi a legtöbb esetben a csapadékot felülbecslik. Elsősorban azokon a területeken okozott javulást a finomabb felbontású modell, ahol erősen tagolt a domborzat. Ezeken kívül az extrém eseményeket (például trópusi ciklonok, heves esőzések, monszun) is érdemes nagy felbontású, nem-hidrosztatikus klímamodellekkel vizsgálni.

### 3. A RegCM regionális klímamodell

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén 2002 óta folynak regionális klímamodellek adaptálásával, futtatásával kapcsolatos vizsgálatok (*Pieczka et al.*, 2014). A közelmúltban elvégeztük a RegCM4.5 modellverzió (*Elguindi et al.*, 2014) telepítését az ELTE szuperszámítógépén. A továbbiakban a RegCM4.5 regionális modell kerül bemutatásra.

#### 3.1. Történeti áttekintés

Az első generációs RegCM modellt az NCAR Pennsylvania Állami Egyetem (PSU) által használt MM4<sup>26</sup> alapján fejlesztették ki a '80-as évek végén (*Dickinson et al.*, 1989; *Giorgi*, 1989), ami azóta folyamatos módosításokon esett át (*Giorgi et al.*, 1999; *Pal et al.*, 2000). Az MM4 mezoskálájú modellben több fizikai parametrizációt lecseréltek, hogy alkalmazni tudják a klímakutatásokban. Főleg a sugárzás-átvitel és a felszíni fizikai folyamatok leírásában hajtottak végre változtatásokat, melyek végül a RegCM modelleszalád első generációjához vezettek (*Dickinson et al.*, 1989; *Giorgi*, 1990). Az első generáció által alkalmazott sémák: a BATS<sup>27</sup> a felszíni folyamatok leírásához (*Dickinson et al.*, 1986), a CCM1<sup>28</sup> sugárzási átviteli sémája, a közepes felbontású lokális planetáris határréteg séma, a Kuo-típusú cumulus konvektív séma (*Anthes*, 1977) és az explicit nedvesség séma (*Hsie et al.*, 1984).

A modell fizikájának és numerikus sémáinak első jelentősebb fejlesztését Giorgi és társai végezték el 1993-ban (*Giorgi et al.*, 1993a,b). A fejlesztések során elkészítették a modell második generációját. A RegCM 2-es verziójában a fizikai folyamatokat leíró módszerek alapját az NCAR CCM2 globális modellje (*Hack et al.*, 1993) és a mezoskálájú MM5 (*Grell et al.*, 1994) modell adta. A főbb fejlesztések közé tartozik a CCM2 sugárzás-átviteli csomag beépítése, a nem lokális határréteg séma (*Holtzlag et al.*, 1990) alkalmazása, a cumulus felhőzetet leíró séma (*Grell*, 1993) és a BATS újabb verziója (*Dickinson et al.*, 1993).

Az elmúlt években újabb parametrizációs eljárásokat építettek a RegCM3 modellbe. Ezek főleg a CCM újabb verziójának (*Kiehl et al.*, 1996) fizikáján alapulnak. Először a CCM2 sugárzás-átviteli csomagját cserélték le a CCM3-ban alkalmazott

---

<sup>26</sup> MM4: Mesoscale Model version 4 - 4-es verziószámú mezoskálájú modell

<sup>27</sup> BATS: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme - Bioszféra-Atmoszféra-Transzfer-Séma

<sup>28</sup> CCM1: Community Climate Model 1 - az első verziószámú Közösségi Klíma Modell

eljárásra. A CCM2 csomagjában a  $H_2O$ ,  $O_3$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  elnyelését vette figyelembe a modell. A modell a rövidhullámú sugárzás átvitelt  $\delta$ -Eddington közelítéssel kezelte, míg a felhők közötti sugárzási áramokat három felhő paraméter (felhővel való borítottság, a felhő folyékony víztartalma és a felhő effektív cseppszugara) alapján számította ki. A CCM3-ban elvégzett bővítések során további üvegházhatású gázok ( $N_2O$ ,  $CH_4$ , CFC), az aeroszol részecskék hatásainak (szóródás, abszorpció) leírása, illetve a felhőjég figyelembe vétele került a modellbe.

Az eredetileg alkalmazott explicit nedvesség sémát (*Hsie et al.*, 1984) egy egyszerűsített formula váltotta fel, mivel az eredeti változat túl nagy számításigénnyel bírt. Az egyszerűsített séma csak a felhővízre vonatkozó prognosztikai egyenletet tartalmazza, amely figyelembe veszi a felhővíz keletkezését, az advekciót, a turbulens átkeveredést, az ún. re-evaporációt telítetlen környezetben, és a csapadékképződést. A felhő folyékony víztartalmának előrejelzett értéke közvetlen bemeneti adatként szolgál a sugárzási számításoknál. Továbbá a séma a felhőjeget a hőmérséklet függvényében számolja. Az infravörös tartományban a felhő emisszivitása a felhő folyékony és szilárd halmazállapotú víztartalmának függvénye, míg az abszorpció függ a vízcseppek és a jégkristályok keresztmetszetétől.

További fejlesztés a modellben a rácspont-távolságnál finomabb felbontású felszínnek és domborzatnak egy ún. mozaik-típusú parametrizációjában (*Giorgi et al.*, 2003) a felszíni felbontás finomítása.

Később a modellbe egy új nagyskálájú felhőzet és csapadék sémát is bevezettek (*Pal et al.*, 2000), ami a felhőzet rácspontfelbontásnál kisebb változásait is figyelembe veszi. További újítás az óceáni felszíni fluxusok új parametrizációjának alkalmazása (*Zeng et al.*, 1998) és egy új cumulus konvektív séma adaptálása (*Emanuel*, 1991; *Emanuel és Zivkovic-Rothman*, 1999). A RegCM4 esetén egy újfajta, ún. kevert séma is választható, ami megengedi, hogy eltérő sémát választhassunk külön a szárazföldre és az óceánokra.

Egy másik fontos változtatás a RegCM3-hoz képest az aeroszol részecskék sugárzás-átvitelének számítása. A RegCM3-ban az aeroszol modell a számítást csak a rövidhullámú tartományban végezte el a szóródásra és az abszorpcióra (*Giorgi et al.*, 2002). A RegCM4-ben már az infravörös tartományban történő szóródás és az abszorpció is bele van építve a modellbe, melynek leírása *Solmon et al.* (2008) munkájában található. A relatíve nagyobb méretű porszemcsék és tengeri só részecskék mennyisége és hatásának leírása is nagyon fontos az infravörös tartományban történő emisszivitás miatt.

A RegCM4.3-as verziója új felszíni, planetáris határreteg és légkör-tengerfelszín

fluxus sémákat, valamint a korábbi sugárzás-átviteli és határréteg sémák módosításait tartalmazta (*Elguindi et al.*, 2011). Ez a modellverzió már párhuzamos futtatásra is alkalmas volt, mely a szimulációk futási idejét jelentősen lerövidítette (*Giorgi et al.*, 2011).

A 4.3-as verzióhoz képest a legnagyobb különbség, hogy a RegCM4.5-ös verziója már nem-hidrosztatikus dinamikával is rendelkezik, amelynek alapja az MM5 nem-hidrosztatikus verziója. A másik újítás, hogy egy új parametrizációs sémát építettek a modellbe, ami a réteges felhőzet mikrofizikájának és a csapadékképződésnek a részletesebb leírására szolgál (*Nogherotto et al.*, 2016).

## **3.2. Modell komponensek**

A RegCM modellezési rendszer négy komponensből áll, ezek a felszíni jellemzők, a kezdeti- és peremfeltételek (ICBC) meghatározása, a RegCM modell integrálása és az utófeldolgozás. Az első kettő komponens képezi az előfeldolgozási folyamatokat. Ennek során a felszíni jellemzők (domborzat, földfelszín típusa és tengerfelszín hőmérséklet) és a háromdimenziós izobárikus meteorológiai adatok horizontális interpolációja történik szélességi-hosszúsági rácshálózatról egy finom felbontású területre. Az alkalmazott leképezés elforgatott (vagy normál) Mercator, Lambert szögtartó, vagy poláris centrumú sztereografikus lehet. A modell elvégzi a nyomási szintek adatainak vertikális interpolációját  $\sigma$ -koordináta-rendszerbe. A modell vertikális és horizontális felbontása, illetve a céltartomány mérete változó lehet, ami a számításigényt jelentősen befolyásolja. A következőkben a RegCM modell rácshálózatát mutatom be részletesebben.

### **3.2.1. A RegCM modell horizontális és vertikális rácshálózata**

A mért, vagy adatasszimiláció útján előállított adatok általában nyomási szintekre állnak rendelkezésre, amiket még azelőtt át kell transzformálni a modell saját vertikális rácshálózatára, hogy bemeneti adatként megadnánk a modellnek. A modell függőleges irányú koordináta-rendszere felszínkövető (3. ábra), vagyis az alacsonyabb rácsszintek követik a felszín változásait, míg a magasabb rácsszintek szinte az izobár felületekkel párhuzamos felületeken futnak. A középső szintek folyamatosan simulnak ki, ahogyan közeledünk a legalacsonyabb értékű nyomási szintek felé.

Hidrosztatikus esetben a dimenziótlan  $\sigma$ -koordináták adják meg a modellszinteket, ahol  $p$  a légnyomást,  $p_t$  a modellben leírt légkör legfelső szintjén (tetején) lévő nyomást,



míg  $p_s$  a felszíni nyomást jelöli:

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)} \quad (1)$$

$p^*$ -ot a következőképp definiálhatjuk:

$$p^*(x, y) = p_s(x, y) - p_t \quad (2)$$

Nem-hidrosztatikus esetben is hasonló dimenziótlan koordinátát használunk, de az teljesen a referencianyomástól függ. A referencia légköri profil:

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t) \quad (3)$$

$$T(x, y, z, t) = T_0(z) + T'(x, y, z, t) \quad (4)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t) \quad (5)$$

Így a vertikális  $\sigma$ -koordináta:

$$\sigma = \frac{(p_0 - p_t)}{(p_s - p_t)} \quad (6)$$

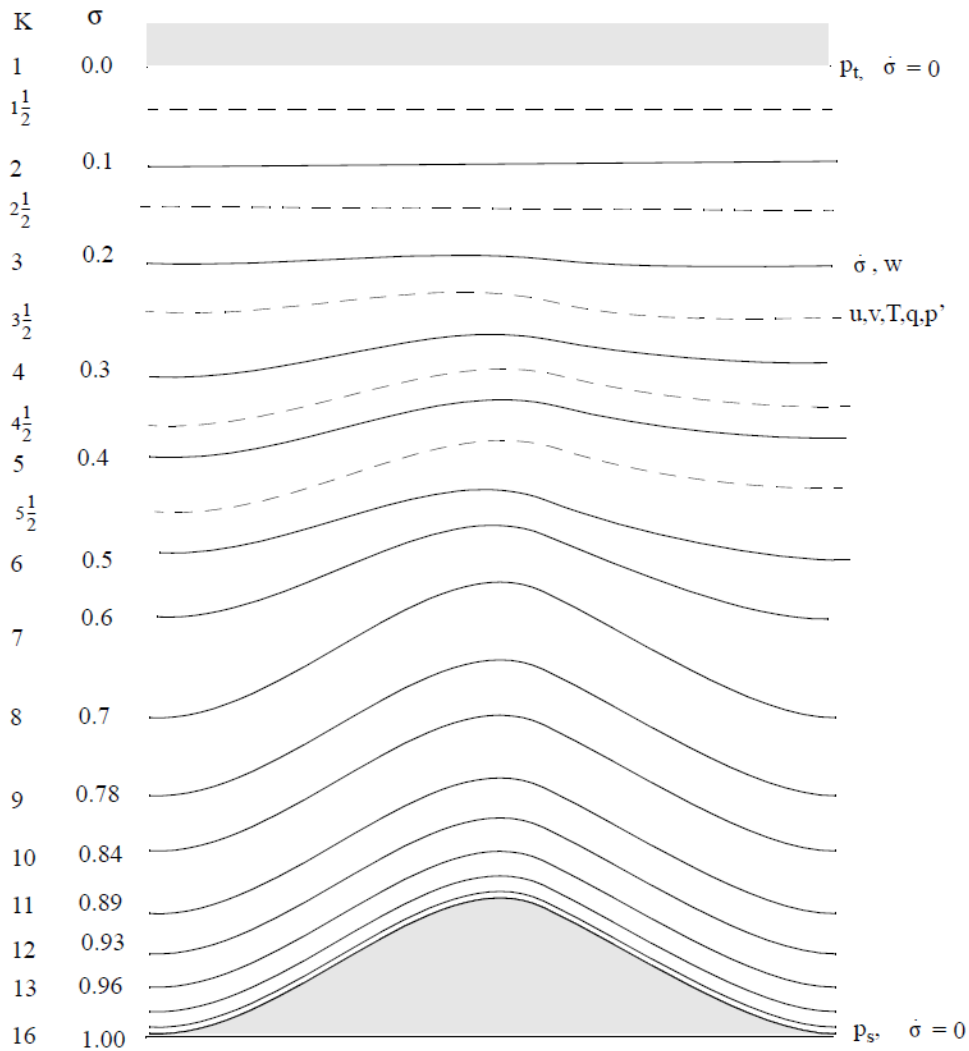
ahol  $p_s$  a felszíni nyomás,  $p_t$  a modellben leírt légkör tetején lévő nyomás és  $p_0$  a referencia nyomásprofil. A teljes nyomás mindegyik rácspontban a következőképp számolandó:

$$p = p^* \sigma + p_t + p' \quad (7)$$

ahol  $p^*$  a hidrosztatikus közelítéskor korábban definiált változó,  $p'$  pedig a háromdimenziós nyomásperturbáció, ami egy előrejelzett mennyiség.

A 3. ábrán is látható, hogy  $\sigma$  nullát vesz fel a légkör tetején és egyet a felszínen, és mindkét közelítés esetén  $\sigma$ -val jelöljük a modellszinteket, melyek osztásköze nem feltétlenül egyenletes. Általában a felszínhez közeli határretegben sűrűbben helyezkednek el a szintek, melyek száma változtatható a feladat függvényében.

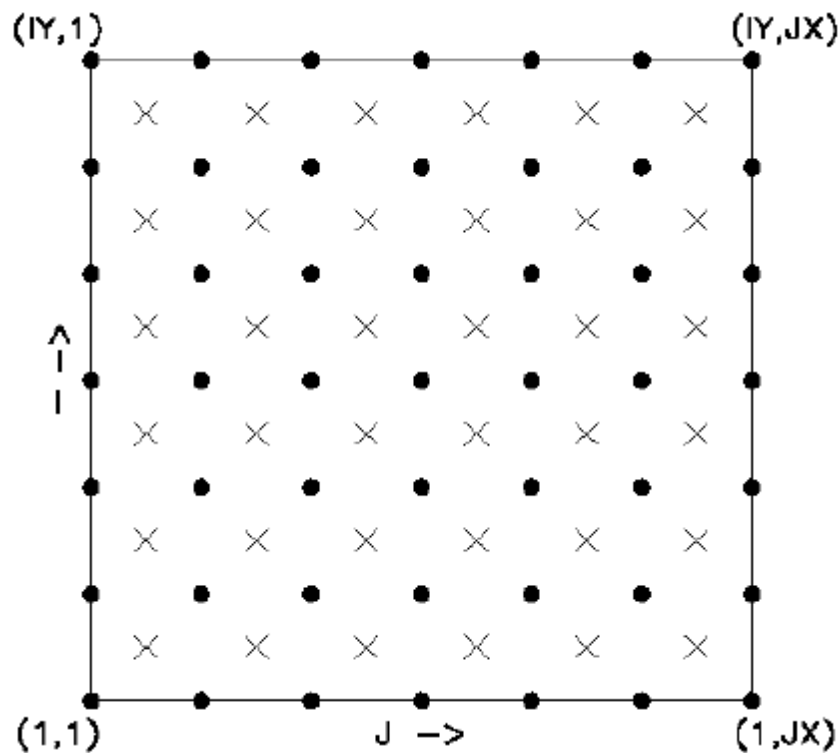
A prognosztikai változók a vertikális rendszer szintjei között elhelyezkedő ún. fél-szintekre vannak definiálva, melyek szaggatott vonallal jelennek meg a 3. ábrán. A vertikális sebesség az egész szinteken (folytonos vonal jelöli őket) van definiálva. A szintek definiálásakor az egész szintek vannak listázva, beleértve a 0 és az 1-es  $\sigma$ -szintet is. A modell rétegeinek száma eggyel kevesebb, mint az egész  $\sigma$ -szintek száma.



3. ábra: A modell vertikális felépítésének vázlata. Az ábrán a vertikális rétegek száma 15. A szaggatott vonalak a fél  $\sigma$ -szinteket, míg a folytonos vonalak az egész szigma szinteket jelölik.

(Forrás: *Dudhia et al.*, 2005)

A horizontális rácshálózat Arakawa-Lamb B elosztású (*Arakawa és Lamb*, 1977) (4. ábra). A skalárok ( $T$ ,  $p'$ ,  $q$ ,  $w$ ) a rács középpontjaiban, míg a keleti ( $u$ ) és az északi ( $v$ ) irányú sebességkomponensek a rács sarokpontjaiban vannak definiálva. A kiindulási adatok megadása után az előfeldolgozási szakaszban végzi el a modell a megfelelő rácshálózatra történő interpolációt.



4. ábra: Az Arakawa-Lamb B rácshálózat szemléltetése. A rácsnégyzetek közepén elhelyezkedő x-ek jelölik a rácsközéppontokat, míg a fekete pontok a rácssarokpontokat. A horizontális sebességek a rácssarokpontokban vannak meghatározva. (Forrás: *Dudhia et al., 2005*)

### 3.2.2. Térképvetület és térképskála faktor

A modellben négyféle térképvetület közül lehet választani. A Lambert-féle szög tartó kúpvetületet a közepes földrajzi szélességekre, a polár-sztereografikus projekciót a magasabb, a normál Mercator-vetületet az alacsony szélességekre alkalmazzák, míg az elforgatott Mercator leképezést egyéni igények szerint. A dolgozat vizsgálataihoz végzett modell integrálás során a Lambert térképezést alkalmaztuk. Ezért a modellben használatos x és y irányok nem esnek egybe a nyugat-kelet, illetve az észak-dél irányokkal (csak a normál Mercator-vetület esetén lenne ez így), ezért a megfigyelt széladatokat a modell rácshálózatára kell elforgatni, hogy hasonló vizsgálatokat lehessen végezni.

A leképezés torzítása ( $m$ ) definíció szerint a következő:

$$m = \frac{\text{térképsíki távolság}}{\text{aktuális távolság a Földön}},$$

amelynek értéke általában egyhez közeli, ám a földrajzi szélesség függvényében változik. A rácspontok közötti tényleges távolság változó a teljes tartományon át, mivel a gömbi

felszín sík felszínre történő leképezése történik. Ezt a tényezőt figyelembe kell venni a horizontális gradiens számításakor.

### 3.3. A modell dinamikája

A modell kétféle választható dinamikáját leíró egyenletekre kétféle megoldás létezik:

- Hidrosztatikus megoldás
- Nem-hidrosztatikus megoldás

#### 3.3.1. A hidrosztatikus dinamika és annak megoldása

A modell dinamikáját leíró egyenletek és azok diszkretizációja *Grell et al.* (1994) munkájában található meg.

#### Horizontális momentum egyenletek

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[ \frac{\sigma}{\rho} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right] + f p^* v \quad (8)$$

$$+ F_H u + F_V u$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial t} = -m^2 \left( \frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[ \frac{\sigma}{\rho} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right] + f p^* u \quad (9)$$

$$+ F_H v + F_V v$$

ahol  $u$  és  $v$  jelöli a keleti és északi sebességkomponenseket,  $\Phi$  a geopotenciál magasságot,  $f$  a Coriolis-paramétert,  $m$  a választott térképezés torzítását,  $F_H$  és  $F_V$  a horizontális és vertikális turbulens diffúzió hatásait jelentik, míg  $p^* = p_s - p_t$ .

Az egyenletekben szereplő  $\dot{\sigma}$  a  $\sigma$  függőleges koordináta teljes deriváltja:

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} \quad (10)$$

Ezen kívül  $T_v$  a virtuális hőmérséklet:

$$T_v = T(1 + 0,608q_v) \quad (11)$$

ahol  $q_v$  a vízgőz keverési aránya.

$$\frac{\sigma}{\rho} = \frac{RT_v}{(p^* + p_t/\sigma)} \quad (12)$$

ahol  $R$  a száraz levegő ideális gázállandója (értéke  $287 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ),  $\rho$  pedig a sűrűség.

### Kontinuitási és $\dot{\sigma}$ egyenlet

A felszíni nyomás a kontinuitási egyenletből számítható ki:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (13)$$

A fenti egyenlet vertikális integrálja a felszíni nyomás időbeli változását írja le a modellben:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left[ \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right] d\sigma \quad (14)$$

A rétegvastagság megváltozásának kiszámítása után a vertikális sebesség kiszámítása következik a szigma koordinátarendszerben minden egyes szintre. Értéke a kontinuitási egyenlet adott szintig terjedő vertikális integráljából áll elő.

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \left[ \frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left( \frac{\partial p^* u/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v/m}{\partial y} \right) \right] d\sigma' \quad (15)$$

ahol  $\sigma'$  egy integrációs változó és  $\dot{\sigma}(\sigma = 0) = 0$ .

### Termodinamika és az omega egyenlet

A termodinamikai egyenlet:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left[ \frac{\partial p^* uT/m}{\partial x} + \frac{\partial p^* vT/m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{c_p(\sigma + p_t/p^*)} + \frac{p^* Q}{c_p} \\ + F_H T + F_V T \end{aligned} \quad (16)$$

ahol  $c_p = c_{pd}(1 + 0,8q_v)$  a nedves levegő állandó nyomáson vett specifikus fajhője és  $q_v$  a vízgőz keverési aránya,  $c_{pd}$  a száraz levegő állandó nyomáson vett specifikus fajhője,  $Q$  a diabotikus fűtés,  $F_H T$  a horizontális diffúziót leíró tag,  $F_V T$  a vertikális átkeveredés és a száraz konvekció általi hatás, és  $\omega$  a p-rendszerbeli függőleges sebesség:

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \frac{dp^*}{dt} \quad (17)$$

$$\frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left[ u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right] \quad (18)$$

### Hidrosztatikai egyenlet

A modell a hidrosztatikai egyenletet használja fel, hogy a  $T_v$  virtuális hőmérsékletből a geopotenciál magasságot kiszámítsa:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \ln(\sigma + p_t/p^*)} = -RT_v \left[ 1 + \frac{\sum q_x}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (19)$$

ahol  $T_v = T(1 + 0,608q_v)$  a virtuális hőmérséklet,  $q_x$  a keverési arány a különböző mikrofizikai elemekre.

### 3.3.2. A nem-hidrosztatikus dinamika és annak megoldása

Eddig  $p^*$  időben konstans volt, de ez a feltétel a nem-hidrosztatikus közelítés esetén a kontinuitási egyenletben már nem alkalmazható. Emiatt megjelenik még egy *DIV* tag:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v u / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + u \text{DIV} \\ & - \frac{m p^*}{\rho} \left[ \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* f v - p^* e w \cos \theta + D_u \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + v \text{DIV} \\ & - \frac{m p^*}{\rho} \left[ \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + p^* f u - p^* e w \sin \theta + D_v \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* w}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* w \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + w DIV \\ & + p^* g \frac{\rho_0}{\rho} \left[ \frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g [(q_c + q_r)] + p^* e (u \cos \theta - v \sin \theta) + D_w \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* p'}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u p' / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v p' / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p' DIV \\ & - m^2 p^* \gamma p \left[ \frac{\partial u / m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v / m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ & + \rho_0 g \gamma p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \end{aligned} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^2 \left[ \frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T DIV \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \left[ p^* \frac{D p'}{D t} - \rho_0 g p^* w - D p' \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \end{aligned} \quad (24)$$

$$DIV = m^2 \left[ \frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (25)$$

$$\dot{\sigma} = \frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (26)$$

$$\tan \theta = -\cos \Phi \frac{\partial \lambda / \partial y}{\partial \Phi / \partial x} \quad (27)$$

ahol  $\lambda$  a földrajzi hosszúság,  $e$  a horizontális Coriolis-paraméter,  $\Phi$  a földrajzi szélesség és  $\gamma = c_p / c_v$  az adiabatikus kitevő, vagyis az állandó nyomáson és állandó térfogaton mért fajhő hányadosa.

## Hanghullámok

A nem-hidrosztatikus egyenletben a hanghullámok elkülönülnek a lassabb hullámoktól és

rövidebb időlépcsővel vannak kezelve. A redukált egyenlet csak a momentum és a nyomás közötti kapcsolatot tartalmazza:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left[ \frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] = S_u \quad (28)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left[ \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] = S_v \quad (29)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0 g}{\rho} \frac{\partial p'}{p^* \partial \sigma} + \frac{g p'}{\gamma p} = S_w \quad (30)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p'}{\partial t} + m^2 \gamma p \left[ \frac{\partial u/m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v/m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ - \frac{\rho_0 g \gamma p}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} - \rho_0 g w = S_{p'} \end{aligned} \quad (31)$$

Kis időlépcső mellett  $S_x$  konstansnak tekinthető (ami tartalmazza az advekciót, a diffúziót, a felhajtóerőt és a Coriolis-erő változását). Az egyenleteket szemi-implicit séma alkalmazásával oldja meg a modell; a számolás menete *Klemp és Wilhelmson (1978)* munkájában található.

### 3.4. A fizikai parametrizációk

A modell több légköri folyamat különböző parametrizációival rendelkezik. Ezek leírása, hivatkozásai megtalálhatók a RegCM4.5-ös verziójához készült leírásban. (*Elguindi et al., 2014*). A következőkben azokat a fizikai parametrizációkat ismertetem közülük részletesebben, amelyek a diplomamunkám készítése során végzett vizsgálat során alkalmaztam.

#### 3.4.1. Konvektív csapadék séma

A modellben szereplő konvektív csapadék sémák:

- Módosított Kuo séma (*Anthes, 1977*)
- Grell séma (*Grell, 1993*)
- MIT-Emanuel séma (*Emanuel, 1991; Emanuel és Zivkovic-Rothman, 1999*)



## Kuo séma

A Kuo sémában a konvekció akkor indul meg, amikor egy konvektívan instabil légoszlopban a nedvesség-konvergencia elér egy bizonyos határértéket. A nedvesség-konvergencia egy része a légoszlop páratartalmának növelésére fordítódik, a megmaradó rész pedig csapadékká alakul. Ez a közelítés viszonylag egyszerű és általában durvább felbontáson jobban működik, mint finomabb felbontáson (*Elguindi et al.*, 2011). A sémáról részletesebb leírás *Kuo* (1974) munkájában található.

## Grell séma

A Grell séma (*Grell*, 1993) a konvektív felhőt két állandó, egy felfelé és egy lefelé irányuló áramlás együtteseként tekinti. Nincs közvetlen keveredés a felhőlevegő és az azt körülvevő légtömeg között, kivéve az áramlások alját és tetejét. A tömegáram adott magasságon állandó, nincs légbeszívás és légkiáramlás a légoszlop oldalsó határfelületein. A feláramlást, illetve a leáramlást elindító kiindulási szintet a nedves helyzeti energia maximuma, illetve minimuma határozza meg. A Grell séma akkor aktiválódik, amikor a felemelkedő légréteg eléri a nedves konvekciós szintet. A feláramlásban a kondenzációt egy felemelkedő telített légrésszel számolja a séma. A lefelé történő tömegáram ( $m_0$ ) függ a felfelé irányuló tömegáramtól ( $m_b$ ) az alábbiak szerint:

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b \quad (32)$$

ahol  $I_1$  a normalizált feláramlási kondenzáció, míg  $I_2$  a normalizált párolgás a leáramlásban, és  $\beta$  a kondenzációnak azt a hányadát jelöli, ami a leáramlás során újra elpárolog.  $\beta$  függ a szélnyírástól és általában 0,3 és 0,5 közötti értéket vesz fel. A csapadék ( $P^{CU}$ ) a következő egyenlettel számítható:

$$P^{CU} = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (33)$$

A fűtés és a nedvességtartalom mértéke a Grell sémában függ a tömegáramoktól, illetve a felhő tetején és alján lévő légkiáramlásoktól. A parametrizáció tartalmazza a nedves levegő lefelé irányuló áramlásának hűtő hatását is.

A Grell parametrizáció két lezárással is rendelkezik a modellben: az Arakawa és Schubert féle (*Arakawa és Schubert*, 1974), illetve a Fritsch és Chappell féle eljárással

(Fritsch és Chappell, 1980). A RegCM4 korábbi verziójában közvetlenül az AS74 kvázi-egyensúlyi közelítést alkalmazza. Az AS lezárás a konvektív fluxusokat és a csapadékot a légkör állapotának változásával kapcsolja össze.

$$m_b = \frac{ABE'' - ABE}{NA\Delta t} \quad (34)$$

ahol  $ABE$  a konvekcióra fordítható felhajtóerő, míg  $ABE''$  az  $ABE$  és a  $\Delta t$  idő alatt a nem-konvektív folyamatok által generált további felhajtó energiának az összegét jelöli, valamint  $NA$  jelöli az  $ABE$   $m_b$  szerinti deriváltját.

A RegCM4 legutóbbi verziójában a stabilitáson alapuló módszert (FC80) alkalmaznak, amit rendszerint felhasználnak mind a GCM-ek, mind pedig az RCM-ek terén. Az FC lezárásban a konvekció adott idő alatt felszámolja az  $ABE$ -t, az alábbiak szerint:

$$m_b = \frac{ABE}{NA\tau} \quad (35)$$

ahol  $\tau$  az  $ABE$  eltávolítási időskálája.

A két lezárás közti különbség, hogy az AS lezárás a konvektív fluxusokat és a csapadékot a légkör állapotának változásával kapcsolja össze, míg az FC lezárás a konvektív fluxusok és a légkör instabilitási foka közötti összefüggést használja fel.

### MIT-Emanuel séma

A sémáról részletesebb leírás *Emanuel* (1991) és *Emanuel és Zivkovic-Rothman* (1999) munkáiban található. A séma figyelembe veszi, hogy a keveredés a felhőben időben nagyon változékony és inhomogén, és a konvektív fluxusok számolása a felhő méreténél kisebb fel- és leáramlások idealizált modellezésén alapul. A sémában a konvekció akkor következik be, amikor a semleges felhajtóerő szintje a felhőalap felett található. E két szint között a levegő emelkedik, és a kondenzálódott nedvesség egy része csapadékká alakul, míg a megmaradó rész tovább alakítja a felhőt. A felhőzet keveredik a környező levegővel, ami a semleges felhajtóerő szintjét emelheti vagy csökkentheti. A légbeszívás és a kikeveredés aránya függ a felhőbeli felhajtóerő vertikális gradiensétől. A teljes felhőalap hányada a tömegfluxustól függ.

A többi cumulus konvekciós séma beállításaihoz képest az MIT-Emanuel közelítés

több lehetőséget is ajánl. Például ebben a sémában lehetőség van arra, hogy a felhővízből autokonverzió útján képződjön csapadék a cumulus felhőben, és a jéggel kapcsolatos folyamatoknál megengedi az autokonverziót, ahol a víztartalom küszöbértéke hőmérsékletfüggő. Továbbá a csapadék egy egyetlen, hidrosztatikus és telítetlen leáramláshoz adódik hozzá, ami szállítja a hőt és a vizet.

Az MIT-Emanuel séma a legkomplexebb séma a három közül és számos olyan paramétert tartalmaz, amiket az egyes éghajlatokra optimalizálni kell. Ez a séma a szárazföldi felszínnek felett általában felülbecsüli a csapadékot, míg a Grell séma a trópusi óceánok felett kevésbé pontos (Davis et al., 2009). Emiatt érdemes a két séma kombinációjaként beépített kevert MIT-Emanuel/Grell sémát használni, ahol a szárazföldek felett a Grell sémát alkalmazzuk, az óceánok felett pedig a MIT-Emanuel sémát.

### 3.4.2. Nagyskálájú csapadék séma

A modell által használt SUBEX<sup>29</sup> a nem- konvektív eredetű felhőzet és csapadék kezelésére szolgál. A séma Sundqvist et al. (1989) munkája alapján figyelembe veszi a felhőzet rácscellákon belüli változását úgy, hogy kapcsolatot teremt a rácscella átlagos relatív nedvességtartalma, a felhővel való borítottság, valamint a felhővíz között.

A rácscella felhővel való borítottsága ( $FC$ ) a (36) egyenlet alapján írható fel:

$$FC = \sqrt{\frac{RH - RH_{min}}{RH_{max} - RH_{min}}} \quad (36)$$

ahol  $RH_{min}$  a relatív nedvesség küszöbértéke, ahonnan megindul a felhőképződés,  $RH_{max}$  pedig az a relatív nedvességi érték, ahol  $FC$  eléri az egyet.  $FC$  tart nullához, ha  $RH$  kisebb  $RH_{min}$ -nél; és  $FC$  értéke egy, ha  $RH$  értéke nagyobb, mint  $RH_{max}$ .

Csapadék ( $P$ ) akkor alakul ki, amikor a felhőzet víztartalma átlépi az autokonverziós határértéket ( $Q_c^{th}$ ).  $P$  értékét a (37) képlettel lehet számítani:

$$P = C_{ppt} \frac{Q_c}{FC - Q_c^{th}} FC \quad (37)$$

ahol  $1/C_{ppt}$  az a karakterisztikus idő, ami alatt a felhőcseppek esőcseppekké alakulnak át.

<sup>29</sup> SUBEX: Subgrid Explicit Moisture Scheme - Rácshálózatnál finomabb Explicit Nedvesség Séma

Az autokonverziós határérték a (38) képlet alapján:

$$Q_c^{th} = C_{acs} \cdot 10^{-0,49+0,0123T} \quad (38)$$

ahol  $C_{acs}$  az autokonverziós skála faktor és  $T$  a hőmérséklet °C-ban. A modellben a csapadék azonnal kihull a felhőből.

A SUBEX az esőcseppek akkréciós növekedésének és párolgásának leírását is tartalmazza. A hulló esőcseppek befogják a felhőcseppeket. Az egyenlet *Beheng* (1994) munkájában található meg részletesebben:

$$P_{acc} = C_{acc} \cdot Q \cdot P_{sum} \quad (39)$$

ahol  $P_{acc}$  a felhővíz növekedésének mértéke,  $C_{acc}$  a növekedési ráta együtthatója, és  $P_{sum}$  a felhőn áthulló csapadék akkumulációra fordított része.

A csapadék párolgásának leírása *Sundqvist et al.* (1989) munkájában található:

$$P_{evap} = C_{evap} \cdot (1 - RH) \cdot p_{sum}^{1/2} \quad (40)$$

ahol  $P_{evap}$  az elpárolgott csapadék mennyisége,  $C_{evap}$  a hatékonysági együttható. A SUBEX részletesebb bemutatása *Pal et al.* (2000) munkájában található.

### 3.4.3. Az új mikrofizikai séma

Az új mikrofizikai séma az ECMWF's IFS<sup>30</sup>-en alapul (*Tiedtke*, 1993; *Tompkins* 2007; *Nogherotto és Tompkins*, 2014). Az új séma legfontosabb tulajdonságai:

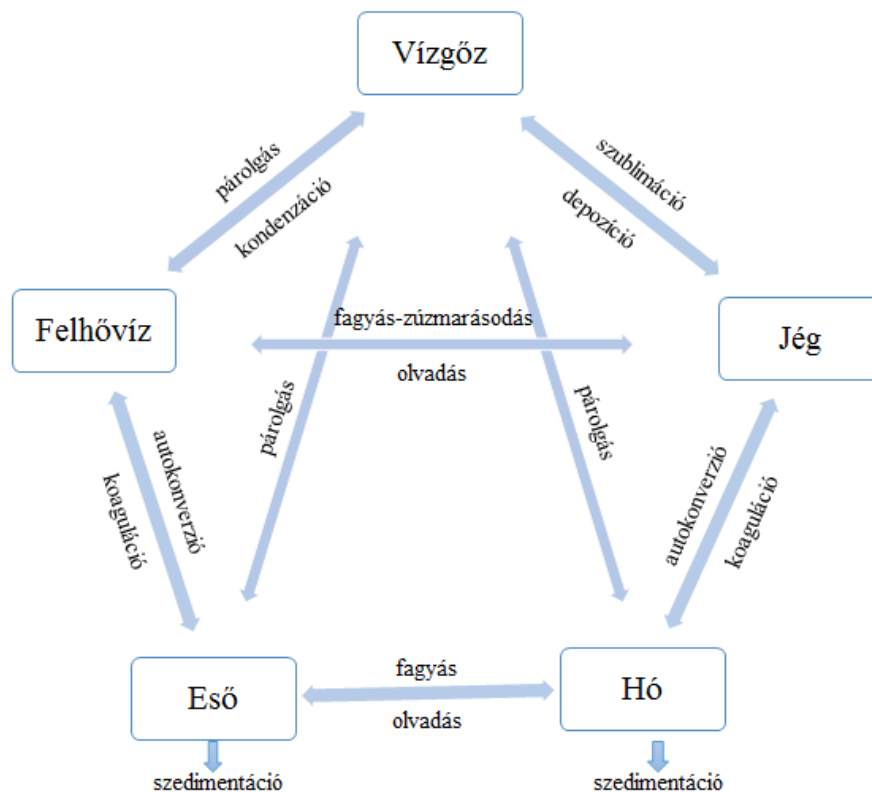
- A folyékony és a szilárd halmazállapotú vizet külön kezeli, ezen kívül a túlhűlt vízcseppekből álló és a kevert fázisú felhők létezése is lehetséges.
- Az esőcseppek és a hókristályok már egy rögzített véges sebességgel esnek, ezen kívül a csapadékelemek a háromdimenziós széllel advektálódnak.
- Az új séma öt prognosztikai egyenletet old meg a vízgőz ( $q_v$ ), a felhővíz ( $q_c$ ), az eső ( $q_r$ ), a jég ( $q_{vi}$ ) és a hó ( $q_s$ ) keverési arányára (*Elguindi et al.*, 2014).
- Mindegyik időlépcső végén ellenőrzésre kerül az entalpia és a teljes nedvesség megmaradása.
- A keverési arány időbeli változását kifejező egyenlet:

---

<sup>30</sup> ECMWF's IFS: European Centre for Medium Weather Forecast's Integrated Forecast System - Európai Középtávú Előrejelző Központ Integrált Előrejelző Rendszere

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = S_x + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \cdot V_x \cdot q_x) \quad (41)$$

- ahol  $x$  az egyes fázisokat jelöli.  $S_x$  az egyes keverési arányok forrásait és nyelőit reprezentálja, mint például a kondenzációt, az evaporációt, az autokonverziót, olvadást, stb. A második tag a szedimentációt írja le, ami függ az esési sebességtől ( $V_x$ ), ami az egyes mikrometeorokra állandó értéket vesz fel. Az egyenletek megoldásakor a modell időben „forward” (előrelépéses), míg térben „backward” (hátralépéses) sémát használ. A források és a nyelők két csoportra oszthatók a folyamatok időtartama alapján: a viszonylag gyors folyamatok megoldása implicit módon történik, míg a lassú folyamatokat expliciten közelíti a séma. A különböző prognosztikai változók közötti folyamatok az 5. ábrán vannak feltüntetve, ezek: kondenzáció, autokonverzió, evaporáció, gyűjtés a meleg felhők esetén és fagyás, olvadás, depozíció, evaporáció a hideg felhőknél.



5. ábra: Az új séma sematikus ábrázolása *Nogherotto et al.* (2016) alapján. A képen az öt prognosztikai változó és a köztük ható mikrofizikai folyamatok vannak feltüntetve.

Mindegyik mikrofizikai változás esetén számolni kell a látens hő felszabadulásával

vagy elnyelődésével, ami jelentős hatással van a hőmérsékleti egyenlegre. A folyékony víz hőmérsékletét ( $T_L$ ) állandónak tekintve lehet a hatást kiszámolni. A folyékony víz hőmérséklete:

$$T_L = T - \frac{L_v}{C_p}(q_i + q_r) - \frac{L_s}{C_p}(q_i + q_s) \quad (42)$$

Mivel  $\frac{dT_L}{dt} = 0$ , a hőmérséklet változása a (43) egyenlettel adható meg:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \sum_{x=1}^m \frac{L(x)}{C_p} \left( \frac{dq_x}{dt} - D_{q_x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_x q_x) \right) \quad (43)$$

ahol  $L(x)$  a látens hő (az evaporációkor vagy az összeolvadáskor felszabaduló látens hő függ a folyamattól),  $D_{q_x}$  a konvektív „kiesés”, míg a harmadik tag a szedimentációt fejezi ki. Minden időlépcső végén ellenőrzésképp a teljes víz és nedvesség megmaradásából származó energiát ( $h$ ) is kiszámolja a modell a (44) felhasználásával:

$$h = C_p T + gz + Lq_x \quad (44)$$

## 4. A RegCM4.5 regionális klímamodell alkalmazása és a validációs adatbázis

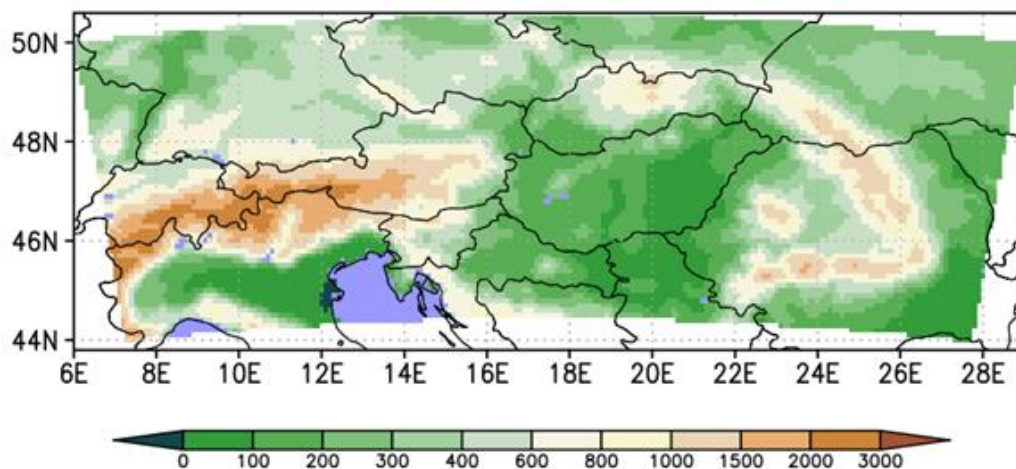
Ebben a fejezetben a RegCM4.5 regionális klímamodell futtatásának lépéseit (előfeldolgozás, integrálás, utófeldolgozás) mutatom be. Ezek után az elvégzett futtatások főbb beállításait részletezem, végül pedig a validációhoz használt CarpatClim adatbázist mutatom be.

### 4.1. A modell futtatása

A modell futtatásának három lépése van: az előfeldolgozás, a modellintegrálás és az utófeldolgozás. A következőkben ezt a három lépést mutatom be.

#### Előfeldolgozás

Az előfeldolgozás első lépéseként definiálni kell a céltartományt, annak méreteit, felbontását, a térképezés módját, valamint a vertikális szintek számát. A választott céltartomány (6. ábra) a Kárpát-medence térsége és az Alpok.

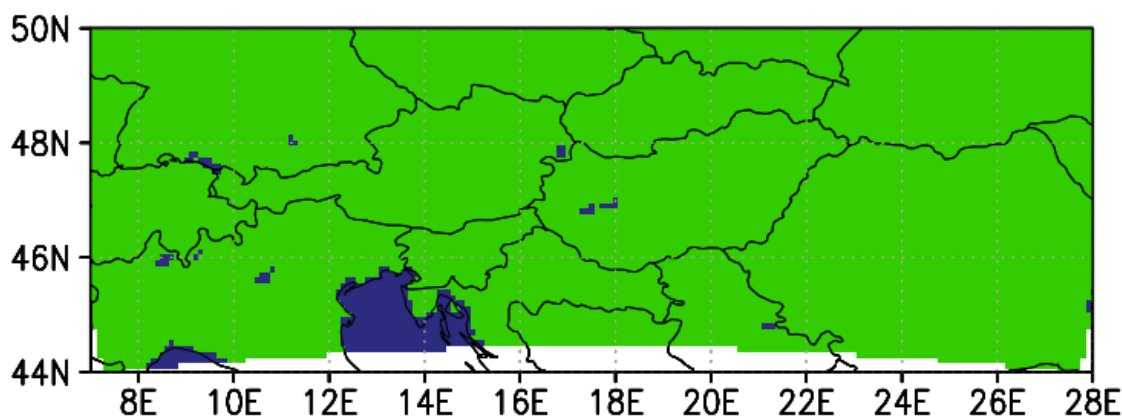


6. ábra: A modellszimulációinkban alkalmazott tartomány domborzata (m)

A vizsgálatokat 10 km-es horizontális felbontás mellett végeztük el erre a területre. A választott 10 km-es felbontás egyes szakirodalmi források szerint (pl. *Gerard, 2007*) az ún. szürke zónába esik, ahol a hidrosztatikus, illetve a nem-hidrosztatikus modelldinamika is alkalmazható. Azért választottuk ezt a horizontális felbontást, hogy azonos modellbeállítások mellett össze lehessen hasonlítani a szimulációk eredményeit a korábbi vizsgálatokéval. A vertikális szintek számát 23-nak választottuk meg. A felszínre

vonatkozó egyenletek egyensúlyi állapotba kerüléséhez szükséges az ún. felpörgési idő<sup>31</sup>, ami függ a megválasztott terület nagyságától, a vizsgálni kívánt időszakról (Ervico és Baumhefner, 1987; Anthes et al., 1989). Korábbi vizsgálatok során a felpörgési időt általában 1 évnek hagyták (Torma et al., 2011; Almazroui, 2012), így mi is az első évet annak választottuk, így az értékeléseket az 1981–1990 évtizedre végeztük el.

A modell először előállítja az általunk megadott információk alapján a domborzatot, a növény-borítottságot, a hóval való borítottságot, valamint a szárazföld-tenger maszkot az adott integrálási tartományra. Ehhez a 30'' (kb. 1 km-es) felbontású GLCC<sup>32</sup> és GMTED<sup>33</sup> adatbázist használja fel. Ennek, valamint az interpolációs lépés kismértékű módosításának is köszönhető, hogy – a korábbi modellverziókkal ellentétben – az új modellverzióban már megjelenik a Balaton és a Fertő mint vízfelszín (7. ábra).



7. ábra: A RegCM4.5 által használt felszín. Kék: vízfelszín, zöld: szárazföld. A térképen jól látszanak a szárazföldön belül megjelenő nagyobb tavak.

A kezdeti- és peremfeltételek előállításához az ECMWF ERA<sup>34</sup> Interim 0,75°-os felbontású reanalízis adatbázisát használtuk mind a szárazföldi, mind a tengerfelszínre vonatkozóan. A hidrosztatikus és a nem-hidrosztatikus közelítéskor külön el kellett készíteni az ICBC<sup>35</sup> fájlokat. Az ERA Interim reanalízis projekt 2006-ban kezdődött el, mely először az aktuális közelmúltig terjedő időszakot fedte le 1989. január 1-től, majd 2011 nyarától már az 1979. január 1-től napjainkig terjedő időszakot tartalmazza a teljes Földre vonatkozóan (Dee et al., 2011). Az ERA Interim adatbázisnál már a négydimenziós

<sup>31</sup> spin-up time

<sup>32</sup> GLCC: Global Land Cover Characterization, Globális felszínborítottság jellemzés

<sup>33</sup> GMTED: The Global Multi-resolution Terrain Elevation Data, A Globális Multi-felbontású Domborzati Adat

<sup>34</sup> ERA: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis, Európai Középtávú Előrejelző Központ Reanalízis Adatok

<sup>35</sup> ICBC: Initial and Lateral Boundary Conditions, Kezdeti- és peremfeltételek



variációs adatasszimilációs módszert (4DVAR) alkalmazták, ami jelentős minőségi javulást eredményezett a háromdimenziós változathoz képest (Uppala et al., 2005). A reanalízis adatbázis havonta, két hónap késleltetéssel bővül az ERA Interim projekt keretében. Az adatsorok regisztráció után online elérhetők (<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>).

## A modell integrálása

A modell integrálása során adjuk meg a szimulációhoz szükséges beállításokat. A szimulációt 1979.12.01-től indítottuk 1991.01.01-ig és az első évet felpörgési időnek tekintettük. A szimulációkat az ELTE szuperszámítógépén, az Atlaszon végeztük. Az egyes szimulációk átlagosan 2,5-3 hét alatt készültek el. A modell 6 órás időközönként frissítette a peremfeltételeket és az eredmények is 6 óránként, illetve naponta kerültek kiíratásra.

## Utófeldolgozás

A RegCM futtatása során előállt NetCDF típusú fájlok feldolgozásához a németországi Max Planck Intézet által fejlesztett CDO<sup>36</sup> (<https://code.zmaw.de/projects/cdo>) nevű ingyenes programcsomagot felhasználtuk fel. A térképes eredményeket az ugyancsak ingyenes GrADS<sup>37</sup> feldolgozó szoftverrel (<http://cola.gmu.edu/grads/grads.php>) jelenítettük meg. Az ábrák egy részét R programmal (<https://www.r-project.org/>) készítettem. A számításokat FORTRAN nyelven írt programokkal, illetve MS Excelben végeztem el. A dolgozatomhoz felhasznált változók listája az 1. táblázatban látható.

1. táblázat: A RegCM4.5 regionális klímamodell outputjaiból felhasznált változók.

Változó neve	Változó megnevezése	Mértékegység
tas	2 m-es átlaghőmérséklet	K
pr	átlagos csapadék fluxus	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
prc	konvektív csapadék fluxus	kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup>
sund	napfénytartam	s
mrso	teljes talajnedvesség-tartalom	kg·m <sup>-2</sup>

<sup>36</sup> CDO: Climate Data Operator, Klíma Adat Operátor

<sup>37</sup> GrADS: Grid Analysis and Display System - Meteorológiai és geológiai adatok megjelenítésére kifejlesztett, nyílt forráskódú szoftver

A későbbi, CarpatClim adatbázis adataival való összehasonlítás miatt az átlaghőmérsékletet °C-ra, az átlagos és a konvektív csapadékfluxust mm/hónapra mm-re, a napfénytartamot pedig órás értékekre váltottuk át.

## 4.2. Az egyes szimulációk főbb beállításai

A RegCM4.5 már rendelkezik hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus dinamikával is, ezen kívül egy új nagyskálájú csapadéksémával is bővítették. Az újítások miatt több futtatást is elvégeztünk: egyrészt a hidrosztatikus, másrészt a nem-hidrosztatikus közelítést alkalmaztuk a kétféle nagytérségű csapadéksémával. Az elvégzett szimulációk a 2. táblázat foglalja össze, míg a főbb beállításokat a 3. táblázat taglalja.

2. táblázat: Az elvégzett szimulációk

	<b>Dinamika</b>	<b>Mikrofizika</b>
<b>H_SUBEX</b>	hidrosztatikus	SUBEX
<b>H_NMIC</b>	hidrosztatikus	új mikrofizika
<b>NH_SUBEX</b>	nem-hidrosztatikus	SUBEX
<b>NH_NMIC</b>	nem-hidrosztatikus	új mikrofizika

Az új mikrofizika alkalmazásakor néhány korábbi beállításon módosítani kellett mind a hidrosztatikus, mind a nem-hidrosztatikus közelítésben, mivel a korábbi beállítások (Piecza et al., 2016) mellett a szimuláció nem futott le. Egyik ilyen módosítás volt a bufferzóna méretének megváltoztatása. A SUBEX esetén 24 rácspontban, míg az új mikrofizikai sémánál 15 rácspontban határoztunk meg a bufferzóna méretét minden irányban. A későbbi összehasonlítás érdekében a bufferzóna levágásakor viszont a célterület mind a négy szélén egységesen 25 rácspontot távolítottunk el a kapott mezősorokból. Másik lényeges változtatás a felszínnel való kölcsönhatás időlépcsőjének meghatározása: a SUBEX esetén ez az időlépcső 600 s volt, míg az új mikrofizika esetében 300 s-ra állítottuk át.

Elemzéseink során a RegCM-futtatáshoz beállítható nagytérségű csapadéksémák közül a kevert MIT-Emanuel/Grell sémát alkalmaztuk. A kevert sémában a tengeri felszínek esetén az MIT-Emanuel közelítés (Emanuel, 1991; Emanuel és Zivkovic-Rothman, 1999) szerepel, a szárazföldi felszínek felett viszont a Grell (1993) sémát alkalmaztuk.

A SUBEX nagytérségű csapadékséma a nem- konvektív eredetű felhőzet és csapadék kezelésére szolgál (*Sundqvist et al., 1989*). Ezen kívül az új felhő mikrofizika séma alkalmazásával is végeztünk szimulációkat, melyben összehasonlítva a korábbi sémával, a vegyes halmazállapotú felhőzet a felhő mikrofizikájának és a csapadéknak fizikailag realisabb reprezentációját teszi lehetővé. Az új parametrizációs séma segítségével a felhőzetet pontosabban lehet szimulálni, ezen kívül a magas szintű felhőzet túlbecslése is megszűnt, így a móltra vonatkozó modellfuttatások jobban megközelítik a megfigyeléseket. A felhőzet sugárzási kényszerének rövid- és a hosszuhullámú komponenseit is jobban visszaadja a modell legújabb verziója (*Nogherotto et al., 2016*).

3. táblázat: Az egyes modellfutások főbb beállításai.

	H-SUBEX	NH-SUBEX	H-NMIC	NH-NMIC
<b>ICBC</b>	ERA Interim 0,75°-os felbontás			
<b>Felbontás</b>	10 km			
<b>Rácspontok száma</b>	120 × 216			
<b>Hidrosztatikus közelítés</b>	Hidrosztatikus	Nem-hidrosztatikus	Hidrosztatikus	Nem-hidrosztatikus
<b>Vertikális szintek száma</b>	23			
<b>Integrálási idő</b>	1979.12.01-1990.12.31.			
<b>Időlépcső</b>	20 s*			
<b>Felszíni modell időlépcsője</b>	600 s		300 s	
<b>Csillapítási zóna</b>	24 rácspont		15 rácspont	
<b>Nagytérségű csapadékséma</b>	SUBEX ( <i>Pal et al., 2000</i> )		Új mikrofizika ( <i>Nogherotto et al., 2016</i> )	
<b>Konvektív csapadékséma</b>	MIT-Emanuel/Grell ( <i>Emanuel, 1991; Grell, 1993</i> )			
<b>Lezárás</b>	FC ( <i>Fritsch és Chappell, 1980</i> )			
<b>Sugárzási séma</b>	CCM3 ( <i>Kiehl, 1996</i> )			
<b>Földfelszíni részmodell</b>	BATS ( <i>Dickinson et al., 1993</i> )			

\*A CFL-kritérium többszöri megsértése miatt az eredeti 30 s-os időlépcsőt 20 s-ra kellett átállítani.

Ugyan a modell fejlesztőinek javaslata (*Elguindi et al., 2011*) szerint a felbontás km-ben vett értékének háromszorosának választható az időlépcső másodpercben kifejezett

értéke, az időlépcső nagyságát a futtatás során 30 s-ról 20 s-ra kellett módosítani a CFL-kritérium<sup>38</sup> megsértése miatt. A kritérium kimondja, hogy az időlépcsőt nem választhatjuk korlátlan hosszúságúra, ennek határt szab az alkalmazott térbeli felbontás és a feladat által leírt mozgásformák leggyorsabb terjedési sebessége (*Courant et al.*, 1928).

A további tárgyalás előtt érdemes megjegyezni azt is, hogy a SUBEX esetén korábban (*Torma et al.*, 2008) módosított paramétereket, amelyek a szimulált csapadék csökkentésére szolgáltak és bekerültek a RegCM4.3-ba, a RegCM4.5-ben visszaállították a régi értékekre. Erre az eredmények értékelésekor derült fény, amire részletesebben az 5. fejezetben térek rá. Így amiatt, hogy az eredmények közti különbségek okát feltárjuk, elindítottunk egy ötödik modellfutást is, amiben a RegCM4.3 SUBEX-ben található értékeit állítottuk be. Az ötödik szimulációhoz a H-SUBEX szimuláció beállításait alkalmaztuk, az 4. táblázatban szereplő értékek módosításával. Idő hiányában ezek az eredmények már nem kerültek bele a dolgozatba, de további terveink között szerepel a részletes összehasonlítás kibővítése az újabb eredményekkel.

4. táblázat: A RegCM4.3 és a RegCM4.5 modellverzió SUBEX sémájában módosított paraméterek

	<b>RegCM4.3</b>	<b>RegCM4.5</b>
<b>Autokonverziós ráta</b>	0,00025	0,0005
<b>Esőcsepp párolgási együttható</b>	$1,0 \cdot 10^{-3} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1})^{-1/2} \cdot \text{s}^{-1}$	$1,0 \cdot 10^{-5} (\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1})^{-1/2} \cdot \text{s}^{-1}$
<b>Esőcsepp akkréciós rátája</b>	$3 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$	$6 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$

### 4.3. A validációhoz felhasznált adatbázis: a CarpatClim adatbázis

Ahhoz, hogy az éghajlati modellek jövőre vonatkozó eredményeit értelmezhesük, először azt kell megvizsgálni, hogy a modellek mennyire tudják reprodukálni a múltbeli klímát jellemző értékeket. A validációhoz a CarpatClim adatbázist (*Spinoni et al.*, 2015) választottuk, mivel Magyarország területére ez a legrészletesebb, a legjobb horizontális felbontású adatbázis.

A CarpatClim projekt (<http://www.carpatclim-eu.org/pages/home/>) célja a Kárpát-régió éghajlatának részletes tér- és időbeli vizsgálata harmonizált adatok és egységes módszertan alapján. Ennek megvalósítására hozták létre a térséget lefedő ellenőrzött minőségű, homogénizált, interpolált, napi skálájú meteorológiai paraméterek rácsponti

<sup>38</sup> CFL-kritérium: Courant–Friedrichs–Lewy-kritérium

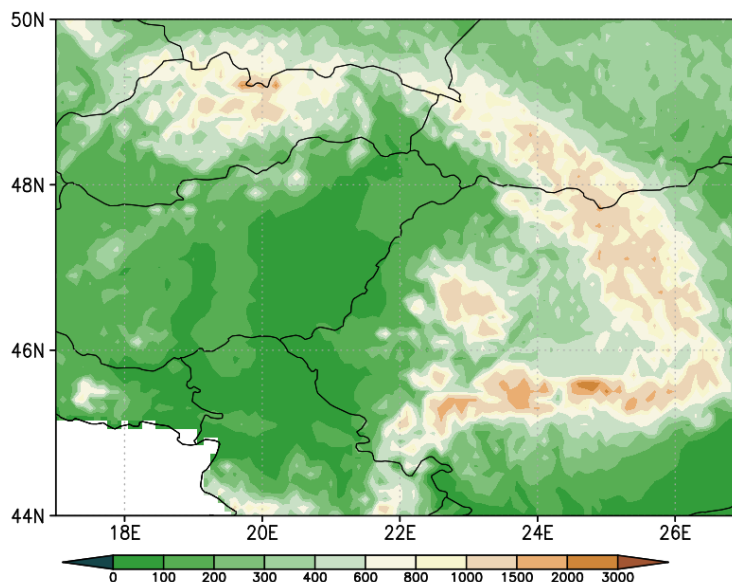
adatbázisát. A CarpatClim adatbázis által lefedett terület a 8. ábrán látható. A projekt három fő célkitűzése (Szalai *et al.*, 2013):

- A Kárpát-régióra vonatkozó adatok homogenizált és térben ábrázolt idősorainak elérhetőségének javítása. Ehhez szükséges az adatok folyamatos szolgáltatása, ellenőrzése és homogenizálása.
- A Kárpát-régió országaira vonatkozó klímaadatok harmonizációja, mely során az országonkénti adathomogenizáció mellett az országhatárok menti területeken külön elvégezték a harmonizálást.
- Klímaatlasz és weboldal készítése, az adat-hozzáférés biztosítása az éghajlat jelenlegi állapotának tanulmányozása, valamint alkalmazott klimatológiai vizsgálatok céljából.

A projekt megvalósítása az OMSZ Éghajlati Osztályán kifejlesztett adathomogenizálási – MASH<sup>39</sup> (Szentimrey, 2011) – és interpolációs – MISH<sup>40</sup> (Szentimrey és Bihari, 2007) – eljárásokon alapul.

Az adatbázis fontosabb jellemzői:

- Lefedett időintervallum: 1961–2010
- Térbeli kiterjedés: északi szélesség 44° és 50°, keleti hosszúság 17° és 27°
- Időbeli felbontás: 1 nap
- Térbeli felbontás: 0,1° × 0,1°-os horizontális felbontás



8. ábra: A CarpatClim adatbázis által lefedett terület domborzata (m)

<sup>39</sup> MASH: Multiple Analysis of Series for Homogenization, Adatsorok homogenizálásának összetett analízise

<sup>40</sup> MISH: Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized Data Basis, Meteorológiai interpolációs rendszer

A CarpatClim adatbázis idősorai közül a 2 m-es középhőmérsékletet, a napi csapadékösszeget, illetve a napfénytartamot használtuk fel. Ezen változók fontosabb jellemzői az 5. táblázatban láthatók. Elemzésünkben szerettünk volna a sugárzással kapcsolatos változót vizsgálni a szimulációk és a megfigyelések közt. A globálsugárzás helyett azért választottuk mégis a napfénytartamot, mivel (i) a CarpatClim adatbázisban a globálsugárzás egy származtatott mennyiség (*Szentimrey et al.*, 2012), (ii) a napfénytartam befolyásolja a Föld sugárzási és energiaegyensúlyát, (iii) a RegCM4.5 modelleredményei nem tartalmazzak globálsugárzást, csak a sugárzási mérleg egyes komponenseit külön-külön, ami megnehezítette volna a vizsgálatokat.

5. táblázat: A CarpatClim adatbázisból felhasznált változók fő jellemzői

<b>Változó jele</b>	<b>Változó neve</b>	<b>Változó mértékegysége</b>
tavg	2 m-es hőmérséklet	°C
pr	Napi csapadékösszeg	mm
sun	Napfénytartam	óra

## 5. Eredmények

A RegCM korábbi verziójával, a RegCM4.3-mal *Pieczka et al.* (2016) végeztek el érzékenységvizsgálatot a Kárpát-medencére az 1981–1990-es időszakra. A vizsgálat egyik célja az volt, hogy megnézzék, a BATS szubgrid séma (amely a rácsfelbontásnál kisebb térszkálájú folyamatokat is figyelembe veszi) alkalmazása mellett javulnak-e a szimulációk. Másrészt a különböző csapadéksémákkal végeztek érzékenységvizsgálatot: Kuo és a kevert MIT/Grell sémával készítették szimulációkat. Az MIT/Grell sémát a kétféle lezárással (AS és FC) is alkalmazták, illetve az egyik MIT/Grell futásnál az FC lezárás mellett a szubgrid módszert kikapcsolták. A kezdeti- és peremfeltételeket az ERA Interim adatbázis szolgáltatta. A validáció során a kapott eredményeket a CarpatClim adatbázissal vettették össze. A vizsgálatok során kiderült, hogy a modell a csapadéksémára a legérzékenyebb, míg a séma lezárása másodlagos, a szubgrid módszer pedig nem okozott jelentős javulást az eredményekben a vizsgált régióban.

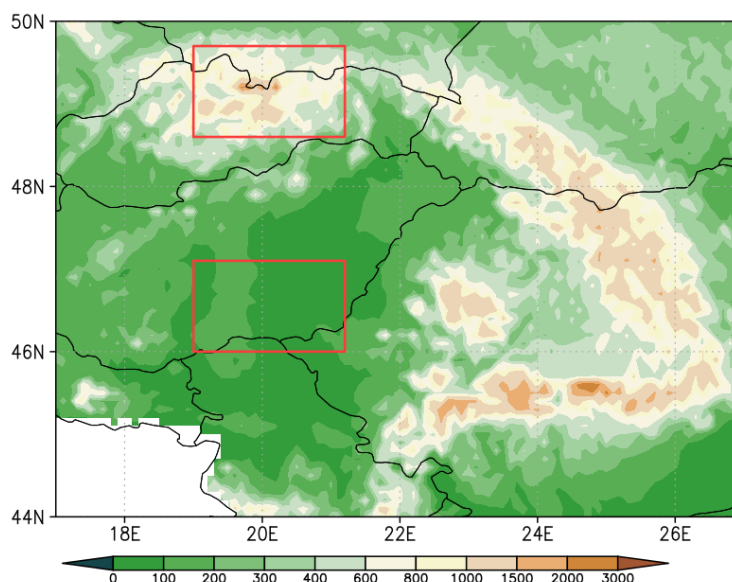
A RegCM4.3 alkalmazása a korábbi eredményekhez képest (*Torma et al.*, 2008; 2011) javulást okozott, azonban még a RegCM4.3 szimulációk is túlbecsülték a nyári átlaghőmérsékletet, míg alulbecsülték a nyári csapadékot (*Pieczka et al.*, 2016). A csapadéksémák vizsgálata során a kevert MIT-Emanuel/Grell séma FC lezárást alkalmazva összességében a hőmérséklet és a csapadék pontosabb szimulációját eredményezte a többi beállításhoz képest.

Mindegyik parametrizációs eljárás mellett nyári szárazságot és hőmérsékleti felülbecslést tapasztaltak. A nyári hőmérsékleti hiba 3 °C körül alakult a CarpatClim által lefedett területen. A Kuo sémával a nyári csapadékhiba 9% körül alakult, míg a kevert sémával az AS lezárással 18%, az FC lezárással pedig 26% körüli volt az alulbecslés (*Pieczka et al.*, 2016). A másik három évszak hőmérsékleti hibájára a korábbi vizsgálatokkal (*Torma et al.*, 2008; 2011) összehasonlítható eredményt kaptak: a területi átlag hibája nem haladta meg az 1 °C-ot. A csapadék esetén pedig mindegyik szimulációra a megfigyelésekhez képest magasabb értékeket kaptak. Mindhárom kevert sémával készített szimuláció hibamezeje hasonló struktúrát mutatott, míg a Kuo séma ezekhez képest magasabb értékeket eredményezett. A csapadékot tekintve egymással ellentétes előjelű hibákat kaptak a téli és nyári időszakokra: télen a referencia adatbázishoz képest átlagosan több volt a szimulált csapadék, míg nyáron jelentősen kevesebb. A hegyvidéki területeknél az éves, illetve az évszagos hibák nagysága sokkal kisebb a síkvidéki

területekhez képest, viszont a hegyvidékeken egymáshoz nagyon közel ellentétes előjelű hibák jelentek meg. Ennek egyik magyarázata, hogy a hegyvidéki területeken a meteorológiai mérőállomások ritkábban helyezkednek el. A hegyvidéki területeken a csapadék mennyisége magasabb értékeket vett fel, ami valószínűleg a magasabb rendelkezésre álló talajnedvesség-tartalomra és a nagytérségű dinamikai okokra vezethető vissza. A csapadék esetén a legnagyobb térbeli változékonyság a Kuo sémát alkalmazó szimulációnál fordult elő.

*Pieczka et al.* (2016) eredményei alapján az ebben a dolgozatban bemutatott szimulációknál is a kevert MIT/Grell sémát alkalmaztuk FC lezárás mellett. Mivel a szubgrid séma alkalmazása nem okozott jelentős javulást a szimulációkban, emiatt ezúttal nem használtuk a futtatások során annak lényegesen nagyobb számítási idő- és tárhelyigénye miatt.

Ebben a fejezetben az elkészített szimulációk eredményeit foglalom össze a hőmérsékletre, a napfénytartamra, a csapadékra, a konvektív csapadékra, illetve a talajnedvesség-tartalomra az 1981–1990-es időszakra. A térképes ábrázoláson túlmenően diagramokat, táblázatokat is készítettem. A meteorológiai változók orográfiától való jelentős függése miatt az egész területre vonatkozó átlagértékek helyett két kisebb – domborzatát tekintve jelentősen eltérő – régiót választottam ki, és így az egyes vizsgálatok során területi átlagokat képeztem az Alföld egy részére és a Tátra környékére (9. ábra).



9. ábra: A CarpatClim adatbázis által lefedett területen belül a vizsgálat során kijelölt Tátra térsége (felső piros téglalap) és az Alföld azonos területű, kisebb része (alsó piros téglalap).

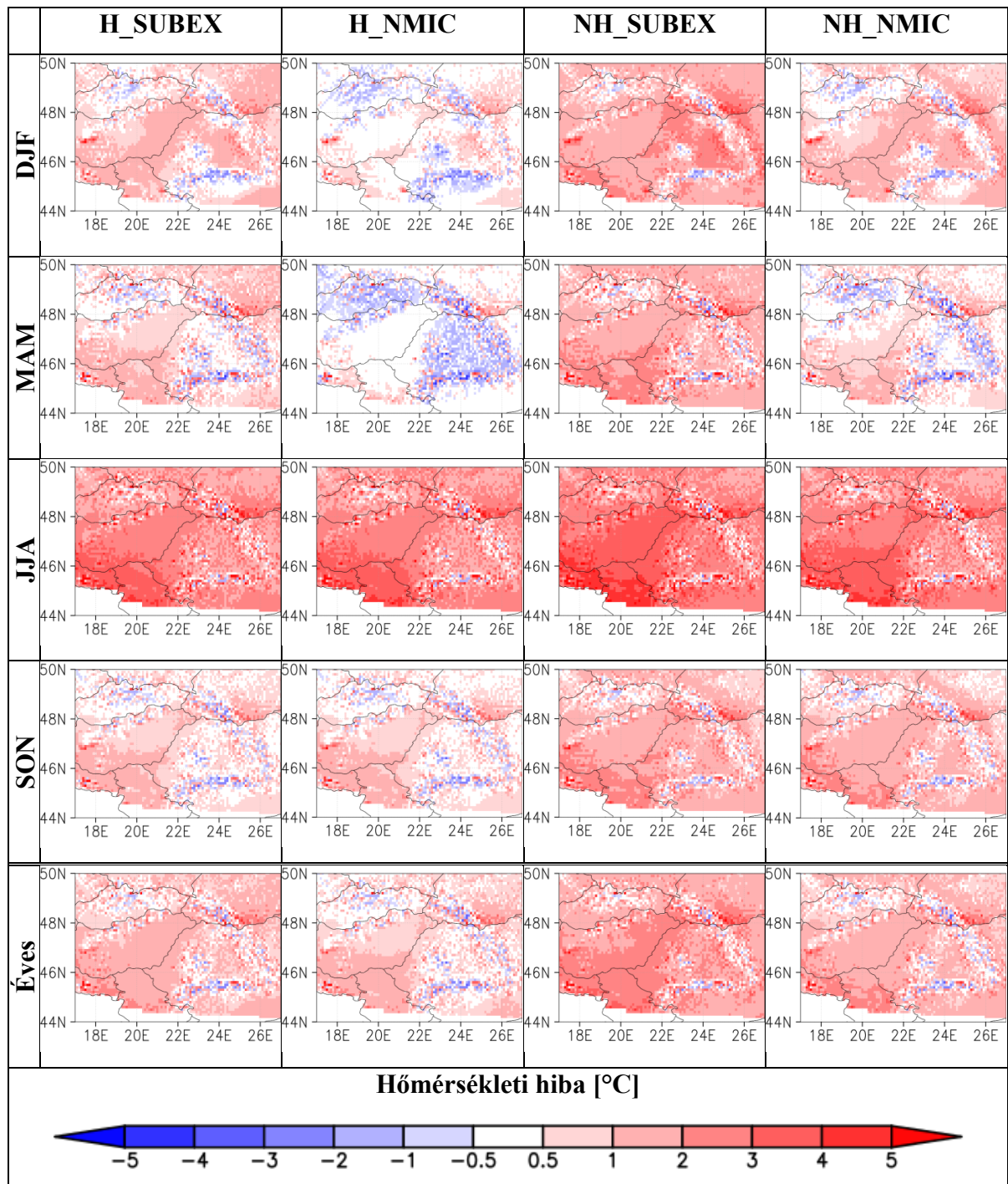


## 5.1. Hőmérséklet

Ebben az alfejezetben a négy szimuláció során kapott eredményeket mutatom be. A 10. ábrán az átlagos évszakos és éves hőmérsékleti hibamezők láthatók a CarpatClim adatbázishoz képest az 1981–1990-es időszakra. Szembetűnő, hogy mindegyik modellbeállítás mellett nyáron felülbecslés történt, ami a korábbi modellverzióknak is sajátossága volt (Torma et al., 2011, Pieczka et al., 2016). A legnagyobb hibák a tartomány déli részén fordulnak elő, átlagosan 3 °C vagy azt meghaladó értékekkel.

A korábbi eredményekhez képest (Torma et al., 2008; 2011; Pieczka et al., 2016) újdonság, hogy a Balaton területén ősszel és télen viszonylag nagy (2-3 °C-os) pozitív hiba jelenik meg. Ez a jelenség egyrészt amiatt lehetséges, mert a CarpatClim adatbázis homogenizált adatsor, a vízfelszín felett nem tartalmaz méréseket, csak a parton, emiatt a nagy kiterjedésű víztömeg hatása nem jelenik meg benne. Ezáltal ez inkább tekinthető a validációs adatbázis hiányosságának, mint a modell hibájának. Másrészt a RegCM4.5 a korábbi verziókhoz képest módosított interpolációs eljárást alkalmaz a felszín előállításakor. Ennek eredményeképpen a Balaton (a korábbi verzióktól eltérően) itt már mint vízfelszín jelenik meg, ahol a modell a szárazföldhöz képest más konvektív sémát alkalmaz, mely hatással lehet a hőmérséklet alakulására is.

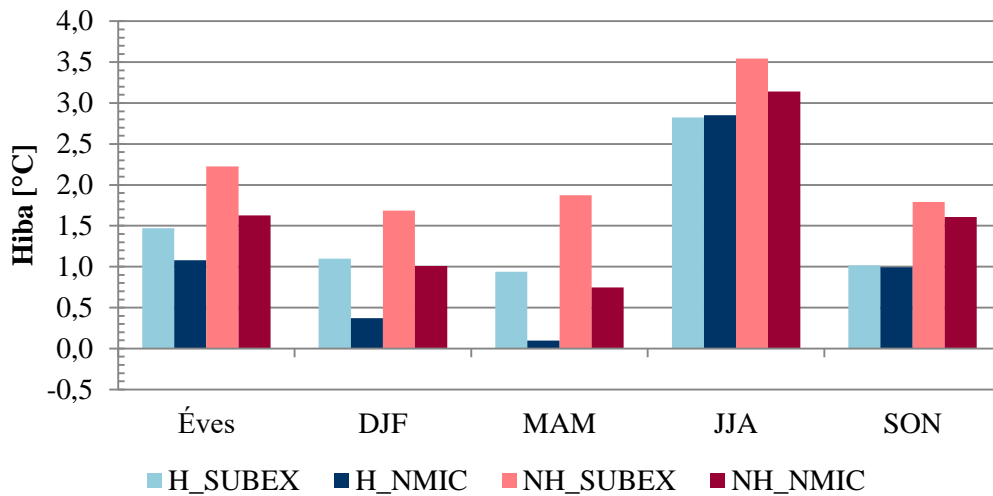
Az egész évet nézve a legkisebb hiba összességében a H\_NMIC futtatásnál tapasztalható, míg a legnagyobb hiba az NH\_SUBEX-nél látható. A Kárpátok vonulatainál minden futásnál kismértékű, jellemzően inkább negatív hiba jelentkezett. Az előbbieket megfigyelhetők a téli időszakban is. Habár tavasszal az Alföld területére a H\_NMIC adta a legjobb becslést, a Kárpátok vonulataira és Erdély területére negatív hiba jellemezte. A télhez hasonlóan az NH\_SUBEX becsülte leginkább felül a hőmérsékletet.



10. ábra: Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves hőmérsékleti eltérése a CarpatClim adatbázistól (1981–1990)

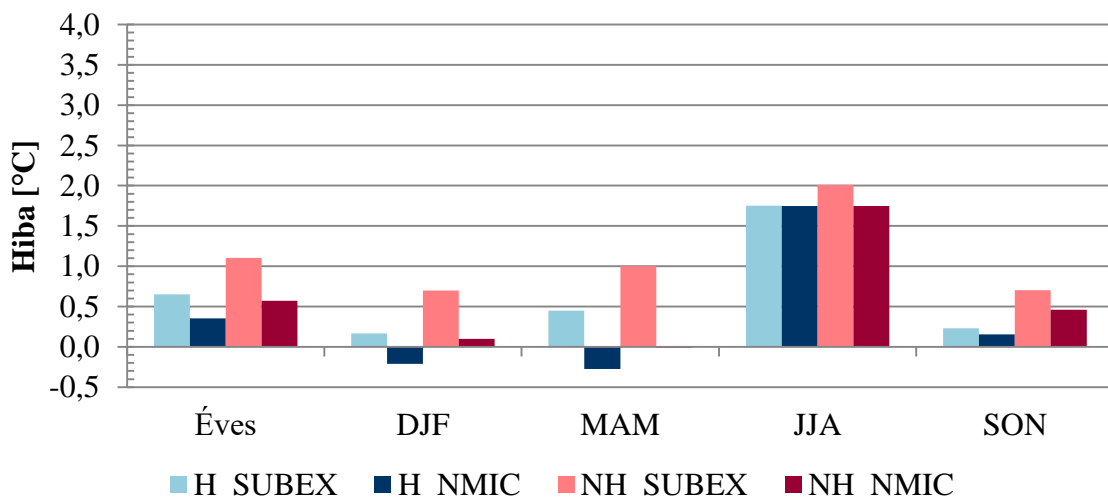
A területi átlagokat tekintve (11. ábra) az alföldi területre mindegyik szimuláció minden időszakra felülbecsülte az átlagos hőmérsékletet, legnagyobb mértékben nyáron (átlagosan 3 °C-kal). A nyári hőmérsékleti felülbecslés a korábbi vizsgálatok során (Piecza et al., 2016) is megjelent, hasonló nagyságrendben. Szinte minden időszakra a H\_NMIC szimulációnál adódtak a legkisebb hibák: az éves hiba 1 °C, az évszakos hiba

télen 0,3 °C, tavasszal 0,1 °C, nyáron 2,8 °C, míg ősszel 1 °C. A legnagyobb pozitív hibák minden időszakra az NH\_SUBEX alkalmazásakor fordultak elő.



11. ábra: Az alföldi terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos hőmérsékleti hibák a négy vizsgált szimulációra (1981–1990), Referencia adatok: CarpatClim

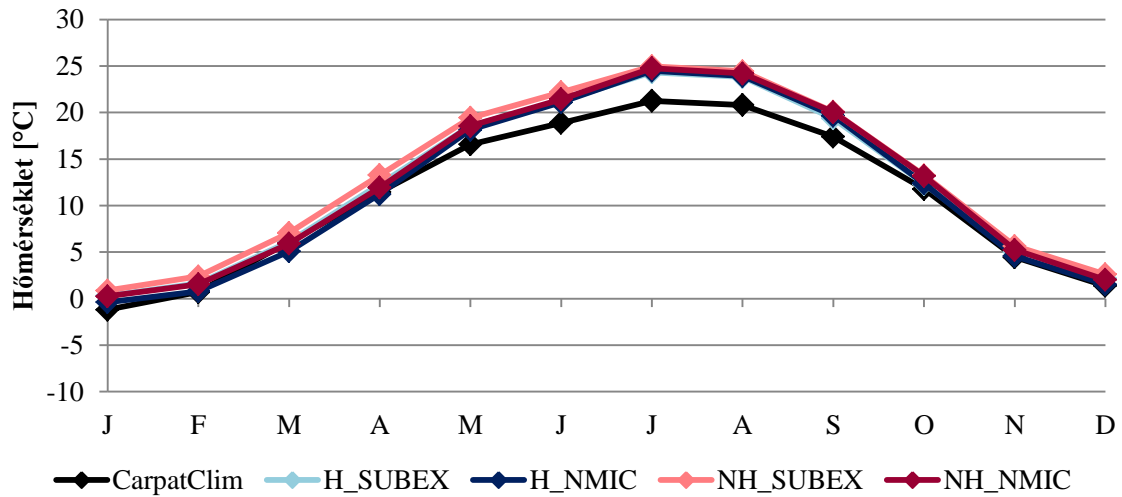
A Tátrára vonatkozó átlagos hibák (12. ábra) minden időszakra kisebbek, mint az alföldi területen. Itt már megjelentek negatív hibaértékek, amelyek  $-0,3$  °C-nál nem kisebbek. Az alföldi területi átlaghoz hasonlóan itt is nyáron fordultak elő a legnagyobb hibák, értékük 1,5-2 °C közötti.



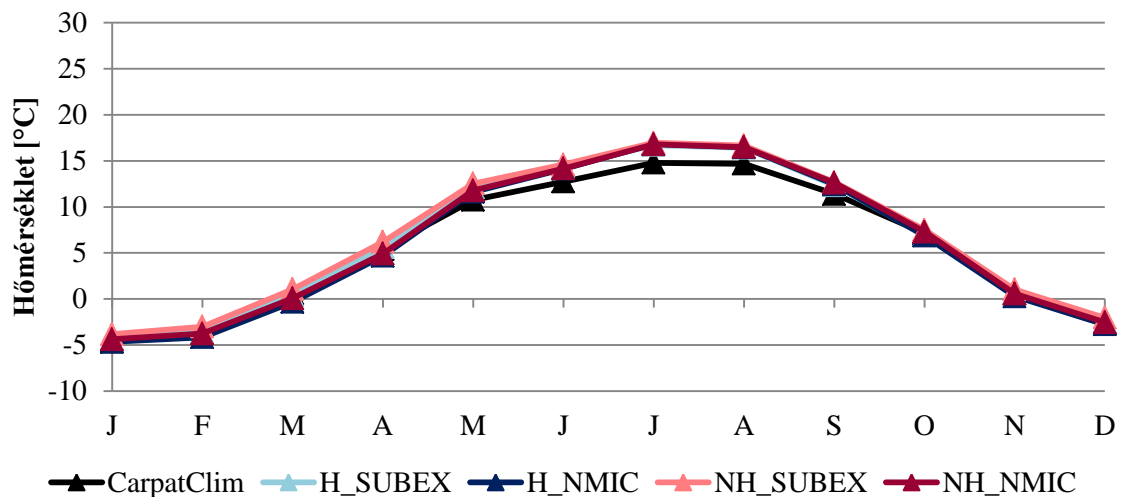
12. ábra: A Tatra környéki terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos hőmérsékleti hibák a négy vizsgált szimulációra (1981–1990). Referencia adatok: CarpatClim

Az átlagos évszakos hibák mellett a havi átlaghőmérséklet éven belüli menetét is ábrázoltam a két kiválasztott területre. Az alföldi (13. ábra) és a Tatra környéki (14. ábra)

területre a modellek az éven belüli menetet visszaadták, azonban a nyári időszakban felülbecsülték az átlagos havi középhőmérsékletet. A legnagyobb felülbecslés júliusban jelentkezett: az alföldi területen átlagosan 3 °C-ot tévedtek a modellszimulációk, míg a hegyvidéken 2 °C-ot. Természetesen az alföldi területen magasabb voltak a havi átlaghőmérsékletek a hegyvidéki területekhez képest.



13. ábra: A havi átlaghőmérséklet éven belüli eloszlása az alföldi területre (1981–1990)

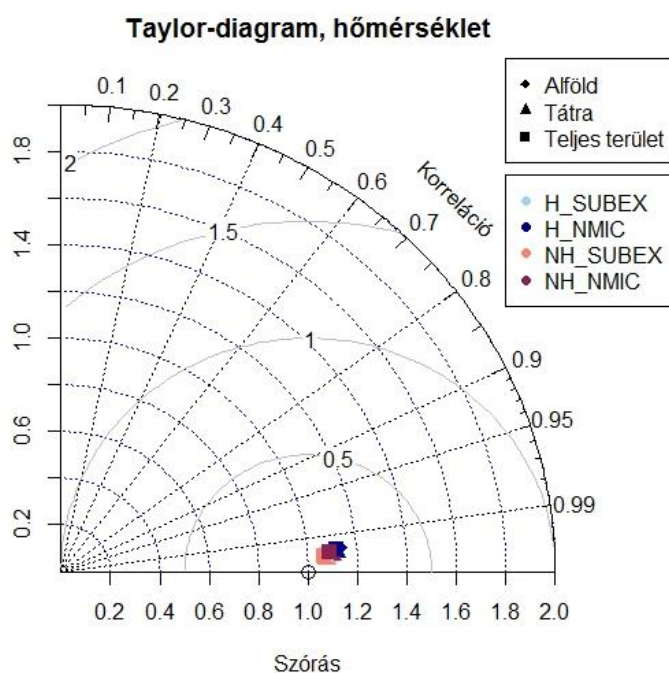


14. ábra: A havi átlaghőmérséklet éven belüli eloszlása a Tatra térségére (1981–1990)

A kapott hőmérsékleti értékeket Taylor-diagramon (*Taylor, 2001*) is megjelenítettem. A diagram segítségével a modellezett és mért értékeket hasonlítottam össze egymással. A színek a különböző beállításokat reprezentálják, míg a forma az adott térségre (Alföld, Tatra és a teljes CarpatClim kivágot) vonatkozik. Annál pontosabbnak tekinthető a szimuláció eredménye, minél közelebb helyezkedik el a hozzá tartozó

szimbólum az x-tengelyen látható, megfigyeléshez tartozó, körrel jelölt ponthoz.

A havi átlaghőmérsékletek időbeli menetének Taylor-diagramját tünteti fel a 15. ábra az Alföld és a Tátra területére, illetve az egész CarpatClim tartományra. A diagramról egyértelműen leolvasható, hogy mind a négy beállítás mindhárom területre hozzávetőlegesen hasonló hiba-karakterisztikákkal rendelkezik.



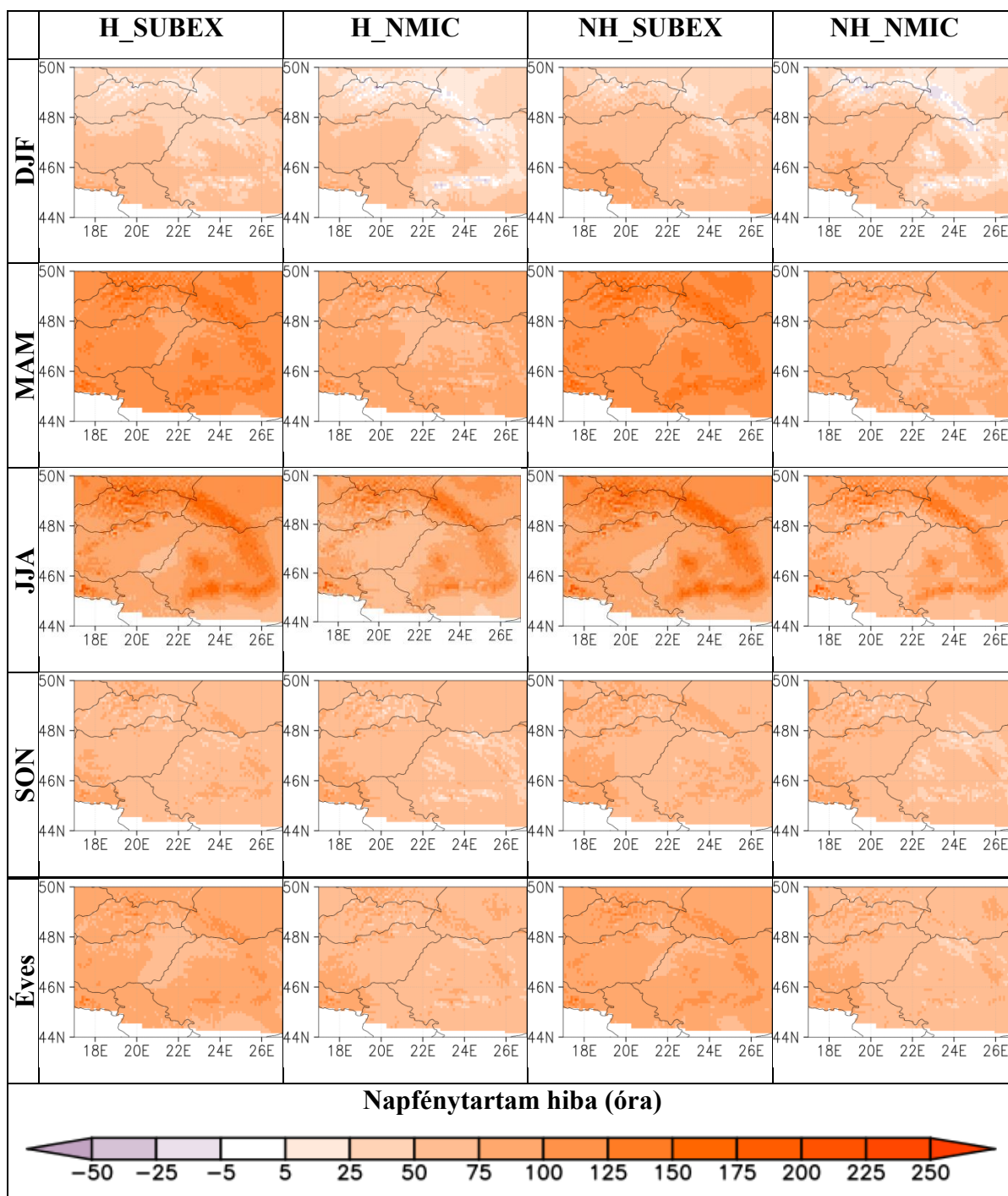
15. ábra: A havi átlaghőmérséklet időbeli menetének Taylor-diagramja (1981–1990)

## 5.2. Napfénytartam

A napfénytartamot is összehasonlítottam a szimulációk és a CarpatClim adatbázis mezőinek segítségével. Napfénytartamon azt az időtartamot értjük, ameddig a felszín közvetlen sugárzás éri. A besugárzás területi eloszlását a csillagászatilag lehetséges napfénytartam, a domborzat, valamint a felhőzet mennyisége határozza meg [2 – met.hu]. Alapvetően a domborzat hatása a téli, illetve a nyári félévben másként jelentkezik. Télen inverziós helyzetek alakulhatnak ki, ami miatt az alacsonyabban fekvő területeket köd boríthatja, míg a magasabban fekvő területek kiemelkednek, így a napsütéses órák száma több is lehet az alföldihez képest. Ezt támasztja alá *Dobesch* (1992) munkája, aki korrelációt fedezett fel az átlagos éves napfénytartam és az abszolút magasság között: 0,7 óra/100 m növekedést tapasztalt 900 m tengerszint feletti magasságban az Alpok

területén. Nyáron inkább fordított a helyzet, vagyis a síkvidéki területeken a napsütéses órák száma általában nagyobb a hegységek borultabb, csapadékosabb időjárása miatt.

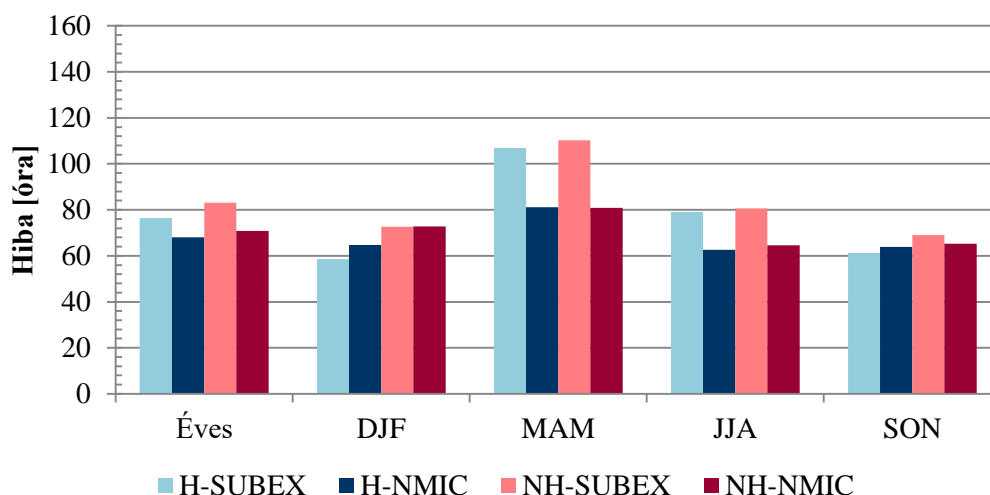
A 16. ábra az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves napfénytartam hibáit mutatja. Egyértelműen látszik, hogy az átlagos napfénytartamnak mind az évszakos, mind az éves átlagos hibájának térbeli eloszlásánál jelentős felülbecslés tapasztalható mindegyik modellfuttatásnál. A legnagyobb felülbecslés – ugyanúgy, mint a hőmérsékletnél – nyáron jelentkezett minden futtatásnál. Negatív hibák csak a hegyvidéki területeken fordultak elő, főleg a téli időszakban, legnagyobb mértékben a Kárpátok vonulatainál. Ez a korábban említett jelenség miatt is lehetséges, vagyis elképzelhető, hogy a modell az inverziós helyzetekkel nem számol (ezt a felhőzet vizsgálatával lehetne alátámasztani, de a felhőzetre vonatkozó fájlokat idő hiányában egyelőre nem sikerült feldolgozni), így alulbecsli a megfigyeléseket. A hibamezők térbeli szerkezetét a hegyvidéki állomások ritka elhelyezkedése szintén okozhatja. A napfénytartamot minden hónapban felülbecsli a modell mindegyik futtatás során, mely legjobban nyáron tapasztalható. Ez vélhetően összefügg a hőmérsékleti értékek túlbecslésével, a napfénytartam és a hőmérséklet közötti pozitív korreláció miatt (Auer *et al.*, 1990). A 16. ábrán bemutatott hőmérsékleti mezővel összevetve látható a hibamezők közötti erős kapcsolat. Tavasszal az új mikrofizikával készült futásoknál lényegesen kisebbek a hibák, mint amik a SUBEX-szel készültek. Ez lehetséges a felhő- és csapadékképződés eltérő parametrizációja, és annak napfénytartamot befolyásoló hatása miatt.



16. ábra: Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves napfénytartambeli eltérése a CarpatClim adatbázistól (1981–1990)

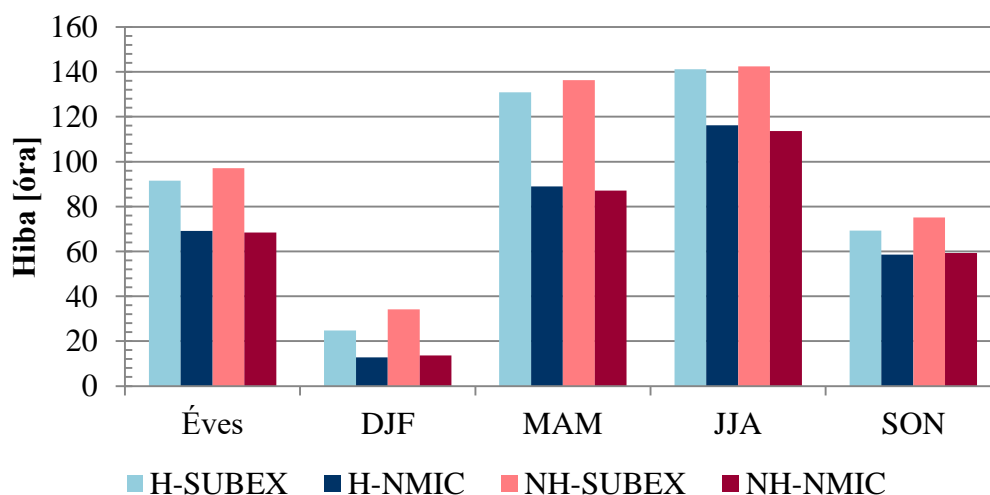
Az alföldi területre vonatkozó átlagos éves és évszakos hibák (17. ábra) szinte minden esetben meghaladták a 60 órát. A legnagyobb hibák tavasszal fordultak elő az H\_SUBEX és NH\_SUBEX futásnál: 106, illetve 110 órával becsülték felül a megfigyelt értékeket. Tavasszal és nyáron a SUBEX sémával készült szimulációk nagyobb mértékben

becsülték felül a napfénytartamot az új mikrofizikai sémát alkalmazó futtatásokhoz képest.



17. ábra: Az alföldi terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos napfénytartam hibái a négy vizsgált szimulációra (1981–1990). Referencia adatok: CarpatClim

A Tátrára vonatkozó átlagos hibáknál (18. ábra) feltűnő a többi időszakhoz képest a téli hibák alacsony – mindegyik szimuláció esetében 35 óra alatti – értéke. Tavasszal és nyáron becsülték leginkább felül a modellek az átlagos napfényes órák számát: akár 130 órával. A grafikonról egyértelműen kitűnik, hogy a SUBEX sémával készített szimulációk minden évszakban és így a teljes évet tekintve is nagyobb mértékben felülbecsülték az átlagértékeket, mint az új mikrofizikai sémával készült futások.

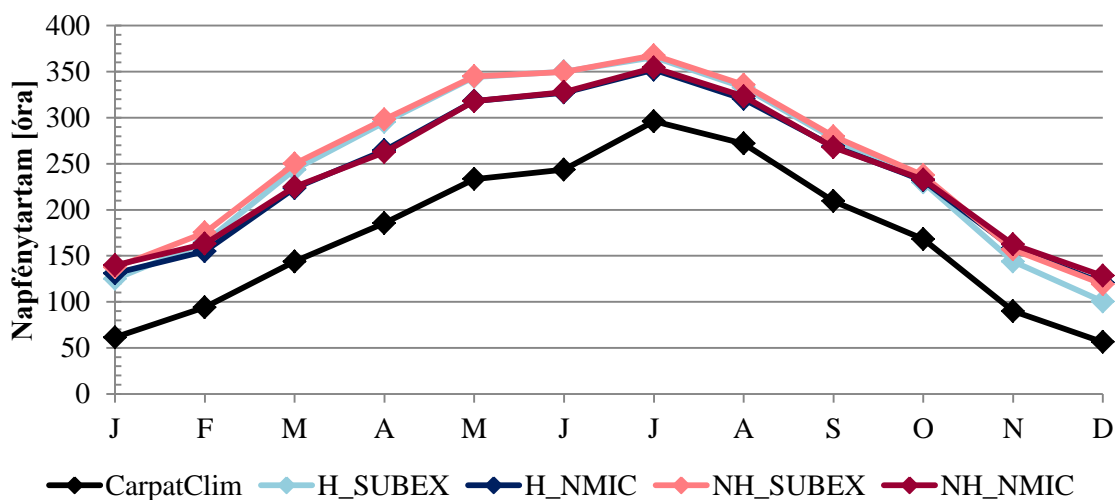


18. ábra: A Tátra környéki terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos napfénytartam hibái a négy vizsgált szimulációra (1981–1990). Referencia adatok: CarpatClim

A 19. ábra jól mutatja, hogy az összes modell felülbecsülte a CarpatClim adatsorát.

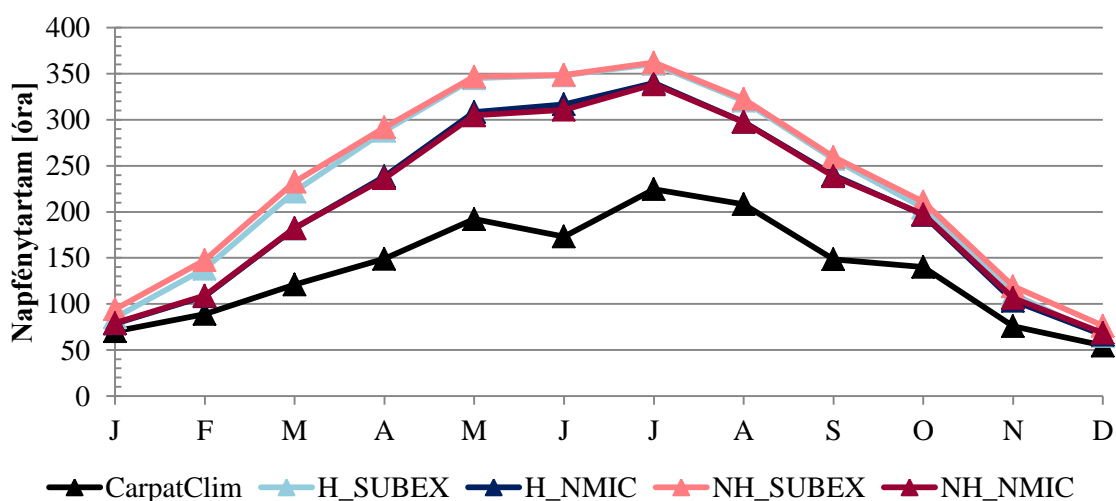


A futások közül a nyári félévben a SUBEX-szel készült futások adtak magasabb értékeket, átlagosan 30 órával. Ennek ellenére a napfénytartam éves menetét viszonylag jól rekonstruálták a modellszimulációk (maximális napfénytartam júliusban alakul ki), kivéve a június és július közti nagyobb különbséget.



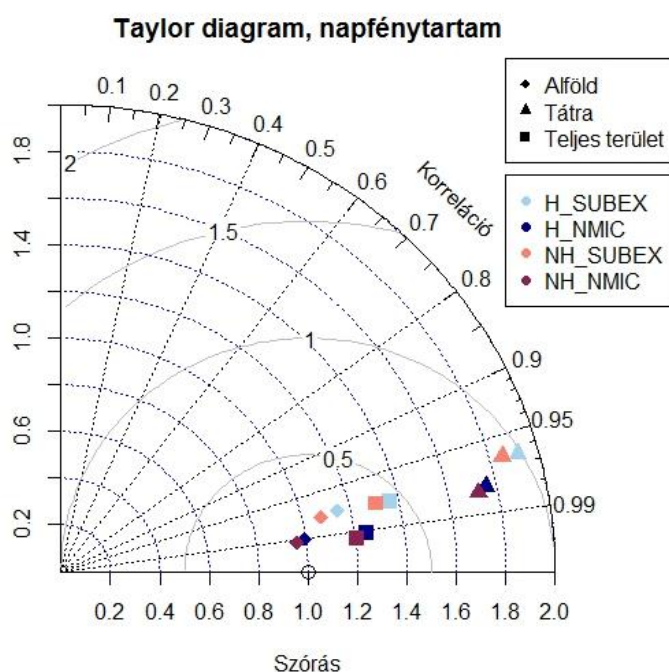
19. ábra: Az átlagos havi napfénytartam éven belüli eloszlása az alföldi területre (1981–1990)

A hegyvidéki területen már kevésbé tudták a modellek visszaadni a napfénytartam éves menetét, mint az alföldi területen (20. ábra), a megfigyeltnél jóval nagyobb éves amplitúdót eredményeztek. A legnagyobb különbség júniusban adódott, amikor mindegyik szimuláció legalább 150 órával felülbecsülte a CarpatClim adatait. A grafikonon jól elkülönül a SUBEX sémával és az új mikrofizikával készített futtatás, valamint az is, hogy az új mikrofizika esetén kaptunk pontosabb eredményeket – főleg az év első felében.



20. ábra: Az átlagos havi napfénytartam éven belüli eloszlása a Tátra környéki területre (1981–1990)

A napfénytartamokra vonatkozó Taylor-diagramon (21. ábra) is jól látható, hogy az egyes területekre készített átlagok jól elkülönülnek egymástól. A hegyvidéki területre átlagolt átlagos havi napfénytartam értékei térnek el leginkább a CarpatClim adataitól: ezeknek a legnagyobb a szórása és a legkisebb a korrelációja a megfigyelésekhez képest. A megfigyelésekhez legközelebb az alföldi területre átlagolt új mikrofizikai sémával készített szimulációk értékei adódtak, ami az előző ábrákon (17-20. ábra) is látszott. A teljes területre vonatkozó értékek a másik kettő között helyezkednek el, az alföldiéhez közelebb, mely érthető, ha figyelembe vesszük a vizsgált terület domborzatát. Ennek alapján levonhatjuk azt a következtetést, hogy a napfénytartamban megfigyelt hibák függenek a domborzattól.



21. ábra: Az átlagos havi napfénytartam időbeli menetének Taylor-diagramja (1981–1990)

### 5.3. Csapadék

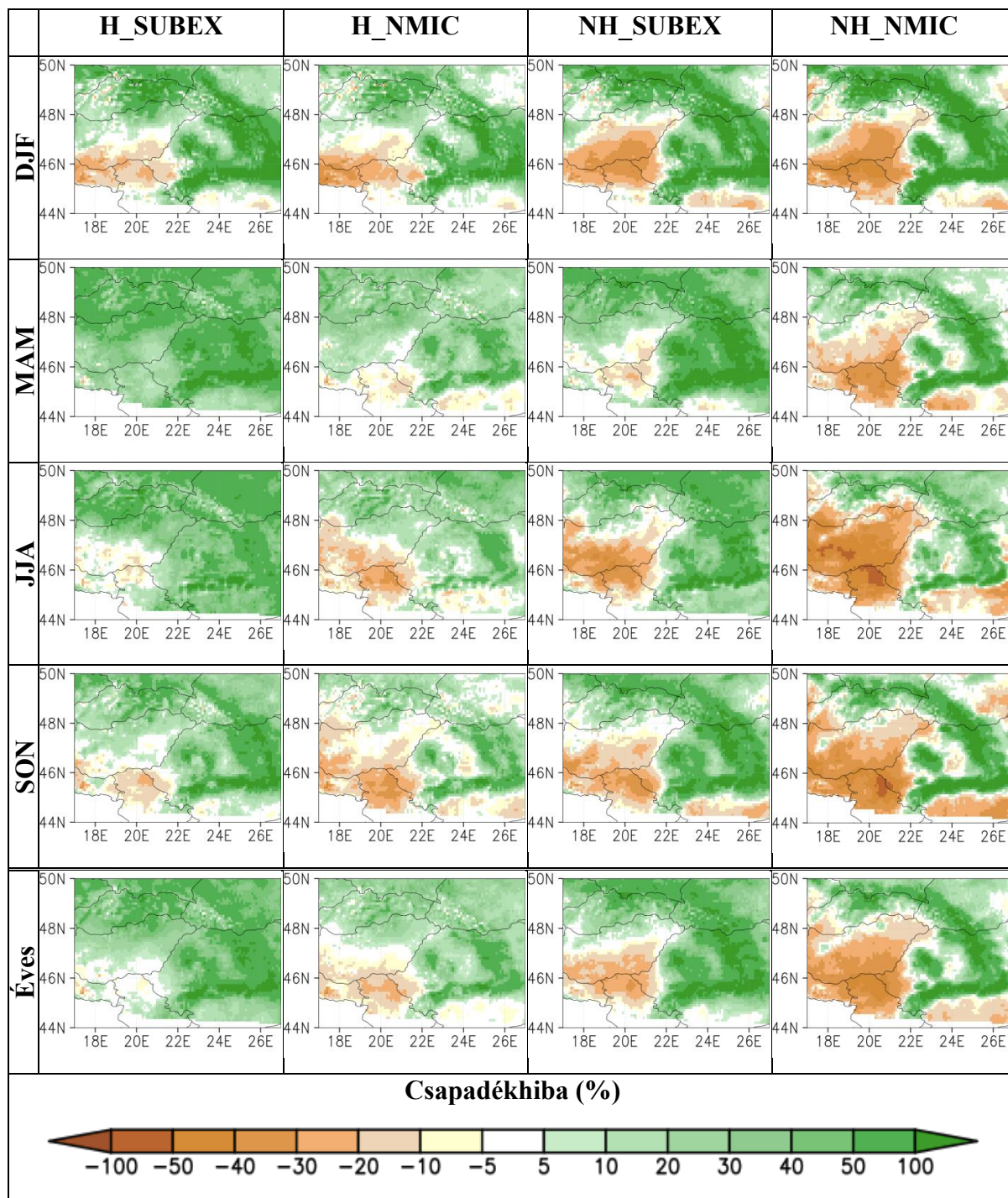
A Kárpát-medence térségére az éves csapadékösszeg területi eloszlása két fő hatástól függ: egyrészt a domborzattól, másrészt a Földközi-tengertől való távolságtól, habár az Atlanti-óceán is befolyásoló tényező [1 – met.hu]. A csapadék változékonysága miatt az egyes évi csapadékösszegek térbeli eloszlása eltérhet a sokéves átlagtól. Magyarország területére a legtöbb csapadék május és július közti időszakban esik, míg a legkevesebb január és március között. A csapadék esetén a relatív hibákat tüntettem fel,

melyek számolása a következőképpen történt:

$$\text{Hibamező (\%)} = \frac{\text{modellszimuláció} - \text{megfigyelés}}{\text{megfigyelés}} \cdot 100$$

A 22. ábrán láthatók az egyes szimulációkhoz tartozó átlagos évszakos, illetve éves hibamezők. Az egész területre vonatkozóan a H\_SUBEX adta a legtöbb csapadékot, míg az az új mikrofizikával készített szimulációk a legkevesebbet. A csapadékmezők térbeli struktúrájára jellemző, hogy a hegyvidéki területeken mind a négy szimuláció mindegyik időszakra felülbecsli az átlagos csapadékösszeget. Az is látható, hogy a SUBEX sémával készített futásoknál a hegyvidéki csapadék túlbecslése nagyobb területre terjed ki, mint az új mikrofizikával készített futásoké. A legnagyobb negatív hiba (ami az Alföld területén jelent meg) mindegyik időszakban a NH\_NMIC-nél tapasztalható: a síkvidékeken 40% körüli alulbecslés figyelhető meg. A korábbi eredményekhez (Torma et al., 2011, Pieczka et al., 2016) képest a csapadékhibák területi eloszlása más, ami a 3.4.2. fejezetben is említett SUBEX sémában módosított értékek miatt lehetséges. A legkisebb éves hibák a H\_NMIC szimulációnál adódtak (átlagosan –20% és +20% között).

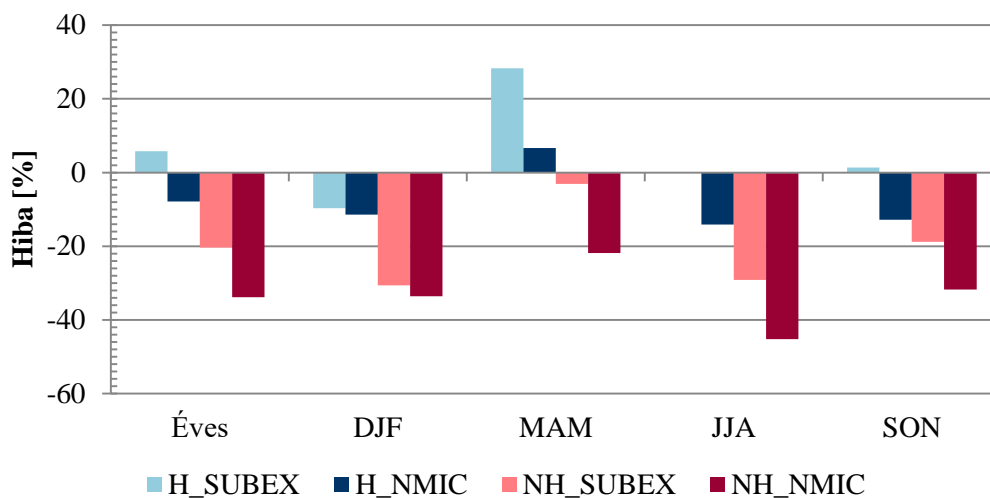
A legkisebb hibák ősszel és télen fordulnak elő az egész terület átlagát tekintve, ami nagyrészt annak köszönhető, hogy a hegységekben előforduló nagy pozitív hibák és az alacsonyabb síkvidéki területek negatív hibái kiegyenlítik egymást. A tavaszi hibamezők esetén látható, hogy a H\_SUBEX szinte mindenhol felülbecsülte a csapadékmennyiséget, míg az NH\_NMIC esetén a Kárpátokban felülbecsül, az alföldi területeken pedig alulbecsül. A korábbi elemzésekkel (Pieczka et al., 2016) szemben a dolgozatban vizsgált négy modellfuttatás esetén nem a teljes célterületen jelentkezik a nyári szárazság; a 22. ábra térképei alapján leginkább csak az alföldi területeken látható negatív hiba – legnagyobb az NH\_NMIC-nél. Ősszel hasonló struktúrájú mezők adódtak, mint nyáron, de valamelyest mérsékelt hibákkal.



22. ábra: Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves csapadék-eltérése a CarpatClim adatbázistól (1981–1990)

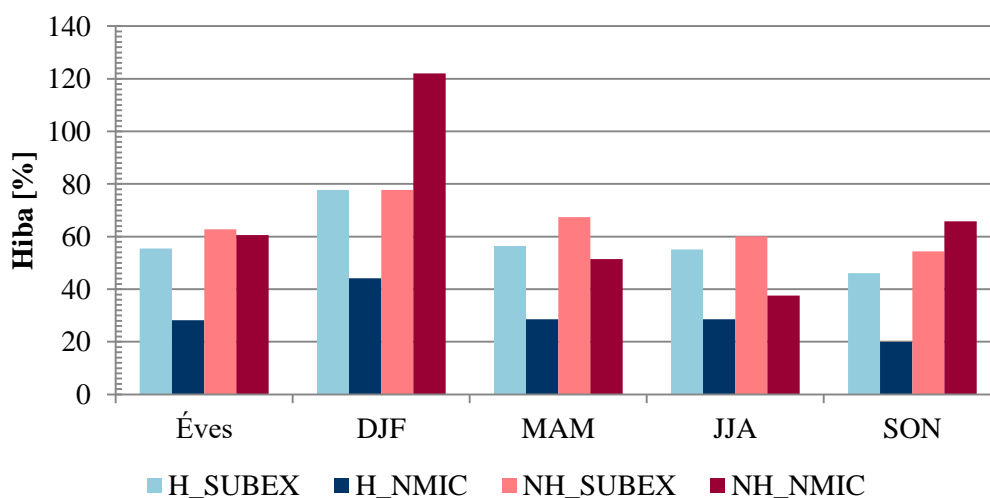
Az alföldi területre átlagolt éves és évszakos hibaértékek láthatók a 23. ábrán. Az alföldi területen a H\_SUBEX-en kívül mindegyik szimuláció alulbecsülte az éves csapadékösszeget. A legnagyobb hiba az NH\_NMIC-nél fordult elő nyáron (–45%). A tavaszt kivéve ez a szimuláció eredményezte a legnagyobb hibákat; tavasszal azonban a

H\_SUBEX jelentősen, közel 29%-kal felülbecsülte az átlagos évszakos csapadékmennyiséget, míg az NH\_SUBEX adta a legkisebb hibát (-3%-ot).



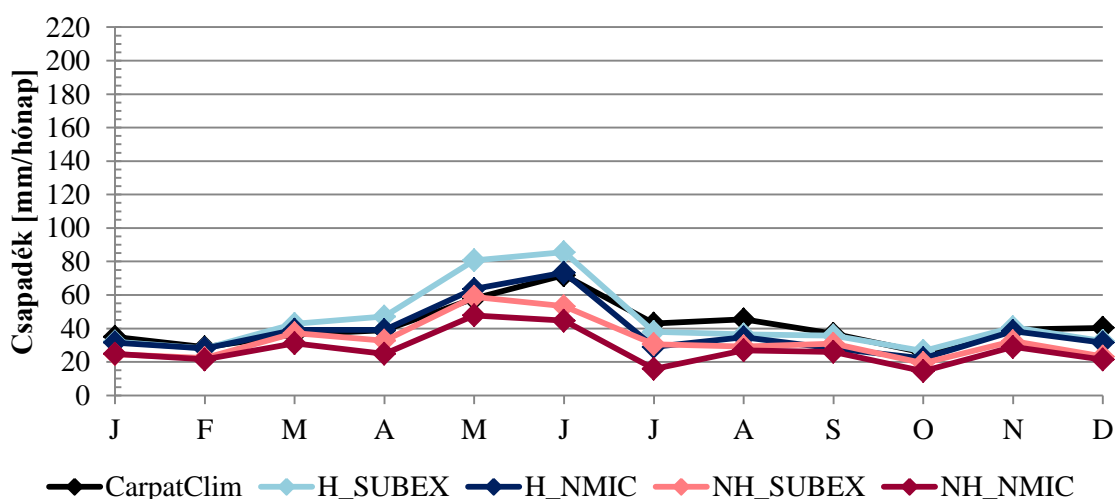
23. ábra: Az alföldi terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos csapadékhibák a vizsgált négy szimulációra (1981–1990). Referencia adatok: CarpatClim

A Tátrára átlagolt hibákat a 24. ábra mutatja. Jól látszik, hogy mindegyik modell felülbecsülte a csapadék mennyiségét mindegyik időszakban. Érdekes módon a legnagyobb hiba télen fordult elő az NH\_NMIC szimulációval, ahol a hiba a 120%-ot is meghaladta. A hegyvidéki területeken a két SUBEX csapadéksémával készült futtatás közel azonos mértékű hibát eredményezett. A legjobb értékeket a H\_NMIC adta: a legkisebb hibaérték (20%) nyáron fordult elő.



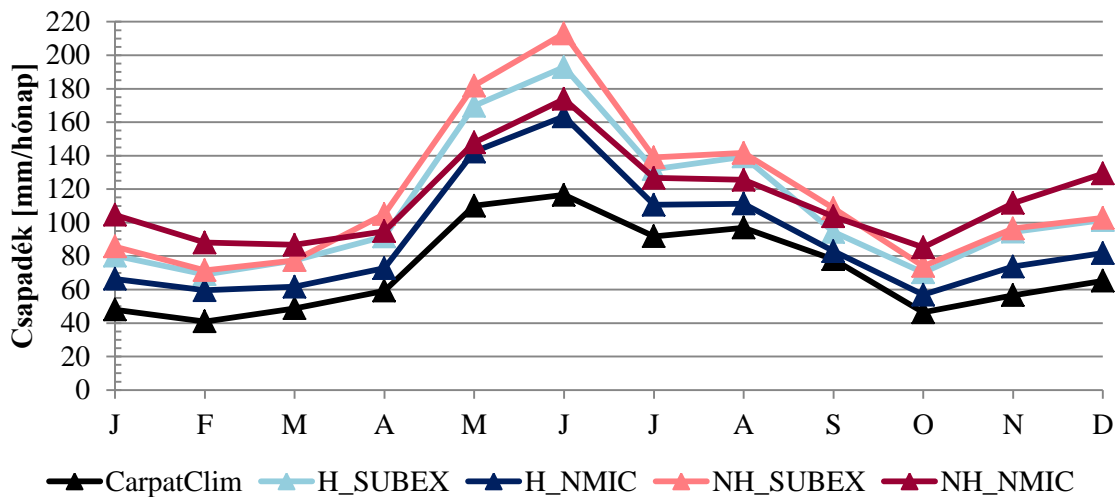
24. ábra: A Tatra környéki terület rácspontjaira átlagolt éves, illetve évszakos csapadékhibák a vizsgált négy szimulációra (1981–1990). Referencia adatok: CarpatClim

Az átlagos havi csapadékösszegek éven belüli eloszlása látható a 25. ábrán az alföldi területre átlagolva. A grafikonon jól látszik, hogy a késő tavaszi, kora nyári időszakban a H\_SUBEX becsüli felül legjobban a megfigyeléseket. A nyár további részében pedig mind a négy beállítás mellett a mérésekhez képest kevesebb csapadék figyelhető meg. A nem-hidrosztatikus modellfuttatások szinte minden hónapban alulbecsülték a csapadékmennyiséget: júniusban az NH\_NMIC közel 30 mm-rel. A csapadék éves menetét a négy szimuláció közül a H\_NMIC reprodukálta a legpontosabban.



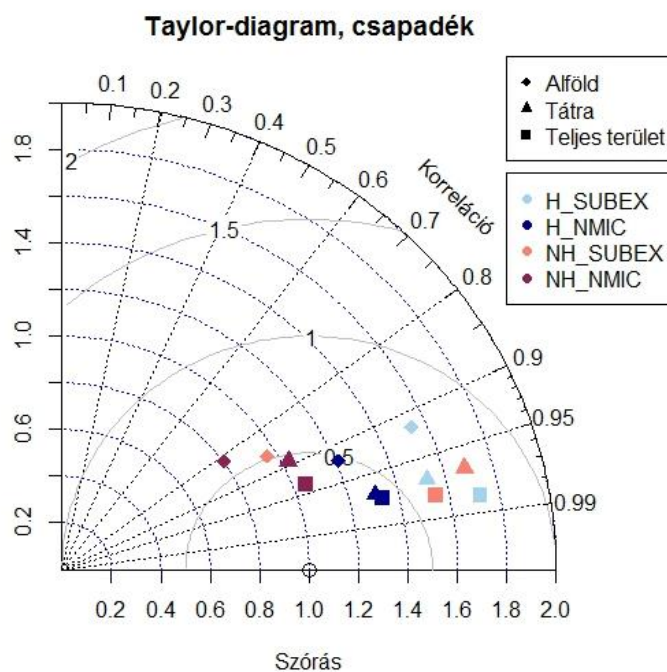
25. ábra: Az átlagos havi csapadékösszegek éven belüli eloszlása az alföldi területre (1981–1990)

A Tátra környéki területre átlagolt átlagos havi csapadékösszegek éven belüli eloszlása a 26. ábrán látható. Ezen a területen mindegyik szimuláció felülbecsülte a csapadékot a CarpatClim adataihoz képest. Azt azonban meg kell jegyezni, hogy az átlagos havi csapadékösszegek éven belüli menete jól követi a megfigyeléseket. A legpontosabb eredményt a H\_NMIC adta, míg a legnagyobb hibát az NH\_SUBEX. A grafikonon jól látható, hogy a téli félévben az NH\_NMIC eredményezte a legtöbb csapadékot, míg a nyári félévben az NH\_SUBEX. Ezek alapján a nem-hidrosztatikus modellek jobban felülbecslik a csapadékot, ami azért lehetséges, mert a bemutatott szimulációkban a konvektív csapadék még parametrizálva van (a további vizsgálatokhoz tervezzük olyan szimulációk készítését, amelyekben a konvektív parametrizációt kikapcsoljuk), viszont a nem-hidrosztatikus közelítés értelmében a modell maga is számolja a vertikális feláramlásokat. Másrészt a SUBEX séma a hegyvidéki területeken nagyobb hibával bír, mint az új mikrofizika.



26. ábra: Az átlagos havi csapadékösszegek éven belüli eloszlása a Tatra környéki területre (1981–1990)

Taylor-diagramon (27. ábra) is ábrázoltam a különböző szimulációk csapadékbecsléseit, melyről leolvasható, hogy a H\_SUBEX és az NH\_SUBEX beállítás mellett a legpontatlanabb a csapadékbecslés, ugyanis ezen modellfuttatások esetén a legnagyobbak a kapott szórások. A megfigyelésekhez az új mikrofizikával végzett szimulációk (H\_NMIC, HN\_NMIC) vannak a legközelebb, ezeknek kisebb a szórásuk is. A teljes kivágatra átlagolt SUBEX-szel készült szimulációk korrelációja nagyobb, mint az új mikrofizikával készülteké, de ez adódhat az eltérő hibájú területek kompenzációjából is.



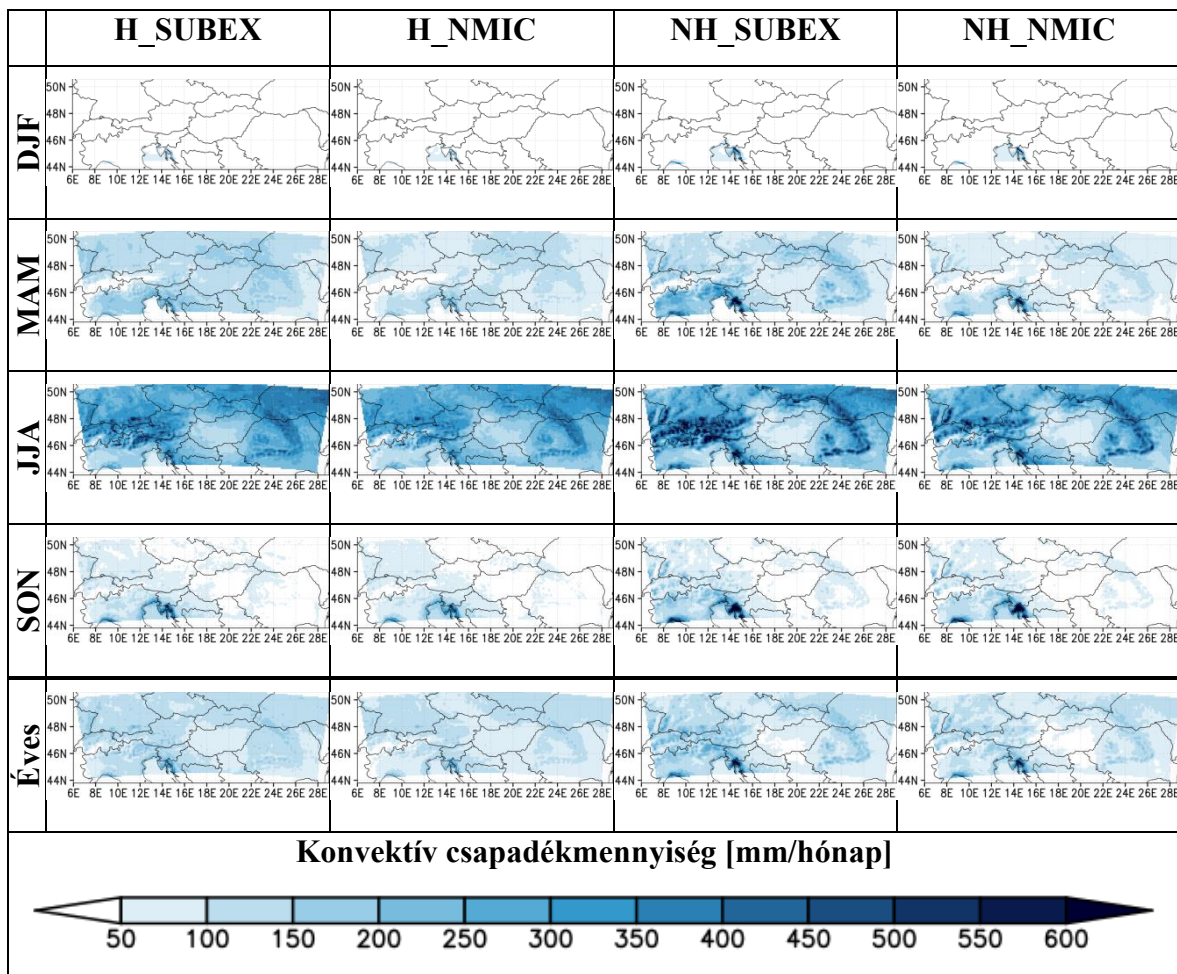
27. ábra: Az átlagos havi csapadékösszeg időbeli menetének Taylor-diagramja (1981–1990)

## 5.4. Konvektív csapadék

A konvektív felhőzet- és csapadékképződésnek több módja is lehetséges: lehet az oka termikus, orografikus akadály, konvergencia vagy frontális. A konvektív csapadék jelentős éves menettel bír a közepes szélességeken: nyáron a konvektív csapadék mennyisége erősen növekszik a hőmérséklet emelkedésével (*Rulfová és Kyselý*, 2013).

Külön a konvektív csapadékot azért vizsgáltuk meg, mert a modell dinamikája alapján (nem-hidrosztatikus) a vertikális irányú gyorsulásokat ugyan már számolja a modell, de a felbontásból adódóan még a konvektív parametrizációt is bekapcsolva hagytuk. A konvektív csapadéokra vonatkozóan a CarpatClim adatbázis nem tartalmaz adatokat, így a teljes tartományra készítettem el az átlagos évszakos, illetve éves konvektív csapadékmennyiséget (28. ábra) ábrázoló térképeket. Ezeken jól látszik, hogy természetesen télen és ősszel fordul elő a legkevesebb konvektív csapadék, ami összeegyeztethető a vizsgált terület klimatológiájával. Ez alól kivételt képez a Dinári-hegység nyugati oldala, ahol a téli félévben is rendkívül sok konvektív csapadék hullik. Ez egyrészt a nyugati áramlásoknak való kitettségnek, másrészt a Földközi-tengerhez való közelségnek és az orográfiának a következménye: a nyugatias áramlásokkal érkező nedves légtömegeket a hegység a téli hónapokban is felemelkedésre kényszeríti. Tavasszal már a síkvidéken is megjelenik konvektív csapadék, de még mindig a Dinári-hegység környékén adódott a legnagyobb csapadékmennyiség. A legmagasabb értékek – ahogy az ebben a régióban megszokott – minden esetben nyáron fordulnak elő mindegyik szimuláció esetén. Nyáron a legnagyobb értékek az Alpok vonulatainál tapasztalhatók: a nem-hidrosztatikus szimulációk esetén sokkal markánsabb a konvektív csapadék mennyisége, mint a hidrosztatikus közelítéssel készített futtatásokban.

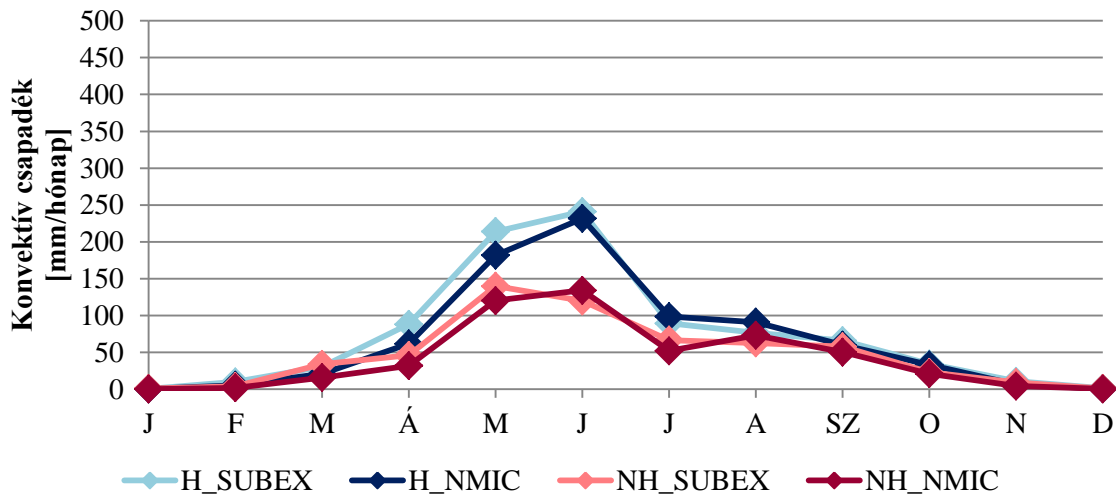




28. ábra: Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves konvektív csapadékösszege (mm/hónap) (1981–1990)

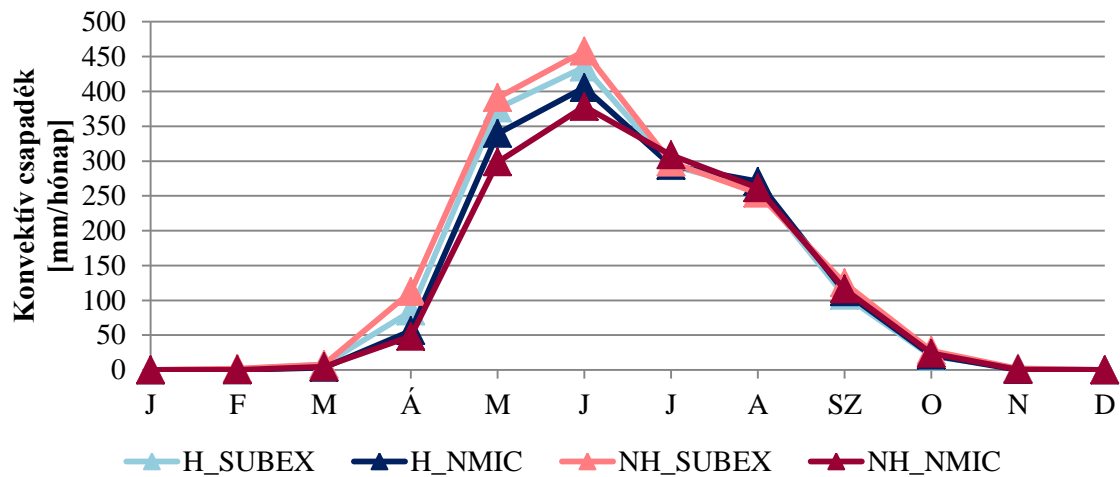
A 29. ábra az Alföldre átlagolt átlagos havi konvektív csapadékösszegeket mutatja. A grafikonon feltűnik, hogy a nem-hidrosztatikus közelítéssel készült futásoknál (NH\_SUBEX, NH\_NMIC) a csapadékeloszlás időbeli menetében kisebb éven belüli különbségek jelentkeznek, mint a hidrosztatikus futások esetén (ahol a nyári konvektív csapadékösszegek is magasabbak voltak). A téli félév hónapjaiban 50 mm alatti értékek fordultak elő mind a négy szimuláció esetében, télen pedig minimális – 0 mm körüli – konvektív csapadékösszegeket kaptunk. A késő tavaszi, kora nyári időszakban viszont a hidrosztatikus közelítéssel készített szimulációk akár 100 mm-rel is meghaladták nem-hidrosztatikus közelítést alkalmazó szimulációk átlagos konvektív csapadékösszegét. Ez az eredmény megegyezik a teljes csapadékösszegek eredményével: akkor a hidrosztatikus közelítés nagyobb csapadékot adott. Az összes modellszimuláció esetén a legmagasabb átlagos konvektív csapadékösszeget – a teljes csapadékösszeghez (25. ábra) hasonlóan –

májusra vagy júniusra kaptunk.



29. ábra: Az átlagos havi konvektív csapadékösszeg éven belüli eloszlása az alföldi területre (1981–1990)

A Tátrára vonatkozó átlagos havi konvektív csapadékösszeg térbeli átlaga a 30. ábra látható. A konvektív csapadékösszegek menete hasonló a különböző beállítások mellett. A hegyvidéki területnél a legnagyobb értékek az H\_SUBEX nevű futtatásnál fordultak elő, míg a második legnagyobb értéket a NH\_SUBEX eredményezte a nyári félévben (júniusban a H\_SUBEX-szel 457 mm/hónap, míg az NH\_SUBEX-szel 434 mm/hónap adódott). Ezek alapján elmondható, hogy a régi SUBEX séma a hegyvidéki területeken jobban felülbecsli a csapadékot, mint az új mikrofizikai séma. Érdekes, hogy ebben a régióban a konvektív csapadék mennyisége a nagytérségű csapadéksémától jobban függ, mint attól, hogy hidrosztatikus dinamikát használunk-e vagy sem. Ez tapasztalható volt a teljes csapadékösszegek éven belüli meneténél is (26. ábra).



30. ábra: Az átlagos havi konvektív csapadékösszeg éven belüli eloszlása a Tatra környéki területre (1981–1990)

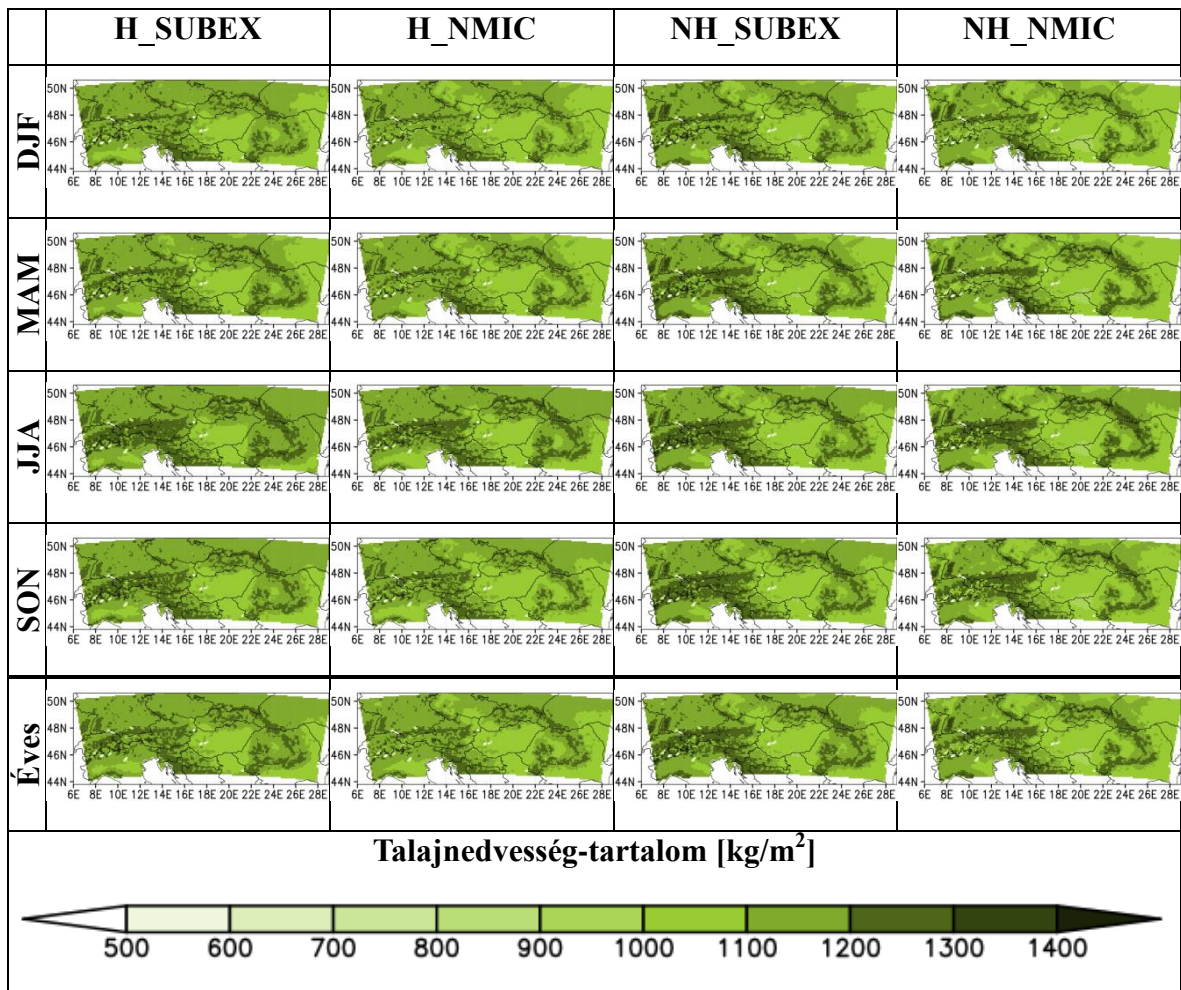
## 5.5. Talajnedvesség-tartalom

A talaj mint háromfázisú rendszer jelentős hatással van a lefolyási viszonyokra. A talajnedvesség fontos szerepet játszik a felszín és légkör közötti víz- és energiamérlegre (Betts *et al.*, 1996; Schär *et al.*, 1999). A talajnedvesség a csapadékképződési folyamatokra is hatással van: Duerinck *et al.* (2016) erős pozitív korrelációt fedezett fel a késő tavaszi-kora nyári átlagos talajnedvesség-tartalom és az átlagos csapadék között.

A talajnedvesség és csapadék között pozitív és negatív visszacsatolási mechanizmus is elkülöníthető. Pozitív visszacsatolás következőképp zajlik le: a felszínről párolgó víz miatt látens hőtöbblet keletkezik, ami hozzájárul a csapadék mennyiségének növekedéséhez (Dirmeyer és Brubaker 1999; Findell és Eltahir, 2003). Negatív visszacsatoláskor a fázisátalakulási hő a hőmérsékletcsökkenésen keresztül a csapadékképződést gátolja, így a talajnedvesség értékek is kisebbek lesznek (Hohenegger *et al.*, 2009). A talajnedvesség közvetve is hatással van a csapadékra: a talajnedvesség hatással van a talaj melegedésére, illetve hűlésére, ami befolyásolja a planetáris határrétegben lejátszódó folyamatokat (pl. turbulencia, szél, konvekció) és ezáltal a csapadékképződést (Findell és Eltahir, 2003).

A modellszimulációk eredményeiből a teljes talajnedvesség-tartalom éves, illetve évszakos átlagaira készítettem térképeket, amik a 31. ábra láthatók. Ezek a mezők a teljes kivágatra készültek el, mivel a CarpatClim adatbázis nem tartalmaz talajnedvesség-tartalom adatsort. Az ábrán az évszakos különbségek kevésbé látszódnak, inkább a térbeli struktúra figyelhető meg. Az egyes tavak (pl. Balaton, Fertő) a térképeken fehéren jelennek meg, a modell ezeken a területeken nem számol talajnedvességgel, mivel vízfelszínként

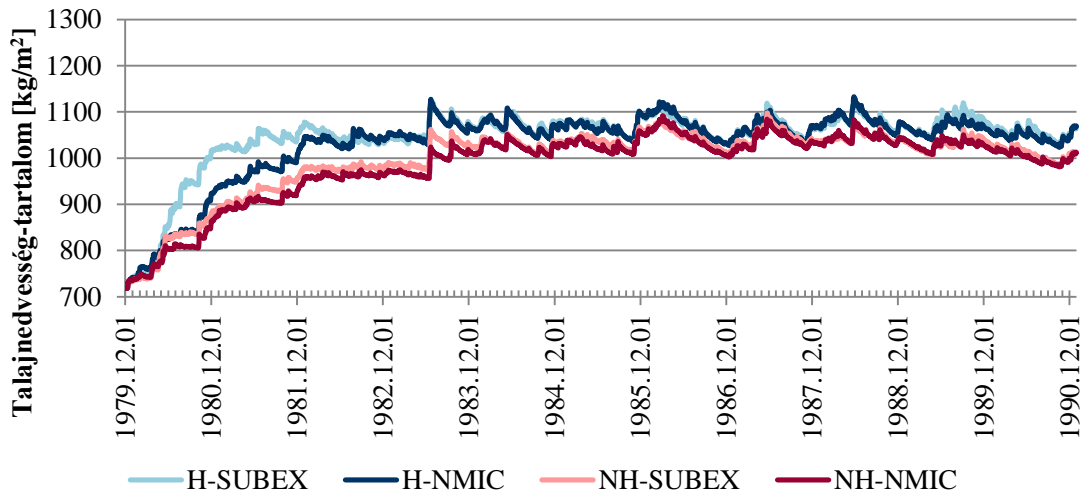
kezeli azokat. A sötétebb területek, amelyek több talajnedvesség-tartalommal rendelkeznek, a hegységek vonulataira (Alpok, Kárpátok) jellemzőek. A nagyobb talajnedvességgel rendelkező területeken (főleg nyáron) nagyobb a modellezett konvektív csapadék mennyisége (l. 5.4. fejezet).



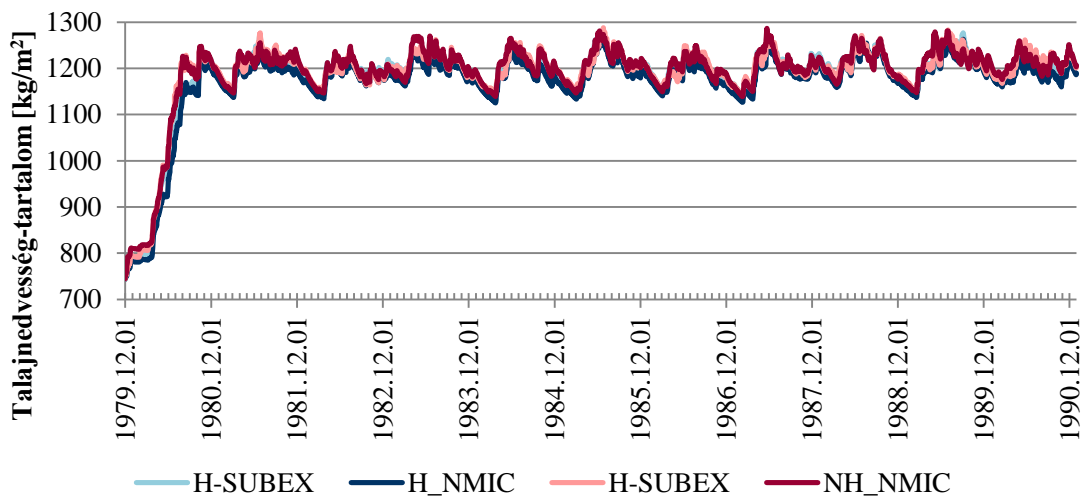
31. ábra: Az egyes modellszimulációk átlagos évszakos, illetve éves talajnedvesség-tartalma (1981–1990)

A talajnedvesség-tartalom esetén kíváncsiak voltunk annak időbeli menetére is, emiatt a teljes integrálási időszakot tartafelplmazó adatsort ábrázoltam (32. ábra és 33. ábra). Ezek az értékek a teljes, modell által használt 3 m-es vastagságú rétegre vonatkoznak. Jól látszik, hogy a talajnedvesség-tartalom felpörgési ideje más a hegyvidéki, illetve a síkvidéki területeken. A grafikonokon egyértelműen látszik, hogy a szimulációkban az egyensúlyi állapot eléréséhez hosszabb időre volt szükség, mint a légköri változóknál (ezek az ábrák nem kerültek bele a dolgozatba). Egyes ajánlások szerint a talajnedvesség-tartalom vizsgálatához a felpörgési időnek legalább 2 évnek kell lennie 1 m-es mélységben (Giorgi és Mearns, 1999). A 32-33. ábrákról az is leolvasható, hogy a hegyvidéki területeken nagyobb a talajnedvesség-tartalom, mint az Alföldön. Ez a csapadékképződésre is hatással lehet, hiszen a csapadékképződés függ a talajnedvesség-tartalomtól. Ezen kívül a hegyvidéki területeken az éves menet is jobban nyomon követhető. A legkisebb értékek február végén – március elején fordultak elő, míg a

legnagyobb értékek nyár elejére tehető. Az Alföldön ilyen menet nem jelenik meg markánsan (az alacsonyabb értékek inkább tél elején adódtak), emellett a különböző dinamikát használó futtatások is elkülönülnek: a hidrosztatikus közelítéssel több talajnedvességet eredményeztek a modellszimulációk. A hegyvidéki területeken viszont nem jelenik meg a hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus közelítés ilyen jellegű különbsége.



32. ábra: A talajnedvesség-tartalom menete az alföldi területre a teljes integrálási időre (1979-1990)



33. ábra: A talajnedvesség-tartalom menete a Tátra környéki területre a teljes integrálási időre (1979-1990)

## 6. Összefoglalás

Dolgozatom célja a RegCM regionális klímamodell 4.5-ös verziójának (*Elguindi et al.*, 2014) érzékenységvizsgálata volt, mellyel az ELTE Meteorológiai Tanszékén 2002 óta folyó regionális klímamodellezési kutatásokba kapcsolódtam be. A dolgozatban vizsgált RegCM4.5 már nemcsak hidrosztatikus közelítéssel, hanem nem-hidrosztatikus dinamikai közelítéssel is futtatható. E modellverzió másik nagyobb újítása, hogy egy új csapadéksémát is beépítettek, mely már a kevert halmazállapotú felhőzetet is figyelembe tudja venni, valamint a mikrofizikai folyamatokat is reálisabban adja vissza.

Munkám során a RegCM4.5 modellszimulációkat 10 km-es horizontális felbontás mellett végeztük a Kárpát-medencére az 1981–1990 időszakra. A futtatáshoz szükséges kezdeti- és peremfeltételeket az ERA Interim reanalízis adatbázis (0,75°-os horizontális felbontás mellett) szolgáltatta. A futtatások során egyrészt a hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus dinamikát vizsgáltuk, másrészt a két nagytérségű csapadéksémát. Az eredményeket a 0,1°-os horizontális felbontású CarpatClim adatbázissal hasonlítottuk össze a hőmérséklet, a napfénytartam és a csapadék esetén. Ezen kívül az egyes futtatások által szimulált konvektív csapadékot és a teljes talajnedvesség-tartalmat hasonlítottuk össze.

A kapott eredmények alapján a modell a nyári hőmérsékletet még mindig jelentős mértékben (3 °C) felülbecsülte. Az új mikrofizikai sémával csak tavasszal javultak az eredmények. A korábbi vizsgálathoz képest (*Pieczka et al.*, 2016) ősszel és tavasszal a Balaton nagyobb pozitív hibaként jelent az egyes szimulációkhoz képest. A legnagyobb hőmérsékleti hibákat mindegyik időszakban a nem-hidrosztatikus közelítést és SUBEX sémát alkalmazó szimuláció adta.

A napfénytartam vizsgálatokor a modellszimulációk minden esetben felülbecsülték a megfigyelt értékeket. A kisebb hibák az új mikrofizikát alkalmazó szimulációk mellett tapasztalhatóak. Az éves menet vizsgálatokor a legnagyobb felülbecslések a Tatra környéki területen fordultak elő a nyári hónapokban.

A csapadék hibái nagymértékben függenek a domborzattól. A hegységekben a nem-hidrosztatikus közelítéssel készített szimulációk nagyobb mértékben becsülték felül a csapadékot, mint a hidrosztatikus közelítést alkalmazó modellfuttatások. Az Alföldre az évszakos átlagokat tekintve elmondható, hogy a legtöbb szimuláció alulbecsülte a csapadékot, legnagyobb mértékben a nem-hidrosztatikus futás az új mikrofizikai sémával.

A konvektív csapadék esetén is hasonló eredményeket kaptunk, mint a teljes

csapadékösszeg vizsgálatakor: nyáron a hegységekben (Alpok, Kárpátok) adták a szimulációk a nagyobb értékeket. Az új mikrofizikai sémával készített szimulációk esetén a konvektív csapadék eloszlása jóval élesebben jelenik meg, mint a SUBEX sémával. Az alföldi területekre a hidrosztatikus közelítést alkalmazó futtatások nagyobb mennyiségű csapadékot szimuláltak, mint a nem-hidrosztatikusak. A nem-hidrosztatikus közelítés pedig nem okozott jelentős javulást.

A talajnedvesség vizsgálata alapján a hegyvidéki területeken nagyobb a talajnedvesség-tartalom, mint a síkvidéki területeken. Az integrálási idő figyelembe vétele mellett ahhoz, hogy a talajnedvességi-tartalom egyensúlyi állapotba kerüljön, az alföldi területen több időre volt szükség. Az alföldi területen a hidrosztatikus futások esetén nagyobb talajnedvesség-tartalmat szimuláltak, mint a nem-hidrosztatikus közelítést alkalmazó futások.

Összességében elmondható, hogy a korábbi (RegCM3.1 és RegCM4.3 futtatásokkal kapott) eredményekhez képest (*Torma et al.*, 2011; *Pieczka et al.*, 2016) a csapadék esetén javulás tapasztalható az új modellverzióval készített szimulációkban. Megállapítható, hogy a hidrosztatikus közelítéssel készített szimulációk az új mikrofizikával pontosabb becsléseket eredményeztek.

A további tervek között szerepel a kapott eredmények további vizsgálata. Ezen kívül a dolgozatban be nem mutatott ötödik szimuláció feldolgozása a cél, illetve a nem-hidrosztatikus közelítéssel készíteni olyan szimulációkat, ahol a konvektív parametrizációt nem alkalmazzuk.



## **Köszönetnyilvánítás**

Elsősorban szeretném megköszönni témavezetőmnek, dr. Pieczka Ildikónak a támogatását és a diplomamunka során felmerülő mindennemű probléma megoldásában nyújtott segítségét. Köszönettel tartozom dr. Pongrácz Ritának, hogy hasznos tanácsaival és útmutatásával segítette munkámat. Köszönöm továbbá Szabóné André Karolinának a programozásban nyújtott segítségét. Végül szeretnék köszönetet mondani a családomnak, akik mindenben támogattak.

A kutatásokat támogatta az AGÁRKLIMA2 (VKSZ\_12-1-2013-0034) projekt, valamint az AgroMo kutatási program (GINOP-2.3.2-15-2016-00028). A validációs adatokat a CarpatClim Adatbázis szolgáltatta, amelynek előállítását az Európai Közösség támogatta a JRC intézeten keresztül kiírt kutatási program keretében.

# Irodalomjegyzék

- Abiodun, B. J., Prusa, J. M., Gutowski, W. J., Abayomi A. A., 2011: CAM-EULAG: A non-hydrostatic atmospheric climate model with grid stretching. *Acta Geophys.*, 59, 1158-1167
- Almazroui, M., 2012: Dynamical downscaling of rainfall and temperature over the Arabian Peninsula using RegCM4. *Clim Res* 52, 49-62.
- Anthes, R. A., Kuo, Y. H., Hsie, E. Y., Low-Nam, S., Bettge, T. W., 1989: Estimation of episodic and climatological skill and uncertainty in regional numerical models. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 115, 770- 792.
- Arakawa, A., Lamb, V. R., 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, Vol. 17. Academic Press, 173–265.
- Auer, I., Böhm, R., Mohnl, H., 1990: Die troposphärische Erwärmungsphase die 20. Jahrhunderts im Spiegel der 100-jährigen Messreihe des alpinen Gipfelobservatoriums auf dem Sonblick. CIMA'88. In *Congresso (Vol. 20)*.
- Ban N., Schmidli J., Schär C., 2014: Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 13, 7889–7907, doi: 10.1002/2014JD021478.
- Ban N., Schmidli J., Schär C., 2015: Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster?, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1165–1172.
- Bartholy, J., Bozó, L., Haszpra, L., 2011: Klímaváltozás–2011. Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. Budapest, Hungary: MTA-ELTE Meteorológia Tanszék, 281 p.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Gelybó, Gy., Szabó, P., 2008: Analysis of expected climate change in the Carpathian basin using the PRUDENCE results. *Időjárás* 112, 249–264.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Horányi, A., Szépszó, G., 2011: Regionális éghajlati modellek. In: Bartholy J., Bozó L., Haszpra L. (szerk.): Klímaváltozás - Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére. ELTE. Budapest. Online elérhető: <http://nimbus.elte.hu/~klimakonyv/Klimavaltozas-2011.pdf>
- Beheng, K. D., 1994: A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes, *Atmos. Res.*, 33, 193-206.
- Betts, A. K., Ball, J. H., Beljaars, A., Miller, M. J., & Viterbo, P. A., 1996: The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101, D3, 7209-7225.
- Brisson, E., M. Demuzere, and N. P. M. van Lipzig (2015), Modelling strategies for performing convective permitting climate simulations, *Meteorol. Z.*, in press.
- Boville, B. A., 1991: Sensitivity of Simulated Climate to Model Resolution. *Journal of Climate*, 4, 469-486.
- Chan, S. C., Kendon, E. J., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Roberts, N. M., Ferro, C. A., 2014. The value of high- resolution met office regional climate models in the simulation of multihourly precipitation extremes. *Journal of Climate*, 27, 16, 6155-6174.
- Christensen, J.H., Rummukainen, M., Lenderink, G. (2009): Formulation of very-high-resolution regional climate model ensembles for Europe. In: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project [van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. (eds.)]. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK. pp. 47–58.
- Coppola, E., Giorgi, F., 2005: Climate change in tropical regions from high-resolution time-slice AGCM experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 612, 3123-3145.

- Csima, G., Horányi, A. (2008): Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás* 112, 3–4, 155–177.
- Dalu, G. A., M. Baldi, G. Leoncini, R. A. Pielke, 2003: Mesoscale nonhydrostatic and hydrostatic pressure gradient forces-theory, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2249–2266.
- Dee D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragan, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Holm, E.V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.-N., Vitart, F., 2011: The ERA- Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., 2003: Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, 20, 2-3, 107-126.
- Déqué, M., Piedelievre, J. P., 1995: High resolution climate simulation over Europe. *Climate dynamics*, 11, 6, 321-339.
- De Troch, R., Hamdi, R., Van de Vyver, H., Geleyn, J.-F., Termonia, P., 2013: Multi-scale performance of the ALARO-0 model for simulating extreme summer precipitation climatology in Belgium. *J. Climate*, 26, 8895-8915.
- De Troch, 2016: The application of the ALARO-0 model for regional climate modeling in Belgium: extreme precipitation and unfavorable conditions for the dispersion of air pollutants under present and future climate conditions. Belgium, Ghent University. Faculty of Sciences.
- Diallo, I., Bain, C. L., Gaye, A. T., Moufouma-Okia, W., Niang, C., Dieng, M. D., & Graham, R., 2014: Simulation of the West African monsoon onset using the HadGEM3-RA regional climate model. *Climate dynamics*, 43, 3-4, 575-594.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, 58-72.
- Dickinson, R. E., Kennedy, P. J., & Henderson-Sellers, A., 1993: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division.
- Dirmeyer, P. A., & Brubaker, K. L., 1999: Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, D16, 19383-19397.
- Dobesch, H., 1992: On the variations of sunshine duration in Austria. *Theoretical and applied climatology*, 46, 1, 33-38.
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Wang, W., Bruyere, C., 2005: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide (MM5 Modeling System Version 3)
- Duerinck, H. M., van der Ent, R. J., van de Giesen, N. C., Schoups, G., Babovic, V., Yeh, P. J. F., 2016: Observed Soil Moisture–Precipitation Feedback in Illinois: A Systematic Analysis over Different Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 17, 6, 1645-1660.
- Emanuel, K.A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, *J. Atmos. Sci.*, 48, 21, 2313-2335.
- Emanuel, K.A., M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 56, 1766-1782.
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., Giuliani, G., 2011: Regional climatic model RegCM Reference Manual version 4.3. 32p. ITCP, Trieste, Italy.

- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O'Brien, T., Nogherotto, R., Giuliani, G., 2014: Regional climatic model RegCM Reference Manual version 4.5. 37p. ITCP, Trieste, Italy.
- Ervico, R. M., Baumhefner, D. P., 1987: Predictability experiments using a high resolution limited area model. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1625-1641.
- Findell, K. L., Eltahir, E. A., 2003: Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: Framework development. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 3, 552-569.
- Fosser, G., S. Khodayar, and P. Berg, 2015: Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation. *Climate Dyn.*, 44, 45–60.
- Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Tebaldi, C., 2007: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27, 1547-1578.
- Frei, C., Christensen, J. H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R. G., Vidale, P. L., 2003: Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D3).
- Fritsch, J. M., Chappell, C.F., 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 37, 722–1733.
- Gerard, L., 2007: An integrated package for subgrid convection, clouds and precipitation compatible with meso-gamma scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 711–730.
- Giorgetta, M., Hundertmark, T., Korn, P., Reich, S., Restelli, M., 2009: Conservative space and time regularizations for the ICON model. *Berichte zur Erdsystemforschung* 67, pp. 32.
- Giorgi, F., 1989: Two-dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear war fires, *J. Geophys. Res.*, 94, 1127–1144.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model, *J. Climate*, 3, 941–963.
- Giorgi, F., Bates, G. T., 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117, 11, 2325-2347.
- Giorgi, F., Elguindi, N., Cozzini, S., Giuliani, G., 2011: Regional Climatic Model RegCM User's Guide Version 4.2. 64p. ITCP, Trieste, Italy.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., 1991: Validation of a regional atmospheric model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117, 1171–1206.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., Bates, G. T., 1993a: Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2794– 2813.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., Bates, G. T., DeCanio, G., 1993b: Development of a second generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 2814–2832.
- Giorgi, F., Mearns, L. O., 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335-6352.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A., Banks, H., Gregory, J. M., Johns, T. C., Mitchell, J. F. B., Wood, R. A., 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate dynamics*, 16, 2, 147-168.

- Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121,764-787.
- Grell, G., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1994: A Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR technical note NCAR/TN-398 + STR, 121p.
- Hack, J. J., Boville, B. A., Briegleb, B. P., Kiehl, J. T., Rasch, P. J., & Williamson, D. L., 1993: Description of the NCAR community climate model (CCM2). NCAR Tech. Note NCAR/TN-382+ STR.
- Hanssen-Bauer, I, Foerland, E., 2001: Verification and analysis of a climate simulation of temperature and pressure fields over Norway and Svalbard. *Clim Res* 16, 225–235.
- Hay, L.E., Clark, M.P., Pagowski, M., Leavesley, G.H., Gutowski, W.J. (2006): One-way coupling of an atmospheric and a hydrologic model in Colorado. *J. Hydrometeorology*, 7, pp. 569–589.
- Haylock, M. R., Cawley, G. C., Harpham, C., Wilby, R. L., Goodess, C. M., 2006: Downscaling heavy precipitation over the United Kingdom: a comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *International Journal of Climatology*, 26, 10, 1397-1415.
- Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Ștefănescu, S., Yang, S., Wang, X., Wyser, K., Dutra, E., Baldasano, J.M., Bintanja, R., Bougeault, P., Caballero, R., Ekman, A.M.L., Christensen, J.H., van den Hurk, B., Jimenez, P., Jones, C., Kållberg, P., Koenigk, T., McGrath, R., Miranda, P., Van Noije, T., Palmer, T., Parodi, J., Schmith, T., Selten, F., Storelvmo, T., Sterl, A., Tapamo, H., Vancoppenolle, M., Viterbo, P., Willén, U., 2010: EC-Earth: a seamless Earth-system prediction approach in action. *Bull Am Meteorol Soc*, 91, 10, 1357–1363.
- Hohenegger, C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S., and Schär, C., 2009: The Soil Moisture-Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection, *J. Climate*, 22, 5003–5020.
- Holtlag, A. A. M., De Bruijn, E. I. F., & Pan, H. L., 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118, 8, 1561-1575.
- Horányi, A., Kertész, S., Kullmann, L., Radnóti, G., 2006: The ARPEGE/ALADIN mesoscale numerical modeling system and its application at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, 110, 3-4, 203- 227.
- Hsie, E. Y., Anthes, R. A., & Keyser, D., 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 17, 2581-2594.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., Miller, H. L. (szerk.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M. (szerk.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.
- Kanada, S., Muroi, C., Wakazuki, Y., Yasunaga, K., Hashimoto, A., Kato, T., Kurihara, K., Yoshizaki, M., Noda, A., 2005: Structure of mesoscale convective systems during the late Baiu season in the global warming climate simulated by a nonhydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, pp. 117–120.
- Kendon, E. J., Roberts, N. M., Senior, C. A., Roberts, M. J., 2012: Realism of rainfall in a very high resolution regional climate model. *J. Clim.* 25, 5791–5806.
- Kendon, E. J., Roberts, N. M., Fowler, H. J., Roberts, M. J., Chan, S. C., Senior, C. A., 2014: Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model, *Nature Clim. Change*, 4, 570–576.

- Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G.B., Boville, B., Briegleb, B., Williamson, D., Rasch, P., 1996: Description of NCAR community climate model (CCM3). In: Tech. Note NCAR/TN-420 + STR. National Center for Atmospheric Research. 152p
- Kieu-Thi, X., Vu-Thanh, H., Nguyen-Minh, T., Le, D., Nguyen-Manh, L., Takayabu, I., Sasaki, H., Kitoh, A., 2015: Rainfall and Tropical Cyclone Activity over Vietnam Simulated and Projected by the Non-Hydrostatic Regional Climate Model – NHRCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 94A, pp. 135-150.
- Klemp, J., and R. Wilhelmson, 1978: Simulations of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070–1096.
- Kovács, A. D., 2015: A klímamodellezés nemzetközi eredményei. In: Czirfusz, M., Hoyk, E., Suvák, A. (szerk.): *Klímaváltozás - társadalom - gazdaság: Hosszú távú területi folyamatok és trendek Magyarországon*. Pécs, Publikon Kiadó, 2015. pp. 67-89. Online elérhető: [http://www.regscience.hu:8080/jspui/bitstream/11155/1106/1/kovacs\\_klimamodellezes\\_2015.pdf](http://www.regscience.hu:8080/jspui/bitstream/11155/1106/1/kovacs_klimamodellezes_2015.pdf)
- Kuo, H.L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Lackmann, G. 2011: *Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis, and Forecasting*, Amer. Meteor. Soc., Boston, 360 pp.
- Lind, P., Lindstedt, D., Kjellström, E., Jones, C., 2016: Spatial and temporal characteristics of summer precipitation over Central Europe in a suite of high-resolution climate models. *Journal of Climate*, Vol. 29, no 10, 3501-3518 p.
- Lindstedt, D., 2012: Development of a high resolution regional climate model. Rossby Centre Newsletter.
- May, W., Roeckner, E., 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: The impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, 17, pp. 407–420.
- McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 1-2, 105-117.
- Miura, H., Satoh, M., Nasuno, T., Noda, A. T., & Oouchi, K., 2007: A Madden-Julian oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. *Science*, 318, 5857, 1763-1765.
- Miyamoto, Y., Kajikawa, Y., Yoshida, R., Yamaura, T., Yashiro, H., & Tomita, H., 2013: Deep moist atmospheric convection in a subkilometer global simulation. *Geophysical Research Letters*, 40, 18, 4922-4926.
- Morel, B., B. Pohl, Y. Richard, B. Bois, Bessafi, M., 2014: Regionalizing rainfall at very high resolution over La Réunion Island using a regional climate model. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2665–2686.
- Nieto, S., Dolores Frías, M., Rodríguez de Puebla, C., 2004: Assessing two different climatic models and the NCEP–NCAR reanalysis data for the description of winter precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24, 3, 361-376.
- Nogherotto, R., Tompkins, A. M., 2014: The new cloud microphysics implemented in the Regional Climate Model RegCM4, in preparation
- Nogherotto, R., Tompkins, A. M., Giuliani, G., Coppola, E., Giorgi, F., 2016: Numerical framework and performance of the new multiple-phase cloud microphysics scheme in RegCM4.5: precipitation, cloud microphysics, and cloud radiative effects. *Geosci. Model Dev.*, 9, 2533–2547
- Pal, J.S., Small, E., Eltahir, E., 2000: Simulation of regionalscale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 567–594.

Pieczka I., 2012: A Kárpát-medence térségére vonatkozó éghajlati scenáriók elemzése a PRECIS finom felbontású regionális klímamodell felhasználásával. PhD értekezés. ELTE, Budapest, 95 p.

Pieczka, I., Bartholy, J., Pongrácz, R., Kelemen, F., Kis, A., André, K., 2014: Regionális klímamodell-becslések a Kárpát-medencére. In: Pongrácz R., Mészáros R., Kis A., Leelössy Á., Sábitz J. (szerk.): Légköri folyamatok előrejelzésének módszerei és alkalmazásai. A Meteorológiai TDK 2014. évi nyári iskola előadásainak összefoglalói. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest. pp. 96-101. Online elérhető: [http://nimbus.elte.hu/oktatas/metfuzet/EMF025/PDF/15-Pieczka\\_etal.pdf](http://nimbus.elte.hu/oktatas/metfuzet/EMF025/PDF/15-Pieczka_etal.pdf)

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

Pongrácz, R., Bartholy, J., Bartha, E. B., Török, O., Pieczka, I., Torma, Cs., 2011: Projected changes of regional heat waves in Central/Eastern Europe using climate model simulations. 91st AMS Annual Meeting on „Communicating Weather and Climate”. Seattle, WA. Paper, 161, 7, 27,

Práger, T. (2011): A globális éghajlatmodellezés közelmúltja és jelene (1990–2010). In: Bartholy J., Bozó L., Haszpra L. (szerk.): Klímaváltozás, 2011: Klímascenáriók a Kárpát-medence térségére. ELTE. Budapest. Online elérhető: <http://nimbus.elte.hu/~klimakonyv/Klimavaltozas-2011.pdf>

Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N.P.M, Leung, R., 2015: A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of geophysics*, 53, 2, 323-361.

Reichler, T., Kim, J., 2008: How Well Do Coupled Models Simulate Today’s Climate? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 3., 303–311.

Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornbluh, L., Schlese, U., Schulzweida, U., Kirchner, I., Manzini, E., Tompkins, A., Rhodin, A., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. Report. MPI für Meteorologie, 349.

Rulfová, Z., Kyselý, J., 2013: Disaggregating convective and stratiform precipitation from station weather data. *Atmospheric Research*, 134, 100-115.

Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu, and T. Uchiyama, 2008: Preliminary experiments of reproducing the present climate using the non-hydrostatic regional climate model. *SOLA*, pp. 25–28.

Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., & Heise, E., 1999: The soil–precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *Journal of Climate*, 12, 3, 722-741.

Seman, C. J., 1994: A numerical study on nonlinear nonhydrostatic conditional symmetric instability in a convectively unstable atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1352–1371.

Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., ... Teuling, A. J., 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 3, 125-161.

Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., Konaré, A., 2008: Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties. *Geophysical Research Letters*, 35, 24.

Song, J. L., R. A. Pielke, M. Segal, R. W. Arritt, and R. C. Kessler 1985: A method to determine nonhydrostatic effects within subdomains in a mesoscale model, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2110–2120.

Stappeler J, Doms, G., Schattler, U., Bitzer H.W., Gassmann, A, Damrath, U., Gregoric, G., 2003. Meso gamma scale forecasts by nonhydrostatic model LM. *Meteorological Atmospheric Physics* 82: 75–96.

Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás* Vol. 112. 3–4. 203–231.

Szépszó, G., 2014: A REMO regionális éghajlati modellen alapuló klímadinamikai vizsgálatok a Kárpát-medence éghajlatának jellemzésére. Doktori értekezés ELTE Bp. 162 p.

Szépszó, G., Bölöni, G., Horányi, A., Szűcs, M., 2013: A numerikus időjárás modellek felépítése: tér- és időskála, adatasszimiláció, diszkretizáció, parametizációk, valószínűségi előrejelzések, éghajlati modellezés. In: Gyöngyösi, Z., Weidinger, T. (szerk.): *Alkalmazott számszerű előrejelzés: numerikus időjárás és csatolt modellek a gyakorlatban*, Eötvös Loránd Tudományegyetem. Budapest, 254p. Online elérhető: <http://elte.prompt.hu/sites/default/files/tananyagok/AlkalmazottNumerikusPrognosztika/book.pdf>

Suklitsch, M., Gobiet, A., Truhetz, H., Awan, N., Gottel, H., and Jacob, D., 2010: Error characteristics of high resolution regional climate models over the Alpine area, *Clim. Dynam.*, 37, 1, 377–390.

Sundqvist, H., Berge, E., Kristjansson, J. E., 1989: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *J. Climate*, 11, 2698–2712.

Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, D7, 7183–7192.

Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3040–3061.

Tompkins, A. M., 2007: Ice supersaturation in the ECMWF integrated forecast system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 53–63.

Torma, Cs., Bartholy, J., Pongracz, R., Barcza, Z., Coppola, E., Giorgi, F., 2008: Adaptation of the RegCM3 climate model for the Carpathian Basin. *Időjárás*, 112, 3–4, 233–247.

Torma, Cs., 2011: Átlagos és szélsőséges hőmérsékleti és csapadék viszonyok modellezése a Kárpát-medencére a XXI. századra a RegCM regionális klímamodell alkalmazásával. Doktori értekezés, ELTE Bp. 125 p.

Uppala, S.M., Källberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012.

van Roosmalen, L., Christensen, J. H., Butts, M. B., Jensen, K. H., Refsgaard, J. C. (2010). An intercomparison of regional climate model data for hydrological impact studies in Denmark. *Journal of Hydrology*, 380, 3, 406–419.

Weidman, S. T., Pielke, R. A., 1983: A more accurate method for the numerical solution of nonlinear partial differential equations, *J. Comput. Phys.*, 49, 342–348.

Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones, P.D., Hewitson, B.C., Main, J., Wilks, D.S., 1998. Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Research*, 34, 2995–3008.

Yasunaga, K., Yoshizaki, M., Wakazuki, Y., Muroi, C., Kurihara, K., Hashimoto, A., Kanada, S., Kato, T., Kusunoki, S., Oouchi, K., Yoshimura, H., Mizuta, R., Noda, A., 2006: Changes in the Baiu frontal activity in the future climate simulated by super-high-resolution global and cloud-resolving regional climate models. *J. Meteorol. Soc. Japan*, pp. 199–220.

Yoshizaki, M., Muroi, C., Kanada, S., Wakazuki, Y., Yasunaga, K., Hashimoto, A., Kato, T., Kurihara, K., Noda, A., Kusunoki, S., 2005: Changes of Baiu (Mei-yu) frontal activity in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, pp. 25–28.



## Internetes források

- [1 – met.hu] [http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/altalanos\\_eghajlati\\_jellemzes/csapadek/](http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/csapadek/)
- [2 – met.hu] [http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag\\_eghajlata/altalanos\\_eghajlati\\_jellemzes/sugarzas/](http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/sugarzas/)