

# A regionális éghajlatváltozás hatásainak megjelenése városi környezetben – budapesti városi hősziget vizsgálata

Doktori értekezés

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Földtudományi Doktori Iskola

Doktori Iskola vezetője: Dr. Bartholy Judit, egyetemi tanár

Földrajz-Meteorológia program

Doktori program vezetője: Dr. Karátson Dávid, egyetemi tanár



Készítette:

*Göndöcs Júlia*

Témavezetők:

*dr. Pongrácz Rita*

Egyetemi adjunktus

PhD

*dr. Breuer Hajnalka*

Egyetemi adjunktus

PhD

Konzulens:

*Dr. Bartholy Judit*

egyetemi tanár

DSc

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Meteorológiai Tanszék

2020

Budapest

## Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés és célkitűzés.....</b>	<b>3</b>
<b>2. Irodalmi áttekintés .....</b>	<b>6</b>
2.1. Globális és regionális klímamodellek és korlátaik .....	6
2.2. Városklíma modellek .....	9
2.3. Hőhullámok .....	15
2.4. Városi hősziget és várható változásai .....	17
2.5. Hazai városi hősziget vizsgálatok.....	19
<b>3. Adatok és adatbázis alkalmazások.....</b>	<b>21</b>
3.1. Felszíni statikus adatok .....	21
3.1.1. Felszínhasználat .....	21
3.1.2. Városi paraméterek .....	26
3.1.3. Albedó és levélfelületi index.....	29
3.1.4. Topográfia .....	30
3.1.5. Talajtextúra.....	31
3.2. Meteorológiai adatok .....	32
3.2.1. MODIS felszínhőmérsékleti adatok .....	32
3.2.2. IFS modell .....	34
3.2.3. RegCM modell és hibakorrekció.....	34
3.2.4. In-situ mérések .....	37
<b>4. Numerikus szimulációk és a dinamikus leskalázás módszere .....</b>	<b>39</b>
4.1. WRF modell.....	39
4.1.1. Parametrizációk .....	42
4.1.2. Városi parametrizációk .....	50
4.2. Esettanulmányok kiválasztása .....	53
4.2.1. Hőhullámok.....	53
4.2.2. Átlagos napok.....	62
4.3. Dinamikus leskalázás.....	64
4.3.1. Dinamikus leskalázás jellemzése, területe .....	65
4.3.2. Talajadatok (hőmérséklet és nedvesség) .....	66
4.3.3. Felszíni adatok.....	67
4.3.4. Légköri adatok.....	70

4.4. Numerikus szimulációk jellemzése .....	71
4.4.1. Városi paraméterek érzékenységvizsgálata.....	71
4.4.2. Alkalmazott városi paraméterek.....	74
4.4.3. Numerikus szimulációk áttekintése.....	77
4.5. Városi hőadvekción kiszűrése .....	78
<b>5. Esettanulmányok .....</b>	<b>81</b>
5.1. Nyári esettanulmány .....	81
5.1.1. Felszíni adatbázisok hatása .....	82
5.1.2. Validáció .....	87
5.1.3. Városi hősziget megjelenése .....	93
5.2. Téli esettanulmány .....	97
5.2.1. Városi hősziget megjelenése .....	98
<b>6. Jövőbeli szimulációk.....</b>	<b>99</b>
6.1. Hőhullámos napok .....	100
6.1.1. Hősziget megjelenése.....	104
6.2. Átlagos napok .....	110
6.2.1. Hősziget megjelenése.....	113
6.3. Összehasonlítás.....	118
<b>7. Összefoglalás .....</b>	<b>121</b>
<b>8. Köszönetnyilvánítás.....</b>	<b>125</b>
<b>9. Irodalomjegyzék .....</b>	<b>126</b>
<b>Függelék.....</b>	<b>143</b>

## 1. Bevezetés és célkitűzés

Napjainkban az éghajlatkutatás egyik legfontosabb területe az emberi tevékenység földi ökoszisztémára és éghajlati rendszerre gyakorolt hatásának vizsgálata és jövőbeli becslése. A vizsgálatok részét képezik mind a felszíni és űrközpontú mérő- és megfigyelő-hálózatok adatai, mind a globális, regionális és mikroskálájú modellezési eredmények. A városi és beépített területekre vonatkozó eredmények kiemelt jelentőséggel bírnak, hiszen az emberi tevékenység természetere gyakorolt hatása ott koncentráltan érvényesül. A mesterségesen létrehozott felszínek – mint például az utak, épületek – a természetes vegetációtól eltérő fizikai tulajdonságaik révén, jelentősen megváltoztatják egy adott terület energiaháztartását és áramlási viszonyait. Ennek eredményeképpen a város melegebb, mint a környező területek, s ezt a lokális éghajlati hatást városi hőszigetnek (UHI<sup>1</sup>) nevezzük. A növekvő népességgel a városi területek kiterjedése és a beépítettség mértéke is egyre növekszik, mely az UHI intenzitását tovább fokozhatja, továbbá az éghajlat változásával is módosulhat a városokban kialakuló UHI, és ezzel befolyásolja az ott élők klimatikus életkörülményeit. Mindezekon túl a hosszantartó és intenzív hőhullámok is erősíthetik a kialakuló UHI-t, melynek nagysága akár a 3,5 °C-ot is elérheti ([Founda & Santamouris, 2017](#)).

Globális klímamodellek alkalmazásával megbecsülhetjük az éghajlatváltozás mértékét az egész Földre vonatkozóan, azonban ezek a modellek nem alkalmasak arra, hogy kisebb területeket, régiókat (pl. Kárpát-medence régióját) vizsgáljunk velük, hiszen a horizontális felbontásuk túl durva (tipikusan 100–250 km, IPCC (2013)). A globális modellekbe ágyazott regionális klímamodellek segítségével már részletesebben vizsgálhatók kisebb tájegységeken várható változások, azonban olyan komplex környezetek esetén, mint amilyenek a városi beépített felszínek, ezek a beágyazott modellek sem alkalmazhatók teljes körűen. A jövőbeli budapesti UHI vizsgálatának egyik lehetséges módszere a regionális klímamodell eredmények további dinamikus leskálázása időjárás-előrejelző modell segítségével, mellyel akár pár 100 m-es felbontással is vizsgálható a kialakuló jelenség.

Az értekezésben elsőként bemutatom a kutatáshoz kapcsolódó hazai és nemzetközi irodalmat (2. fejezet), majd lépésről lépésre ismertetem az alkalmazott adatokat, modelleket, az esetkiválasztás (hőhullámok) és a dinamikus leskálázás módszerét (3. és 4. fejezet), illetve az ezek felhasználásával kapott eredményeket: a validációs időszakra (5. fejezet) és a jövőbeli szimulációkra vonatkozóan (6. fejezet).

---

<sup>1</sup> Urban Heat Island – Városi hősziget

## Célok

A meteorológiai modellek igen összetett folyamatrendszert kezelnek, melyekben a felszínhasználati kategóriák segítségével különíthetők el a különböző beépített és vegetációval borított felszínek. A modellekkel leírt városi folyamatok ún. városi parametrizációkkal tovább finomíthatók, és az épületek hatását figyelembe véve pontosíthatók.

A dolgozat elsődleges célja a WRF<sup>2</sup> ([Skamarock et al., 2008](#)) időjárás-előrejelző modell felkészítése és beállítása a Budapest és környezetére vonatkozó UHI elemzéséhez. Az előkészítés során az alábbi feladatok elvégzésére van szükség:

- A finom felbontású városi szimulációk elkészítéséhez szükséges a felszín valósághoz közeli és részletes definiálása a modellterületen, mely során az aktuális felszíni jellemzőket (azaz a felszínhasználatot, az albedót, a levélfelületi indexet és a talajtextúrát) megfigyelésen alapuló adatbázisok segítségével történő definiálása.
- A WRF modellben megtalálható különböző városi parametrizációk alkalmazása, továbbá a szimulációk egy téli és egy nyári anticiklonális időjárási helyzetű hétre vonatkozó eredményeinek összehasonlítása. A felmerülő hibák, illetve a modell korlátainak feltérképezéséhez meteorológiai állomáson mért felszínközeli léghőmérsékleti és műholdas felszínhőmérsékleti adatsorokkal való validálása.

A dolgozat végső célja a jövőbeli budapesti UHI becslése, illetve a várható változások elemzése a kiválasztott városi parametrizációval készült szimulációk alapján, melyekhez a kezdeti feltételt a RegCM<sup>3</sup> regionális klímamodell ([Dickinson et al., 1989](#), [Giorgi, 1990](#)) biztosítja. A szimulációkat felhasználva a következő vizsgálatokat tűztem ki célul:

- A rendelkezésre álló számítási kapacitás korlátai miatt elsőként a RegCM regionális klímamodell historikus és jövőre vonatkozó szimulációs adatsoraiból kiválasztásra kerülnek a hőhullámos időszakok és az átlagos napok, melyekre a későbbiekben elkészül a dinamikus leskalázás.
- A dinamikus leskalázáshoz elkészítésre kerülnek a WRF számára szükséges felszíni és légköri fájlok a rendelkezésre álló RegCM-szimulációk adatai alapján. A dinamikus leskalázás elvégzése a kiválasztott időszakokra a WRF modell segítségével történik.
- A leskalázást követően a szimulációkban kialakuló UHI intenzitását és területi elrendeződését célzó vizsgálatok következnek, mind a hőhullámos, mind az átlagos napokra vonatkozóan. Az eredmények felhasználásával becslés készíthető az UHI várható

---

<sup>2</sup> Weather Research and Forecasting model – Időjárás kutató és előrejelző modell

<sup>3</sup> Regional Climate Model – Regionális klímamodell

változásairól, illetve a hőhullámok során létrejövő lehetséges intenzívebb UHI-ról, hőmérséklet többletről.

## 2. Irodalmi áttekintés

### 2.1. Globális és regionális klímamodellek és korlátaik

A modern meteorológia egyik feladata és kihívása a szakirodalomban és a tudományos körökben részletesen ismertett és bemutatott jelenség: a klímaváltozás vizsgálata. Az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület, azaz az IPCC<sup>4</sup> Helyzetértékelő Jelentésének megállapítása ([IPCC, 2013](#)) szerint a klímaváltozás és azon belül a globális átlaghőmérséklet növekedése nagy valószínűséggel (90–100% valószínűség) köthető az emberi tevékenység által kibocsátott üvegházhatású gázok koncentráció növekedéséhez. A jelentés arra is felhívja a figyelmet, hogy nagy valószínűséggel az emberi tevékenység az 1951 és 2010 között megfigyelt melegedés több mint feléért felelős. Az üvegházhatású gázok légköri jelenlétének növekedése okozta globális átlaghőmérséklet emelkedés valószínűleg (66–100% valószínűség) 0,5–1,3 °C-ra tehető az előbb említett időszak során, melyből a természetes klímaváltozás hozzájárulása -0,1–0,1 °C, míg az antropogén folyamatok által kibocsátott aeroszolok hűtő hatása összességében -0,6–0,1 °C-ra tehető.

Az éghajlati rendszer hosszú távú vizsgálatához globális (pl. [Edwards, 2011](#)) és regionális klímamodellek (pl. [Giorgi & Mearns, 1991](#); [Giorgi & Mearns, 1999](#); [Rummukainen, 2010](#); [Rummukainen, 2016](#)) alkalmazhatóak. Ezen modellek a természetben előforduló fizikai törvényeket tartalmazzák matematikai formában és az éghajlati rendszer elemeinek (légkör, krioszféra, hidroszféra, kontinentális felszín és bioszféra) főbb folyamatait írják le. A természetes éghajlati rendszer folyamatait kiegészítve beépíthetjük a modellbe az emberi tevékenység okozta hatásokat is. A kutatók a jövőben várható hatások figyelembevételére különféle lehetséges forgatókönyveket állítottak elő a klímamodellekhez, amelyek az emberi hatást – a légköri üvegházgázok koncentrációjának megváltozásán keresztül – mint külső kényszert veszik figyelembe. A használt forgatókönyvek az ún. SRES<sup>5</sup> ([Nakicenovic et al., 2000](#)) scenáriók, melyeket a 2001-ben és 2007-ben kiadott 3. és 4. IPCC helyzetértékelő jelentéshez tartozó modellszimulációkban alkalmaztak. Számos forgatókönyvet definiáltak, mivel a jövőben zajló társadalmi, gazdasági folyamatokat nem ismerhetjük kellő pontossággal. A scenáriók elsősorban a várható népességszám-változás és az ehhez kapcsolódó gazdasági és ipari fejlődés ütemében és azok jövőbeli alakulásában térnek el egymástól. Az IPCC 5. helyzetértékelő jelentés elkészítéséhez felülvizsgálták a SRES

---

<sup>4</sup>Intergovernmental Panel on Climate Change – Éghajlatváltozási Kormányközi Testület

<sup>5</sup> Special Report on Emission Scenarios – Különleges jelentés a kibocsátási forgatókönyvekről

forogatókönyveket és új, az antropogén eredetű üvegházgáz kibocsátások hatására megváltozó sugárzási kényszeren alapuló forogatókönyveket (RCP<sup>6</sup>: [Moss et al., 2008](#)) vezettek be. Az új forogatókönyveket a 2100-ra becsült, az ipari forradalom előtti időszakhoz viszonyított sugárzási kényszer növekedésével jellemzik: legpesszimistább az RCP8.5, ahol a sugárzási kényszer változása 2100-ra 8,5 W m<sup>-2</sup>, míg a legoptimistább scenárió az RCP2.6, melyben csupán 2,6 W m<sup>-2</sup> a változás mértéke. Összehasonlításképpen a teljes hatékony antropogén sugárzási kényszer az ipari korszak kezdetekor 2,3 (1,1 – 3,3) W m<sup>-2</sup> volt, míg jelenleg az üvegházgázok okozta sugárzási kényszer már 2,83 W m<sup>-2</sup> (2,54 – 3,12 W m<sup>-2</sup>) ([Myhre et al., 2013](#)).

A globális klímamodellek nagy számítási igény mellett, durva (megközelítőleg 100–250 km) horizontális rácsfelbontással dolgoznak (továbbá ezen modellek térbeli felbontása jelentősen eltér a légkör, valamint az óceánok esetében), ezért nem képesek olyan finom skálájú folyamatok vizsgálatára, melyek egy kisebb terület, régió klímáját alakítják. Továbbá fontos megjegyezni, hogy a globális klímamodellek által becsült globális változás irányával akár ellentétes is lehet egy adott kisebb térségben várható változás ([IPCC, 2007](#)). A regionális hatások becslésére alkalmazható statisztikai vagy dinamikus leskalázás, illetve ezek kombinációja is. A statisztikus leskalázás a múltbeli globális és regionális változások között valamilyen statisztikai kapcsolatot keres (pl. [Wilby et al., 1998](#), [Bartholy et al., 2001](#)), és ezt alkalmazza a jövőre nézve. A módszer hátránya az, hogy feltételezi, a múltban érvényes statisztikai kapcsolat a jövőben is azonosan fog alakulni. Másik lehetséges módszer a dinamikus leskalázás, mely során nem statisztikai, hanem fizikai közelítést alkalmazunk, s a korlátos tartományon értelmezett regionális klímamodell futtatását végezzük globális klímamodell eredményeit használva bemenő meghajtó feltételekként (pl. [Dickinson et al., 1989](#)). Modell-validáció esetén valamely reanalízis adatbázis idősorait is használhatjuk a regionális modell meghajtására (pl. [Pieczka et al., 2017](#)). A módszer előnye, hogy figyelembe veszi a fizikai folyamatokat, illetve a korlátos tartomány miatt (1) a felbontás növelhető; (2) a számítási kapacitás csökkenthető; (3) egyes modulok, pl. az óceán vagy a krioszféra teljes körű dinamikai leírása elhagyható; (4) a részletes levegőkémiai számítások elhagyhatóak. Napjainkban a regionális klímamodellek tipikus felbontása 10–25 km körüli, mellyel már részletesen vizsgálható egy kisebb terület is, mint amekkore például a Kárpát-medence térsége. Hazai viszonylatban is számos regionális klímamodell került adaptálásra: a REMO<sup>7</sup>

---

<sup>6</sup> Representative Concentration Pathways – Reprezentatív koncentrációs útvonalak

<sup>7</sup> Regional Model — Regionális Modell



modell ([Szépszó & Horányi, 2008](#), [Szépszó, 2008](#)) és az ALADIN<sup>8</sup>/Climate modell ([Horányi et al., 2006](#), [Csima & Horányi, 2008](#); [Szépszó & Csorvási, 2016](#)) az Országos Meteorológiai Szolgálatnál, míg az ELTE Meteorológiai Tanszékén a PRECIS<sup>9</sup> ([Bartholy et al., 2009](#)) és a RegCM modell ([Torma et al., 2008](#); [Pieczka et al., 2017](#)). Mint minden globális klímamodell, ezek a regionális klímamodellek is rendelkeznek egy, a felszíni folyamatokért felelős modullal például az ALADIN modellben az ISBA<sup>10</sup> ([Noilhan & Mahfouf, 1996](#)), a RegCM modellben a BATS<sup>11</sup> ([Dickinson et al., 1993](#)) és a CLM<sup>12</sup> ([Oleson et al., 2004](#)) modul található meg. Ezen modulok feladata a felszíni meteorológiai változók (pl. hóáramok, hőmérséklet és légnedvesség, talajnedvesség) számszerűsítése a domináns felszínhasználat és talajtextúra függvényében. Mindezek ellenére a városi környezet modellezésére a regionális klímamodellek felbontása jelenleg még túl durva. Ugyanakkor az elmúlt években számos kísérlet született a városi felszín figyelembevételére a regionális klímamodellekben ([Garuma, 2017](#)). Például (i) az ALADIN modellben a SurfEx<sup>13</sup> ([Le Mogine, 2009](#)), amely az ISBA modell mellett tartalmaz egy ún. városi energia egyensúlyi modellt, a TEB<sup>14</sup>-et. (ii) Huszár et al. ([2014](#)) sikeresen építettek be egy egyszintes város-parametrizációt a RegCM modellbe. (iii) Trusilova et al. ([2013](#)) a TEB modellt építették be a COSMO<sup>15</sup> regionális klímamodellbe. Mindezen törekvések ellenére nem állnak rendelkezésre a városi területekre vonatkozó részletes, finomfelbontású éghajlati becslések és prognózisok, mely fakadhat a nem megfelelő, pontatlan felszínhasználati eloszlás megadásából, a városi parametrizáció hiányából, illetve a gyenge horizontális felbontásból. Garuma ([2017](#)) arra hívja fel a figyelmet, hogy a klímamodellekben nem csak városi parametrizáció, hanem városi felszín definiálása is szükséges, ami lehetővé teszi az energiaháztartás realiztikusabb meghatározását is. Disszertációm keretében bemutatom az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézetének Meteorológiai Tanszékén e témában folyó kutatásokat, a különböző RCP scenáriókra vonatkozó, finomfelbontású RegCM modellszimulációk eredményeit, azok városi skálára, Budapest térségére történő dinamikus leskálázásának lépéseit, illetve az alkalmazott módszertant.

---

<sup>8</sup> Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International — Korlátos-tartományú dinamikus Adaptáció Nemzetközi Fejlesztése

<sup>9</sup> Providing REgional Climates for Impacts Studies — Regionális éghajlati feltételek biztosítása a hatásvizsgálatok számára

<sup>10</sup> Interaction Soil Biosphere Atmosphere — Talaj bioszféra atmoszféra interakciók

<sup>11</sup> Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme — Bioszféra-atmoszféra transzfer model

<sup>12</sup> Community Land Model — Közösségi felszíni modell

<sup>13</sup> Surface Externalisée — „Külső felszín”

<sup>14</sup> Town Energy Balance — Városi energiaegyensúly

<sup>15</sup> Consortium for Small-Scale Modelling in Climate Mode — Konzorcium a kis-skálájú modellezéshez éghajlati üzemmódban

## 2.2. Városklíma modellek

A várostervezési és városklimatológiai vizsgálatok urbanizálódó világunkban kiemelt fontossággal bírnak, hiszen 2017-ben a Föld népességének már 55%-a városokban élt ([ENSZ, 2019](#)), ugyanakkor a városi területek a Föld felszínének nagyon csekély részét, csupán 0,65%-át foglalják el ([Liu et al., 2014](#)). A városiasodás folyamatát jelzi, hogy míg a városban élők aránya 1950-ben még 30% körül volt, addig az előrejelzések alapján 2030-ra meg fogja haladni a 60%-ot, 2050-re pedig a 66%-ot ([ENSZ, 2014](#)). Az európai régióban ez az arány már napjainkban is megközelítőleg 73%. A nagyarányú városi populáció miatt fontos a városok környezeti hatásának vizsgálata, hiszen az jelentősen eltér az azt körülvevő természetes felszínektől ([Oke, 1987](#)). A városok fizikai tulajdonságaiknál fogva módosítják a felszín érdességét ([Grimmond et al., 1998](#)), a kialakuló turbulenciát ([Roth et al., 1989a](#)), a vízmérleget ([Grimmond & Oke, 1986](#); [Grimmond et al., 1986](#)), a szennyező anyagok terjedését, a kémiai folyamatokat ([Mayer, 1999](#)) és a sugárzási egyenleget ([Oke, 1982](#)), mindezzel elősegítve olyan folyamatok kialakulását, mint a városi hősziget ([Oke, 1982](#), [Oke, 1987](#)), vagy a fokozott zivatar tevékenység ([Changnon et al., 1971](#); [Bornstein & Lin, 2000](#)). A városi modellek célja ezen folyamatok számszerűsítése, aminek alapja a városi felszínre vonatkozó energia egyensúlyi egyenlet ([Oke, 1982](#)), melyben a nettó sugárzás és a város által kibocsátott antropogén hőkibocsátás összege tart egyensúlyt a turbulens hőáramok, az energiatárolási tag és az advektált energiafluxus összegével. A következőkben áttekintem a különböző komplexitású városi modellek fejlődését, alkalmazhatóságát és a modellszimulációkhoz kapcsolódó legfontosabb eredményeket.

A modellek legegyszerűbb csoportját alkotják az empirikus modellek, amelyek megfigyeléseken alapuló statisztikai kapcsolatok segítségével számítják a felszíni energia egyenleget. Ilyen modell például a NARP-LUMPS<sup>16</sup> ([Grimmond & Oke, 2002](#); [Offerle et al., 2003](#)), melynek előnye, hogy kevés egyenlet mellett nem jár nagy számítási igénnyel. Loridan et al. ([2010](#)) tanulmánya alapján a sugárzási egyenleg minden tagjára számított négyzetes hiba (RMSE<sup>17</sup>) kisebbnek adódott, mint  $34 \text{ W m}^{-2}$  kétéves időszakot alapul véve, továbbá a modell realiztikusan becsülte a sugárzási komponensek napi menetét is.

A modellek egy másik típusa esetén a városi fizikai folyamatokat, már egy meglévő felszíni sémába (SVAT<sup>18</sup> modellbe) építik be ([Chen & Dudhia, 2001](#)). A városi meteorológiai

---

<sup>16</sup> Net All-Wave Radiation Parameterization - Local-scale Urban Meteorological Parameterization Scheme

<sup>17</sup> Root Mean Square Error — Négyzetes hiba

<sup>18</sup> Soil Vegetation Transfer Scheme — Talaj vegetációs transzfer séma

folyamatok minél pontosabb számításához folyamatos fejlesztéseket hajtottak végre. (1) A városi dinamika tulajdonságainak fejlesztése érdekében az érdesség finomításával ([Bottema, 1997](#)), illetve ún. torlasztó hatás modellbe való beépítésével: Dupont et al. ([2004](#)), Brown ([2000](#)) és Urano et al. ([1999](#)) e folyamatot figyelembe véve végzi a keltett turbulens kicserélődés számítását. (2) További fejlesztések voltak szükségesek a sugárzás elnyelésének és az épületek közötti térben lejátszódó sugárzás átadási folyamatoknak a pontosabb számításához. Általános esetben a városi felszínek albedójának csökkentésével elérhető a kívánt hatás ([Taha, 1997](#); [Kondo, 1995](#); [Atkinson, 2003](#)), azonban a városi határrétegben zajló folyamatok parametrizálására is volt példa ([Best, 1998](#)). (3) Az emberi tevékenység által generált antropogén hőkibocsátás hatása sem elhanyagolható, mely ezen modellekben annak átlagával került reprezentálásra ([Urano et al., 1999](#); [Baik et al., 2001](#)).

Létezik a városklimatológiai modelleknek egy olyan típusa is, amely ún. offline módon, azaz a légköri modellhez nem direkt kapcsolt módon működik, ilyen például a MUKLIMO<sup>19</sup> ([Sievers, 1995](#); [Bokwa et al., 2015](#); [Skarbit & Gál, 2016](#)) modell, amelynek fejlesztése a német (DWD<sup>20</sup>) és az osztrák (ZAMG<sup>21</sup>) meteorológiai intézethez kapcsolódik. A modell állomásonkénti egydimenziós profilokat vár kezdeti feltételként, melyből a nem-hidrosztatikus fizikai közelítésen keresztül számszerűsíti a város kétdimenziós kiterjedésére a légköri állapothatározókat: 2 m-en mért léghőmérséklet, szélsébség és légnedvesség értékeket. Habár a modellben több szintes talaj-légkör és légkör-vegetációs almodell található, a meteorológiai változók csupán a felszíni rétegre kerülnek kiszámításra.

A városi modellek legösszetettebb verziójában a város térbeli kiterjedését, illetve az épületek geometriáját is figyelembe veszik, és annak felszíneire oldják meg az energiaegyensúlyi egyenletet, illetve számszerűsítik a falak, tetők és utak közötti sugárzási viszonyokat. A háromdimenziós kiterjedés meghatározásának segítségével még realiztikusabban tudják figyelembe venni a város komplex szerkezetét, illetve bevezetni különböző városi felszíneket (azokhoz specifikus tulajdonságokat rendelve) a SVAT modellekben alkalmazott egyszerű átlagok helyett. E komplex modellek is két fő csoportra oszthatók: (1) az egyszintes városi modellekre, ahol csupán az egyrétegű városi határréteg levegőjének parametrizálása történik (TEB modell: [Masson, 2000](#)), illetve (2) a többszintes város modellekre, ahol a torlasztó hatást alapul véve történnek a számítások (pl. [Martilli et al., 2002](#); [Kondo et al., 2005](#)).

---

<sup>19</sup> Microscale Urban Climate Model — Mikroskálájú városi klímamodell

<sup>20</sup> Deutsche Wetterdienst – Német Meteorológiai Szolgálat

<sup>21</sup> Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik - Osztrák Központi Meteorológiai és Geodinamikai Intézet

A bemutatott városklimatológiai modelleken kívül lehetőség van az épületek közötti áramlások és turbulencia számítására is az ún. transzport és diszperziós modellekkel, amelyek az áramlások numerikus modellezésének (CFD<sup>22</sup>) módszerét alkalmazzák, akár méteres horizontális felbontás mellett. A CFD modellezés során számolnak a városok aerodinamikus hatásaival, mint például kanyon-hatással, fokozott vertikális keveredéssel, leáramlással és utca-szintű áramlásokkal ([Coirier & Kim, 2006](#); [Chen et al., 2011](#)). A módszer hátránya a nagy számítás igény, s így idealizált időjárási helyzetre csak párhuzamosításra képes szuperszámítógépekkel lehet hatékonyan használni.

A WRF ([Skamarock et al., 2008](#)) modell a mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus előrejelző modellek leggyorsabban fejlődő és egyben legelterjedtebb tagja, melyet az NCAR<sup>23</sup>-ban kifejlesztett MM5<sup>24</sup> ([Grell, 1993](#); [Grell et al., 1994](#)) modellből fejlesztettek tovább. A WRF modell a numerikus időjárás előrejelzésén kívül számos más, speciális feladatra is alkalmazható: hurrikánok előrejelzésére ([Davis et al., 2008](#)), erdőtüzek előrejelzésére ([Mandel et al., 2011](#); [Munoz-Esparza et al., 2018](#)), levegőkémiai folyamatok modellezésére ([Grell et al., 2011](#)), részletes hidrológiai folyamatok leírására, számszerűsítésére ([Gochis & Chen, 2003](#)), óceáni áramlások ([Wang & Duan, 2012](#)), bolygó-légkör kölcsönhatások ([Richardson et al., 2007](#)), poláris területek folyamatainak ([Haines & Bromwich, 2008](#)) és regionális klíma modellezésre ([Fita et al., 2010](#); [Argüeso et al., 2011](#); [Sharma et al., 2016](#)). A modell 3.0 verziójától (vizsgálataim során a 3.8-as verziót használtam) elérhetőek a különböző városi parametrizációk ([Chen et al., 2011](#); [Göndöcs et al., 2017b](#)): mind az egyszintes ([Kusaka et al., 2001](#); [Kusaka & Kimura, 2004](#)) (továbbiakban: SLUCM<sup>25</sup>), mind a többszintes városi környezeti modellhez (BEP<sup>26</sup>) ([Martilli et al., 2002](#)), illetve az ehhez kapcsolható városi energetikai modellhez (BEM<sup>27</sup>) ([Salamanca & Martilli, 2010](#)). Habár nem tekinthető explicit városi modellnek, de a WRF-ben megtalálható Noah ([Chen & Dudhia, 2001](#)), illetve a Noah-MP ([Niu et al., 2011](#)) felszíni séma is képes figyelembe venni a városi felszíneket, annak megnövekedett hőkapacitásával, hővezetésével és albedójával (továbbiakban: Slab).

A WRF városi parametrizációit alkalmazó kutatások többsége ázsiai nagyvárosokkal, illetve nagymértékben városiasodott régiók vizsgálatával foglalkozik ([Miao et al., 2009a,b](#);

---

<sup>22</sup> Computational Fluid Dynamics — Számítógépes folyadék dinamika

<sup>23</sup> National Center of Atmospheric Research — Nemzeti Légkörkutató Központ

<sup>24</sup> Mesoscale Model Fifth-Generation — Ötödik generációs mezoskálájú modell

<sup>25</sup> Single-layer Urban Canopy Model — Egyszintes városi modell

<sup>26</sup> Building Environmental Parameterisation — Városi környezeti modell

<sup>27</sup> Building Energy Model — Épület energetikai modell

[Wang et al., 2009](#); [Li et al., 2015](#); [Bhati & Mohan, 2016](#)), hiszen a kínai és indiai iparosodott területek rohamos növekedése és a városiasodás okozta megnövekedett városi populáció és a légszennyezés kapcsolatának problémaköre nem hagyható figyelmen kívül. Amerikai Egyesült Államokbeli ([Gutiérrez et al., 2015](#); [Fu & Weng, 2017](#)) és európai nagyvárosokra ([Kim et al., 2013](#); [Brousse et al., 2016](#); [Göndöcs et al., 2017a](#)) vonatkozólag is készültek városklimatológiai elemzések. A tanulmányok számos megfigyelésen és mérésen alapuló adatbázist és módszert mutatnak be a WRF-hez tartozó városi parametrizációkhoz kapcsolódóan, melyek azt tárgyalják, hogy miként lehetséges a modellezett meteorológiai állapothatározók becsléseinek javítása a beépített, komplex felszínek felett.

A WRF-ben alkalmazott városi parametrizációk komplexitásának mértéke eltérő, ennek következményeképpen más éghajlati viszonyokra és földrajzi helyre alkalmazhatók hatékonyan, szem előtt tartva a modell számítási kapacitását is. Grimmond et al. ([2010](#)) 33 meteorológiai modellt alapul véve validációs vizsgálatokban megmutatták, hogy egy komplexebb városi modell és annak egy egyszerűbb verziója között a számolt áramokat tekintve összességében nincs számottevő különbség. Emellett azonban azt is kiemelték, hogy bizonyos komplexitású csoportba tartozó modellek jobban teljesítettek annak ellenére, hogy nem emelhető ki legjobb és legrosszabb modellesalád. További kutatások összevetették a WRF-ben megtalálható városi parametrizációkat: például Liao et al. ([2014](#)), kutatásukban a Jangce folyó delta-vidékére települt iparosodott területre koncentráltak. Eredményeik alapján a téli időszakban a WRF/Slab és a WRF/BEM+BEP városi fizika közelítette meg legkisebb hibával a felszínközeli hőmérsékletet ( $RMSE_{SLAB} = 2\text{ °C}$ ;  $RMSE_{BEP+BEM} = 2,1\text{ °C}$ ), míg a nyári időszakban a WRF/BEP+BEM szimulációval kapták a legjobb egyezést ( $RMSE_{BEP+BEM} = 2,3\text{ °C}$ ); a 10 m-es szélesség becslésére leginkább alkalmas városi parametrizáció a WRF/BEP és WRF/BEP+BEM volt. Salamanca et al. ([2011](#)) hasonló eredményekre jutottak Houston (Texas) területére végzett szimulációik alapján: a felszínközeli léghőmérséklet becslésére leginkább alkalmas séma a WRF/Slab (amelynél közel  $1\text{ °C}$ -os felülbecslést tapasztaltak) és a WRF/BEP+BEM (ahol mintegy  $0,5\text{ °C}$  alulbecslés volt jellemző), továbbá megállapították, hogy a szélesség esetén mindegyik modell felülbecsülte a méréseket.

A bemutatott városi parametrizációk számos – a városokat jellemző – paramétertől függenek, melyek megadásával figyelembe vehetők az adott város környezeti, geometriai és ipari adottságai, azonban nem minden paraméter azonos jelentőségű. Loridan et al. ([2010](#)) az egyszintes SLUCM modellt felhasználva megmutatták, hogy a számítások során a tetőre vonatkozó paraméterek hatása nagyobb, különös tekintettel az albedóra, míg a legkisebb hatás

az utakra vonatkozó paraméterek módosításával érhető el. A számítások során alapvető fontosságú paraméter a beépítettségre vonatkozó arányszám is, melynek pontos megadásával csökkenthetők a modell hibái ([Sarmiento et al., 2017](#)). További, Monte-Carlo szimulációval végzett statisztikai vizsgálattal megmutatták, hogy az egyszintes városi modell érzékeny a városi geometriára vonatkozó paraméterekre is, például utcaszélességre, épületmagasságra, stb., és kevésbé érzékeny a különböző felszínek emisszivitására, valamint az épületek belső hőmérsékletére ([Wang et al., 2011](#)). Lin et al. ([2015](#)) Tajvan városiasodott területére megmutatták, hogy a városi beépítettségi arány és a beépítettséghez tartozó antropogén hő kibocsátás (a modell alapbeállításában a városi felszín kategóriájától függő paraméterek) horizontális eloszlásának frissítésével tovább javíthatók a modelleredmények. Némi javulás az éjszakai időszakban volt jellemző (városban megközelítőleg 0,1 °C javulás, külterületen 0,3–0,6 °C javulás), míg a nappali órákban a városi és külterületeken egyaránt csupán megközelítőleg 0,1 °C javulást tapasztaltak a 2-m-es léghőmérséklet értékeiben.

Bizonyos városi paraméterek pontos figyelembevételéhez a modell lehetőséget ad a tulajdonságok térbeli eloszlásának definiálására is, ilyen például a beépítettség, az épületmagasság, illetve ezek szórása, az ún. épület felületi index, stb. Az Amerikai Egyesült Államok nagyvárosaira elérhető a lidar-méréseken alapuló NUDAPT<sup>28</sup> adatbázis, melynek használatával javíthatók az előrejelzések ([Gutiérrez et al., 2015](#)). Salamanca et al. ([2011](#)) megmutatták, hogy a NUDAPT adatbázis az NLCD<sup>29</sup> adatbázis használatával javítható a 2-m-es hőmérséklet előrejelzése. Továbbá azt is kimutatták, hogy a BEP+BEM séma érzékenyebb a NUDAPT adatbázis használatára, mint a BEP séma, ami az antropogén hő kibocsátás eltérő számításával magyarázható. Sharma et al. ([2016](#)) szintén megmutatták, hogy a BEP+BEM séma mellett a NUDAPT, illetve az NLCD adatbázis alkalmazásával további javulás érhető el a 2 m-es magasságban mért hőmérséklet becslésében az egyszerűbb parametrizációkhoz képest.

A felszíni energiaháztartás pontos meghatározásához elengedhetetlen a pontos és megbízható – esetleg finomfelbontású – felszíni adatbázisok meghatározása, melyek használatával szintén jelentős mértékben növelhető a modellek beválása. Bhati és Mohan (2016) Delhi városára végzett vizsgálata alapján a felszínhasználati adatok pontosítását követően csökkentek a szimulációk és a mérések közötti négyzetes eltérések: város területen 1,63 °C-ról 1,13 °C-ra, míg külterület esetén 2,89 °C-ról 2,75 °C-ra. Az eredményekből az is

---

<sup>28</sup> National Urban Database with Access Portal Tool — Nemzeti városi adatbázis hozzáférési portállal

<sup>29</sup> National Land Cover Database — Nemzeti Felszínborítási adatbázis

látszik, hogy a nagyobb eltérés a külterületek esetén adódik. Brousse et al. (2016) Madridra végzett tanulmányukban a felszínhasználati adatbázist az online elérhető, műholdképekből készített CORINE<sup>30</sup> és a lokális klímazónákat tartalmazó WUDAPT<sup>31</sup> adatbázisra cserélte. Az eredmények alapján a WUDAPT használatával csökkentek az állomási mérésektől számított négyzetes eltérések: télen 2,11 °C-ról 2,04 °C-ra; míg nyáron 3,64 °C-ról 3,4 °C-ra. További tanulmányok (Cheng et al, 2013; Göndöcs et al., 2017a) azt mutatták meg, hogy a felszínhasználat újradefiniálásával javíthatók a szimulációk. A felszínhasználat eloszlásán kívül a módosítható adatbázisok közé tartozik az ún. zöldfelületi arány és az albedó is (Li et al., 2014). Vahmani és Ban-Weiss (2016) MODIS<sup>32</sup> műholdas méréseket felhasználva frissítette a WRF által használt, havonta állandónak tekintett adatokat (pl. növényzet borítottság, albedó). MODIS felszínhőmérsékleti adatsorokkal összevetve jelentős javulást értek el a cserét követően, főleg az esti órákban: a négyzetes eltérés 3,8 °C-ról 1,9 °C-ra csökkent. Tehát a bemutatott vizsgálatok eredményei a következő megállapításokban foglalhatók össze: (1) a távérzékelési megfigyelésekkel frissített felszíni adatbázis használata a szimulációkban csökkentheti a hibákat; (2) a szimulációk alapján a külterületek hőmérsékletének felülbecslése a jellemző; valamint (3) a városokra vonatkozó egyedi paraméter kombinációkkal további javulás érhető el.

A modell hibáinak további csökkentése érdekében nem csak a felszíni adatbázisok és városi paraméterek módosítását végezték el, hanem valóság-hű városi elrendezéssel tesztelték a modellt. Loughner et al. (2012) úgy módosították a WRF-ben megtalálható SLUCM-t, hogy a városi utak felett 50%-kal növelték a fák lombkoronáját, és 10%-kal csökkentették az utak szélességét azért, hogy az útszéleken megtalálható füves és csupasz talajt figyelembe tudják venni. Eredményeik alapján ezzel a módszerrel hatásosan csökkenthető a városi hősziget jelensége, illetve jelentős felszíni hőmérsékletbeli csökkenés történt a városi kanyonban (4,1 °C), az utak felszínén (15,4 °C) és az épületek falfelületein (8,9 °C), ami a megnőtt párolgás és az árnyékos területek növekedésével magyarázható. A városi fizika egy további módosítása során szintén a SLUCM-t frissítették: hozzáadták a sémához a heterogén városi felszínnek kezelését, további hidrológiai folyamatokat, illetve javították a hőmérsékleti érdességi paraméter számítását. Az eredmények alapján 1,5 °C-kal közeledtek a szimulációs eredmények a MODIS felszínhőmérsékleti adatsorokhoz, továbbá azt is megállapították, hogy

---

<sup>30</sup> Coordination of Information on the Environment — Környezeti Információ rendszer - Európai Környezetvédelmi Ügynökség

<sup>31</sup> World Urban Database and Access Portal Tools — Városi világ-adatbázis és hozzáférési portál

<sup>32</sup> Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer — Közepes felbontású leképező spektrométer

a nappali felszínhőmérséklet a termális érdességi hosszra, míg az éjszakai a választott határréteg fizikára érzékeny ([Li & Bou-Zeid, 2014](#)).

### 2.3. Hőhullámok

A klímaváltozás eddig példátlan szélsőségekhez vezethet, ami az időjárási és éghajlati extrémumok gyakoriságának, tartamának, térbeli kiterjedésének megváltozásával járhat. Az IPCC tematikus jelentése ([IPCC, 2012](#)) alapján globálisan számos területen – ám nem mindenütt – elegendő adat áll rendelkezésre, hogy közepes megbízhatósággal kijelentsük: a hőségnapok száma, valamint a hőhullámok hossza és száma is nőtt a 20. század közepétől ([Seneviratne et al., 2012](#)). Továbbá nagyon valószínű, hogy globálisan csökkent a szokatlanul hideg nappalok és éjszakák száma, míg ezzel párhuzamosan nőtt a szokatlanul meleg nappalok és éjszakák száma ([Trenberth et al., 2007](#); [Alexander et al., 2006](#)).

Az extrém időjárási/éghajlati események kialakulása kapcsolódik az éghajlati rendszeren belüli visszacsatolási mechanizmusok meglétéhez, vagyis az éghajlati folyamatok közötti kölcsönhatásokhoz, ami akár a kialakult kényszerre adott kezdeti válasz csillapításához (negatív visszacsatolás) vagy fokozásához (pozitív visszacsatolás) is vezethet. A visszacsatolási mechanizmusok kapcsolata fontos szerepet játszik a szélsőséges időjárási események kialakulásában. Pozitív visszacsatolásról beszélhetünk például abban az esetben, amikor a kialakult aszály és hőhullám a száraz és nedves klímájú régiók átmeneti zónájában erősítik egymás hatását ([Seneviratne et al., 2012](#)). A hosszantartó hőhullámok kifejlődésének egyik lehetséges oka a kora tavaszi talajnedvesség-deficit kialakulására vezethető vissza ([Fischer et al., 2007a](#); [Fischer et al., 2007b](#); [Seneviratne et al., 2006](#)), mely során a talajnedvesség hiánya miatt fokozott a szenzibilis, és kisebb mértékű a látens hőáramok kialakulása. A másik lehetséges kialakulási mechanizmus indirekt, nem-lokális folyamatokhoz kapcsolódik, ami a cirkuláció megváltozásához és száraz levegő advekcijához köthető ([Fischer et al., 2007a](#); [Vautard et al., 2007](#); [Haarsma et al., 2009](#); [Black et al., 2004](#)); ez főként anticiklonális időjárási helyzetekhez kapcsolódik ([Ackerman & Knox, 2012](#)).

A hőhullámok kialakulása számos területen negatívan fejtheti ki hatását – például a mezőgazdaságban, az élelmiszer ellátásban, a vízgazdálkodásban, az energiaszolgáltatásban és az egészségügyben –, ezért szükség van regionális mérséklési és alkalmazkodási stratégiák kidolgozására. Tartós hőhullám kialakulása aszályos időszakban elősegítheti bozót- és erdőtüzek kialakulását ([Flannigan et al., 2009](#)), ami az élő környezetre, a mezőgazdaságra,



valamint a turizmusra is hatással lehet. Ciais et al. (2005) megmutatták, hogy hőhullámok hatására csökken a nettó primer produkció, ami jelentős szén-dioxid forrást ( $0,5 \text{ Pg C év}^{-1}$ ) jelent a légkör számára. A mezőgazdasági szektorban a termelési hozamok csökkenése – különösen a klímaváltozás által negatívan befolyásolt területeken – pénzügyi és ellátási gondokat okozhat. Lobell és Field (2007) rámutatott arra, hogy a kukorica, árpa és búza terméshozamokban egy egyértelmű csökkenés történt a globális átlaghőmérséklet emelkedésének hatására, ami az 1981 és 2000 közötti időszakban évi 40 Mt együttes veszteséget okozott, és megközelítőleg évi 5 milliárd amerikai dollár veszteséggel járt. Teixeira et al. (2013), illetve Barlow et al. (2015) megmutatták, hogy a mezőgazdasági haszonnövények reprodukciós periódusa alatt bekövetkezett rövid extrém meleg időszakok jelentősen csökkentik a terméshozamokat. Eredményeik szerint az északi félgömb  $40^\circ$  és  $60^\circ$  szélessége között elhelyezkedő szárazföldi területeken magas a hozamvesztési kockázat. Hatfield és Prueger (2015) kukoricán végzett terepi vizsgálatai alapján számszerűsítette a kukorica lehetséges termésvesztéseit hőhullámos időszakban. A kapott eredmények alapján 80–90%-kal csökkenhet a termés, ha a kukorica a beporzási időszakában elszenved egy hét hosszúságú extrém meleg időszakot. Lévén Magyarország jelentős kukorica-termelő ország, fontos szem előtt tartani a lehetséges veszteségeket, és védekezési stratégiákkal lokálisan vagy akár országosan is felkészülni ezekre. Solymosi et al. (2010) Magyarországra végzett regionális klíma modellezési eredményei alapján az évi hőstresszes napok száma a referencia időszakhoz képest (1961–1990) a közeljövőben (2021–2050) növekedni fog (az említett kutatás középpontjában a tejtermelés/tehenek álltak). E növekedés várható mértéke a kutatásban vizsgált modellfutások több mint felének esetében legalább egy hét hosszúságú, s elérheti akár a 27 napot is.

A hőhullámok nem csak a környezetre, hanem az emberi szervezetre is jelentős hatást gyakorolnak, ami például megnövekedett halálozási számmal járhat (Gosling et al., 2007; Gosling et al., 2009; Anderson & Bell, 2009; Bobvos et al., 2015), különösen a 65. életévet betöltött emberek esetében (Páldy et al., 2005). A jelenség veszélye abban rejlik, hogy az éjszakai órákban sem tud kellően lehűlni a levegő, ami csökkentené a folyamatos hőstresszt. A nappali órákban (a derült idő következtében) felhalmozódott energia nagy arányban ellensúlyozza az éjszakai felszíni kisugárzás okozta potenciális lehűlést, amit tovább erősít a nappali órákhoz viszonyított alacsonyabb határréteg magasság (Black et al., 2004). D'Ippoliti et al. (2010) megbecsülték a természetes halálozásban bekövetkezett növekedés mértékét a nem-hőhullámos helyzetekhez képest. Szignifikáns, 20%-os növekedést tapasztaltak a napi

halálozásban az 1990–2004 tartó időszakban Budapesten (és további nyolc európai városban). Továbbá kiemelték, hogy a hőhullám okozta halálozásra legnagyobb hatással annak hossza és intenzitása van. Ezt alátámasztja a 2003-as, 2006-os és 2019-es három európai extrém hőhullám, amely során a többlethalálozás elérte a több tízezres nagyságrendet is. A 2003. augusztusi hőhullám például Franciaországban rendkívül szélsőséges időjárási viszonyokat okozott, és az ehhez kapcsolható többlethalálozást is meghaladta a 15 ezret ([Fouillet, et al., 2006](#)). A 2006. augusztusi hőhullám a brit szigeteken valaha mért legmelegebb hónapot eredményezte ([Prior & Beswick, 2007](#)).

A hőhullámok meghatározására nem létezik egyértelmű definíció. Például Robinson ([2001](#)) így definiálta a hőhullámokat: „olyan időszak, amely során szokatlanul magas, légkör által vezérelt hőstressz alakul ki, ami időszakosan befolyásolja az életvitelt, és amely káros egészségügyi következményekkel járhat az érintett lakosság számára”. Hőhullámok detektálásánál számos jellemző alkalmazható: maximum- és/vagy minimumhőmérséklet, napi középhőmérséklet, egy megadott küszöbérték fölött való tartózkodás időtartama, vagy az emberi szervezetre gyakorolt hatást mérő paraméter. A detektálási módszerek két csoportra bonthatóak: abszolút határértékeket használó módszerekre (pl. Hollandia: [Huynen et al., 2001](#); Shanghai: [Tan et al., 2007](#)), illetve a relatív, helyspecifikus határértéket használó módszerekre (pl. [Hajat et al., 2002](#); [Beniston, 2004](#); [Gosling et al., 2007](#)). Habár egyetemes definíció nem áll rendelkezésre az extrém meleg időszakok meghatározására, az elmondható, hogy a témával foglalkozó kutatások a jövőben egyre gyakoribb, hosszabb és intenzívebb hőhullámokat jeleznek előre ([Beniston, 2004](#); [Meehl & Tebaldi, 2004](#); [Vidale et al., 2007](#); [Meehl, 2004](#), [Habeeb et al., 2015](#)).

#### **2.4. Városi hősziget és várható változásai**

A városklíma legjellegzetesebb jelensége a városi hősziget, mely során a városi területek melegebbé válnak, mint az azt körülvevő, növényzettel borított területek. Az UHI kialakulásának fő okait az alábbiakban foglalhatjuk össze: (1) a városok albedója 5–10%-kal kisebb, mint a környezeté ([Oke, 1982](#)), (2) a városi felszíneknek alacsonyabb az emisszivitása ([Voogt & Oke, 2003](#)), (3) a városi légszennyező anyagok feldúsulása, mely az energiaforgalomra már egyértelműen érzékelhető hatást gyakorol ([Oke, 1982](#)), (4) a város hőtároló képessége jóval nagyobb, mint az azt körülvevő területeké, ami az építőanyagok nagyobb hővezetőképességéhez és hőkapacitásához köthető ([Hafner & Kidder, 1999](#)), (5) a városi területeken kevesebb a rendelkezésre álló nedvesség, ami a látens hőáram arányának

csökkenését okozza, (6) az emberi tevékenységek által kibocsátott antropogén hőtöbblet megjelenése ([Landsberg, 1981](#); [Helbig et al., 1999](#)). Mérések felhasználásával készült tanulmányok alapján az UHI további tulajdonságai közé tartozik, hogy anticiklonális időjárási körülmények között ([Unger, 1996](#); [Morris és Simmonds, 2000](#)), illetve az éjszakai órákban ([Unwin, 1980](#); [Montávez et al., 2000](#)) a legintenzívebb, míg növekvő szélsőséges és felhőborítottság ([Morris et al., 2001](#); [Unger et al., 2001](#)) mellett csökken az intenzitása. A városiasodás folyamata további problémát jelent, hiszen a populáció és a városi területek növekedésével növekszik az UHI intenzitása is ([Park, 1986](#); [Yamashita et al., 1986](#); [Hogan & Ferrick, 1998](#); [Ramamurthy & Bou-Zeid, 2017](#)).

Numerikus modellezés segítségével is részletesen vizsgálható az UHI jelensége: például a SURFEX modellel ([Zsebeházi & Szépszó, 2015](#)), a MUKLIMO modellel ([Früh et al., 2011](#)) és a WRF modellel egyaránt ([Bhati & Mohan, 2016](#), [Göndöcs et al., 2017a](#)). Számos WRF modellhez kapcsolt városi parametrizációs vizsgálat hőhullámos időszakhoz kapcsolódik ([Li & Bou-Zeid, 2013](#); [Loughner et al., 2012](#); [Rammamurthy & Bou-Zeid, 2017](#)), aminek az a fő oka, hogy anticiklonális időjárási helyzetben (mely során gyakran hőhullámok alakulnak ki) karakteresebb a városi hősziget, továbbá modellezés szempontjából kevésbé komplex időjárási helyzetnek tekinthetők az időjárási frontoktól mentes, nyugodt légköri viszonyok.

A WRF modellel végzett számos további vizsgálat kutatja az extrém meleg időszakok városi hőszigetre gyakorolt hatását, azonban kevés a témához kapcsolódó szakirodalom. [Rammamurthy & Bou-Zeid \(2017\)](#) a szinoptikus skálájú hőhullámokat és a mezo- $\gamma$  skálájú városi hősziget jelenségének kapcsolatát vizsgálta hat amerikai nagyvárosban. Az eredmények megerősítik korábbi kutatások következtetéseit, miszerint a város méretétől jelentősen függ az UHI intenzitás. Továbbá kiemelik, hogy két, közel azonos méretű városban kialakuló hősziget – hőhullámos időszakban – különbözhet. A vizsgált városok méret alapján történő csoportosítása esetén az eredmények azt mutatták, hogy a vizsgált nagyvárosokban (pl: New York) az átlagos UHI intenzitás nagyobb mértékben reagált a hőhullámra, mint a kisebb városokban. [Li & Bou-Zeid \(2013\)](#) szintén a WRF modellel, két amerikai városra (Washington D.C. és Baltimore) készített tanulmányában, azt az eredményt kapták, hogy hőhullám esetén nagyobb hőmérsékletkülönbség alakul ki a város és környéke között. Ennek következtében a hőhullámok okozta városi hőstressz nagyobb lesz, mint a hőhullám okozta hőstressz és a hősziget okozta hőstressz egyszerű összege, azaz az eredő hőstressz egymást erősítő folyamatokból tevődik össze. [Ramamurthy et al. \(2017\)](#) tanulmányukban New York városára számszerűsítették a hőhullámok okozta hősziget növekedését, ami 1,5 °C-nak

adódott. Eredményeik alapján a legnagyobb hőhullám okozta UHI intenzitás növekedés a délutáni órákban tapasztalható, amikor a legmagasabb a várható hőmérséklet. Mindkét tanulmány kiemeli, hogy a szélirány, valamint a városi és környékbeli pontokban rendelkezésre álló energia és nedvesség mennyiségében tapasztalható különbség hat az UHI-ra, míg a szélsébség nagysága csak másodlagos szerepet játszik.

## 2.5. Hazai városi hősziget vizsgálatok

A magyarországi városklíma-kutatások a 20. század elején kezdődtek el. Hazai nagyvárosokban végzett mérések alapján számos neves kutató foglalkozott városklimatológiai vizsgálatokkal: Budapesten Réthly (1947), Berkes (1947) és Probáld (1965; 1974), Debrecenben pedig Berényi (1930). Kutatásaik olyan témákat érintettek, mint például a háztömbök hatása a minimumhőmérsékletre (Berényi, 1930), a csapadék eloszlás Budapest területén vagy makroszinoptikus helyzetek hatásai a budapesti légszennyezettségre (Péczely, 1959). Ezen időszakban a vizsgálatok alapjait a felszíni városi és városkörnyéki mérőállomások által mért adatsorok biztosították (Szepesi, 1981). Napjainkban – a városklimatológia jelentőségének növekedésével – egyre több kutató foglalkozik hazánkban is e témával. A Szegedi Tudományegyetem Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszékén átfogó városklimatológiai kutatások folynak. Kutatásaik során számos mérési expedíció keretében gyűjtöttek adatot Szeged városában gépkocsira szerelt mérőműszerekkel (Unger et al., 2000). Később a mérések kiegészítéséhez, modellezési eredményeket felhasználva megterveztek egy állandó, telepített mérőhálózatot (Unger et al., 2011; Lelovics et al., 2014), melyet előre meghatározott helyeken, különböző ún. lokális klímazónákban (Stewart & Oke, 2012) telepítettek Szeged területén (Unger et al., 2015, Skarbit et al., 2017). A kutatásaik elsődleges célja a hősziget szerkezetének részletes feltárása (Unger, 1992), továbbá a hőszigetre ható városi tulajdonságok vizsgálata (Unger, 2004). Vizsgálataik kimutatták, hogy a hősziget intenzitásának térbeli szerkezete viszonylag jól jellemezhető a beépítettséggel és az égboltláthatósággal: alacsony égboltláthatósági értékhez magas hősziget intenzitás érték tartozik (Unger, 2004). A WRF modellt felhasználva szintén készültek vizsgálatok Szeged térségére: Molnár et al. (2018) és Molnár et al. (2019). A Debreceni Egyetem Meteorológiai Tanszékén szintén végeztek városi hősziget vizsgálatokat, melynek témái érintették: az UHI és a különböző időjárási helyzetek kapcsolatát (Szegedi, 2002; Szegedi & Kircsi, 2003a,b), valamint az évszakos átlagos maximum UHI térbeli szerkezetének vizsgálatát (Bottyán et al., 2005). Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál végzett kutatások többsége a budapesti városi levegőminőséget vette górcső alá (Haszpra et al., 2001; Ferenczi, 2013), azonban az elmúlt

évtizedben nőtt a városi hőszigetre vonatkozó kutatások száma és további modellezési vizsgálatok indultak ([Zsebeházi et al., 2015](#)). 2011 májusától 2014 júniusáig az intézmény részt vett a nemzetközi UHI projektben, ahol a Városklíma hálózatok és vizsgálati eszközök csoportot vezette [OMSZ UHI projekt].

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén csaknem két évtizede folynak városklimatológiai kutatások, melyek során mind mérőállomások méréseinek ([Molnár, 1999](#)), mind műholdas megfigyelési adatok ([Pongrácz et al., 2006](#)) alapján készültek elemzések. 1999-ben az egyetem területén létesült egy városklimatológiai mérőállomás ([Kern, 2001](#)) (az ELTE és az OMSZ együttműködésének keretében), melynek adatait előszeretettel alkalmazzák városklimatológiai kutatásokban ([Lelovics et al., 2011](#); [Pongrácz et al., 2011](#); [Dezső et al., 2012](#)). További budapesti városklimatológiai vizsgálatokban műholdas megfigyeléseken alapuló adatok felhasználásával elemezték a felszíni városi hősziget jelenségét ([Pongrácz et al., 2006](#); [2010](#)). Az eredmények alapján a felszíni hősziget anticiklonális esetben a legerősebb; továbbá a nyári időszakban intenzívebb, mint télen ([Pongrácz et al., 2006](#)). A hősziget területi elrendeződése alapján elmondható, hogy a belvárosban a legintenzívebb, és egy másodlagos maximum jelenik meg a repülőtér környékén ([Dezső et al., 2012](#)).

Habár az ELTE Meteorológiai Tanszékén számos tanulmány készült városklimatológiai témában, a városi hősziget modellezésével kapcsolatos kutatás ez ideig nem volt. Jelen dolgozat egyik fő célja betölteni ezt az űrt. A disszertációban részletesen bemutatom az általam alkalmazott módszertant, melynek felhasználásával becslés adható a budapesti városi hősziget klímaváltozás okozta potenciális módosulásaira.

### **3. Adatok és adatbázis alkalmazások**

A dolgozat 3. fejezete részletesen bemutatja a felhasznált adatokat és adatbázis alkalmazásokat. A 3.1 alfejezetben megismerkedhetünk a modell szimulációkhoz felhasznált felszíni viszonyokat leíró fájlokkal, míg a 3.2 fejezetben a felhasznált meteorológiai adatok szerepelnek.

#### **3.1. Felszíni statikus adatok**

A modellszimulációk során a WRF modell statikus, azaz időben nem vagy lassan változó módon tárol számos felszíni állapotot leíró változót, mint például az albedót, amely havi felbontásban változik, vagy akár a felszínhasználat, amely nem rendelkezik éven belüli változással. A következőkben az általam módosított WRF-ben megtalálható statikus adatbázisok bemutatása következik.

##### **3.1.1. Felszínhasználat**

A modellszimulációk egyik bemenő adata a felszínhasználat, amely kategorikusan definiálja egy adott terület felszín típusát, elkülönítve a különböző vegetációs típusokat és meghatározó felszínborításokat (beépített, vegetációval fedett vagy csupasz felszín). Az egyes felszín típusok karakterisztikus tulajdonságait számos paraméter (pl.: gyökérszintek száma, beépítettség, sztóma ellenállás) írja le, melyek meghatározzák a felszíni és felszínközeli energetikai viszonyokat a kialakuló látens és szenzibilis hőáramokon keresztül. A modern meteorológiai modellekben több ilyen felszínhasználati adatbázis is rendelkezésre áll, illetve lehetőség van saját felszínhasználati mező definiálására is. A WRF modell felhasználóinak az USGS<sup>33</sup> és a MODIS felszínhasználati adatbázis áll rendelkezésükre – többek között – 1 km felbontással. Az USGS adatbázis az AVHRR<sup>34</sup> műholdas leképező szenzor által készített kompozitképek felhasználásával készült vegetációs indexek értékeit tartalmazza a 1992 áprilisától 1993 márciusáig tartó időszakot lefedve. Az adatbázis 27 különböző felszíni kategóriát különít el, melyek közül csupán egyetlen a városi kategória. A WRF modell 3.1-es verzióját követően a modellfuttatásokban már a MODIS felszínhasználati adatbázis is választható, melyet 2001-es műholdas mérések alapján állítottak össze és szintén csak egyetlen városi kategóriát tartalmaz. Mindkét adatbázis esetén elmondható, hogy a vizsgált területen (1. ábra) a domináns felszínborítás a mezőgazdasági terület és legelő, illetve a városi beépített terület (1. táblázat). Az adatbázisok jelentős pontatlanságokkal rendelkeznek: a

---

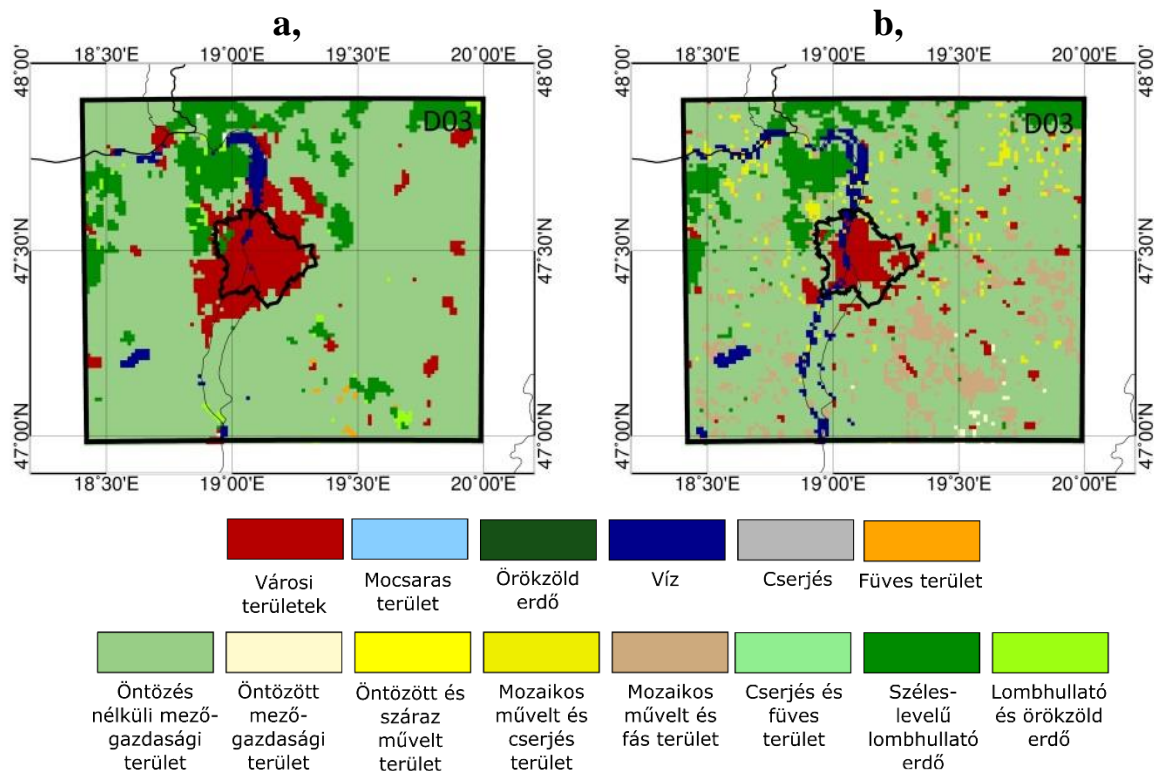
<sup>33</sup> U.S. Geological Survey — Amerikai Egyesült Államok Geológiai Intézet

<sup>34</sup> Advanced Very High Resolution Radiometer — Fejlett, nagyon nagy felbontású sugárzásmérő

MODIS adatbázisban például helytelenül jelenik meg a Duna vonala, illetve hiányosak a városkörnyéki agglomerációs területek, míg az USGS adatbázis Budapest kiterjedését mutatja a valóságnál sokkal kisebbnek. Hasonlóság az adatbázisokban a Budai-hegység lombhullató erdőjének elhelyezkedése.

**1. táblázat: Felszíni kategóriák százalékos megoszlása Budapesten és környékén (d03: szimulációs terület legbelső területe) a MODIS és az USGS adatbázis esetén.**

Felszíni adatbázis	Felszíni kategóriák aránya [%]					
	Vízzel fedett terület	Mezőgazdasági terület és legelő	Fás mezőgazdasági terület	Füves terület	Lombhullató erdő	Városi beépített terület
MODIS	1,9	45,2	0	0	10,2	41,8
USGS	4,4	59,8	6,6	0,1	8,3	17,1

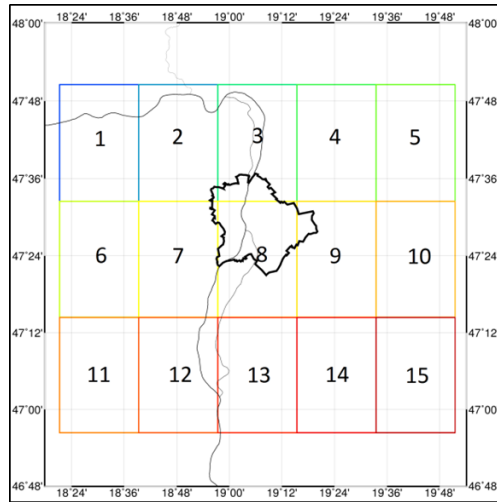


**1. ábra: Felszínhasználat területi eloszlása Budapesten és környékén 1 km-es felbontással: a. MODIS; b, USGS.**

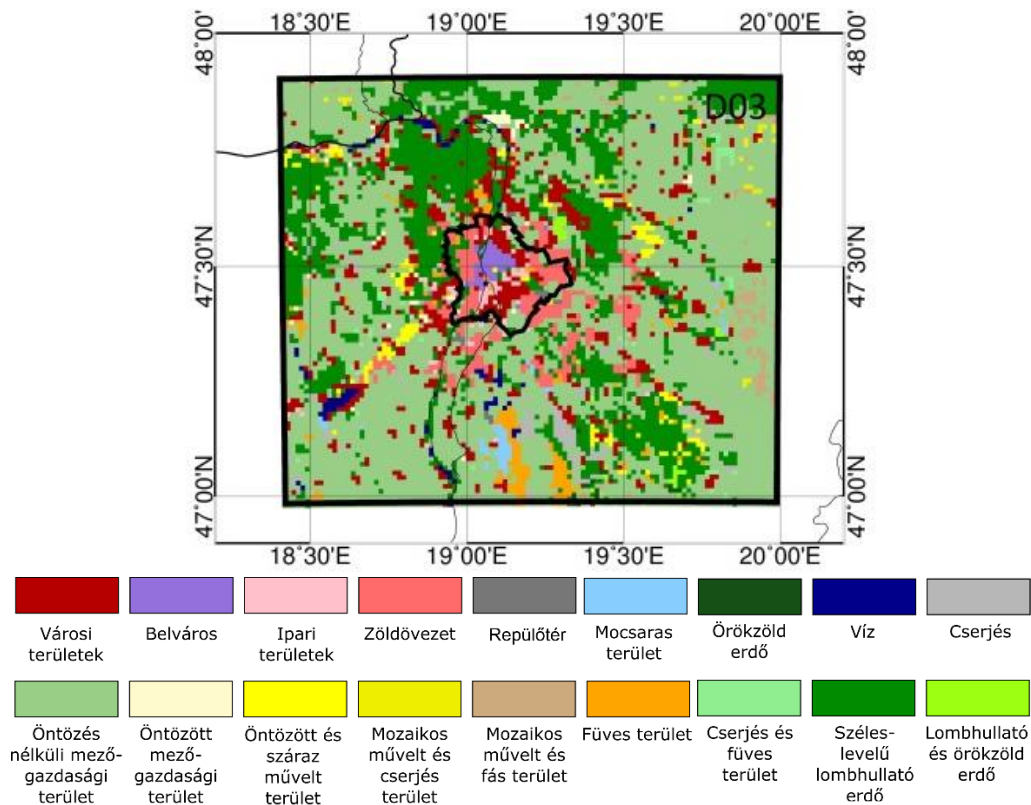
A finom felbontású városi szimulációk elkészítéséhez szükséges volt a felszín valóságú és részletes definiálása a modellterületen, mely során az aktuális felszínhasználati jellemzőket adtam meg finom felbontással. A készülő nagyfelbontású szimulációkhoz nem csupán a felszín borító vegetáció elhelyezkedésének és típusának helyes meghatározása elengedhetetlen, de szükséges a vizsgált város struktúráját és annak jellemzőit is ismerni. Részletes, hivatalos és aktuális adatbázis hiányában az internetről szabadon elérhető

adatbázissal, az OpenStreetMap (OSM) adatbázissal dolgoztam. Az OSM alapvetően egy szerkeszthető földrajzi adatbázis, melyhez kapcsolódik egy ingyenes, internetes térképszolgáltatás is. Az önkéntes alapon működő projekt szabadon hozzáférhető földrajzi adatokat gyűjt a világ minden tájáról. A kész utcaterképek turista- és kerékpárút-terképek, közlekedési viszonylatok útvonalainak, térképeinek gyűjteménye. Az OpenStreetMap adatait heti rendszerességgel frissülő, előre feldolgozott adatbázisból töltöttem le a könnyebb kezelhetőség érdekében [Mapzen]. Az adatbázis 46 féle felszínhasználat-kategóriát különít el (F.1. táblázat), továbbá megtalálhatók benne az úthálózat csomópontjai, vízzel fedett területek elhelyezkedése, típusa, épületek emeleteinek száma, illetve némely esetben az épületet alkotó uralkodó építőanyag típusa. Az átalakítás során az OSM adatbázis egy részterületét (Budapest és környéke) 15 közel egyenlő részre osztottam (2. ábra) a QGIS térinformatikai rendszer segítségével (QGIS Development Team, 2009). Minden egyes terület esetén létrehoztam egy szabályos, több százezer pontból álló rácshálózatot, és így tároltam el az adatokat rávetítve az OSM felszínhasználati értékeket. A rácspontok távolsága közel 40 m volt. Később ezen 15 részterület információit egyesítettem egy adatbázisban, melynek felbontása 90 m-re módosult (3. ábra), melynek oka többek között a hiányos adatpontok más adatbázisból való feltöltésével magyarázható. A városon kívül eső adathiányos pontokban, a CORINE 30” (közel 1 km-es felbontású) adatbázist alkalmaztam, mely egy műholdas méréseken alapuló felszínhasználati adatbázis (Bossard et al., 2000). A végső lépésben műholdas Google Earth képek alapján elkülönítettem a környezetüktől eltérő városi építményeket és felszíneket, melyek a térképen hibásan vagy hiányosan szerepeltek. A városi kategóriák számának kibővítésével a sűrűn beépített belváros lakóházai (4. ábra), illetve a magasságukkal a környezetükből kiemelkedő panelházak, a repülőtér, illetve a ritkábban beépített fákkal sűrűn tűzdelte lakónegyedek (4. ábra) is bekerültek az adatbázisba. Az épületek korrigálásán kívül a Duna vonalát is javítottam, biztosítva ezzel a folyó folytonosságát az adatbázisban. Végső lépésben az OSM-ben megtalálható kategóriákat szinkronba hoztam a meglévő, WRF-ben definiált felszíni kategóriák számával és típusával (F.1. táblázat).

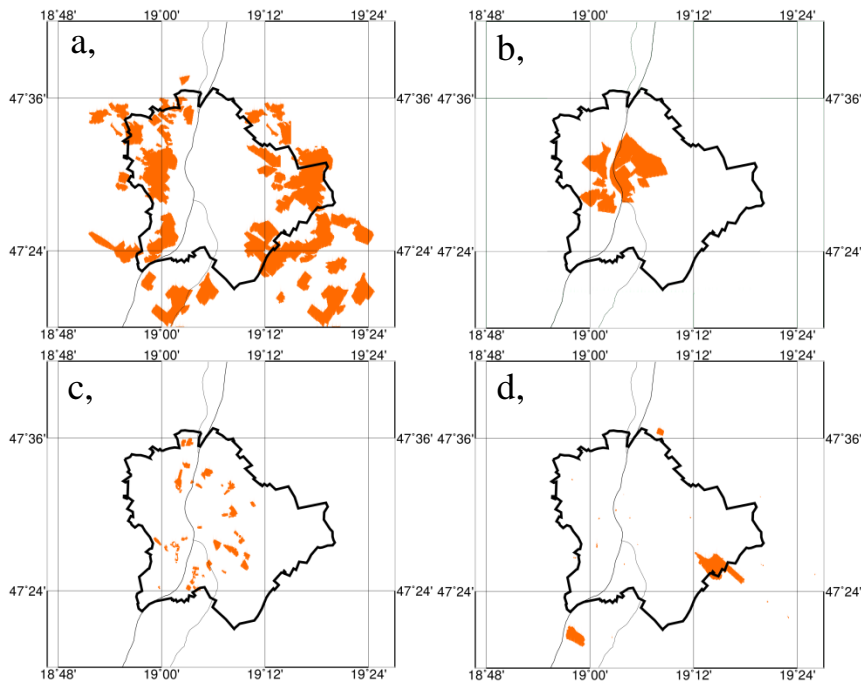




**2. ábra: OpenStreetMap részterületek elhelyezkedése és felosztása Budapestre és környékére a QGIS program segítségével.**



**3. ábra: Felszínhasználat területi eloszlása Budapesten és környékén 1 km-es felbontással: OSM adatbázis alapján.**



**4. ábra: Műholdképek alapján elkülönített területek:  
a, zöldövezet; b, belváros; c, panelházak;  
d, repülő- és áruszállító terek.**

A WRF működéséhez szükséges felszíni viszonyokat leíró fájlokat bináris formátumban hoztam létre az interpolált és előkészített OSM adatok alapján. A WRF-ben eredetileg megtalálható felszíni adatbázisokkal (USGS, MODIS) ellentétben Budapesten és környékén az általam előkészített adatbázis már öt városi kategóriát különít el, melyhez természetesen módosítani kellett a forráskódban és a felszínhasználati táblázatokban a kezelendő városi kategóriák számát. A modell eredetileg három városi felszíni kategóriát különít el: ipari terület, ritkán és sűrűn beépített városi terület. Újjonnan definiált területek: repülőtér és zöldövezet.

Az 1. táblázat és 2. táblázat összegezi az alkalmazott felszíni adatbázisok százalékos összetételét a legelső szimulációs területen található uralkodó ( $\geq 0,1\%$ ) felszín típusok esetén. Látható, hogy a mezőgazdasági terület és legelő mindhárom adatbázis esetén nagy arányt képvisel a teljes területből (a legnagyobbat – csaknem 60%-ot – az USGS adatbázisban, s a legkisebbet – 26%-ot – a MODIS adatbázisban). Nagy százalékban (8–26%) jelenik meg még a lombhullató erdő, mely elsősorban a Budai-hegység területén jellemző. A MODIS és az USGS adatbázis egyetlen városi felszíni kategóriája rendre 41,8%-ban, illetve 17,1%-ban jelenik meg, míg a teljes vizsgált terület 40%-át teszi ki az OSM öt különböző városi kategóriája.

**2. táblázat: Felszíni kategóriák százalékos megoszlása Budapesten és környékén (d03: szimulációs terület legbelső területe) az OSM adatbázis esetén.**

Felszíni adatbázis	Felszíni kategóriák aránya [%]					
	Vízzel fedett terület	Mezőgazdasági terület és legelő	Fás mezőgazdasági terület	Füves terület	Lombhullató erdő	Városi beépített terület
OSM	0,2	26,2	0,2	1,8	26,3	40

### 3.1.2. Városi paraméterek

Napjainkban a mezoskálájú meteorológiai modellek és mikroskálájú diszperziós modellek meglehetősen korlátozott hatékonysággal és beválással működnek komplex felszínek (mint például a városok) felett. A pontosság növelésének érdekében a modellek (pl. a WRF és az MM5) statikus adatbázisai kiegészíthetők a NUDAPT<sup>35</sup> adatbázissal, melyet az amerikai Környezetvédelmi Hatóság<sup>36</sup> kezdeményezése alapján készítettek el; állami, szövetségi, illetve magán és akadémiai támogatások felhasználásával, repülőgépes LIDAR<sup>37</sup> mérésekből ([Ching et al., 2009](#)). Az adatbázis 33 amerikai nagyváros adatait és geometriai struktúráját tartalmazza 132 szintbe rendezve. Hivatalos, ugyanakkor szabadon elérhető elektronikus adatbázis hiányában a Budapestre vonatkozó városi paramétereket az elkészült felszínhasználati térkép segítségével, illetve a leválogatott városi területek segítségével definiáltam közel 90 m-es felbontással (5. ábra).

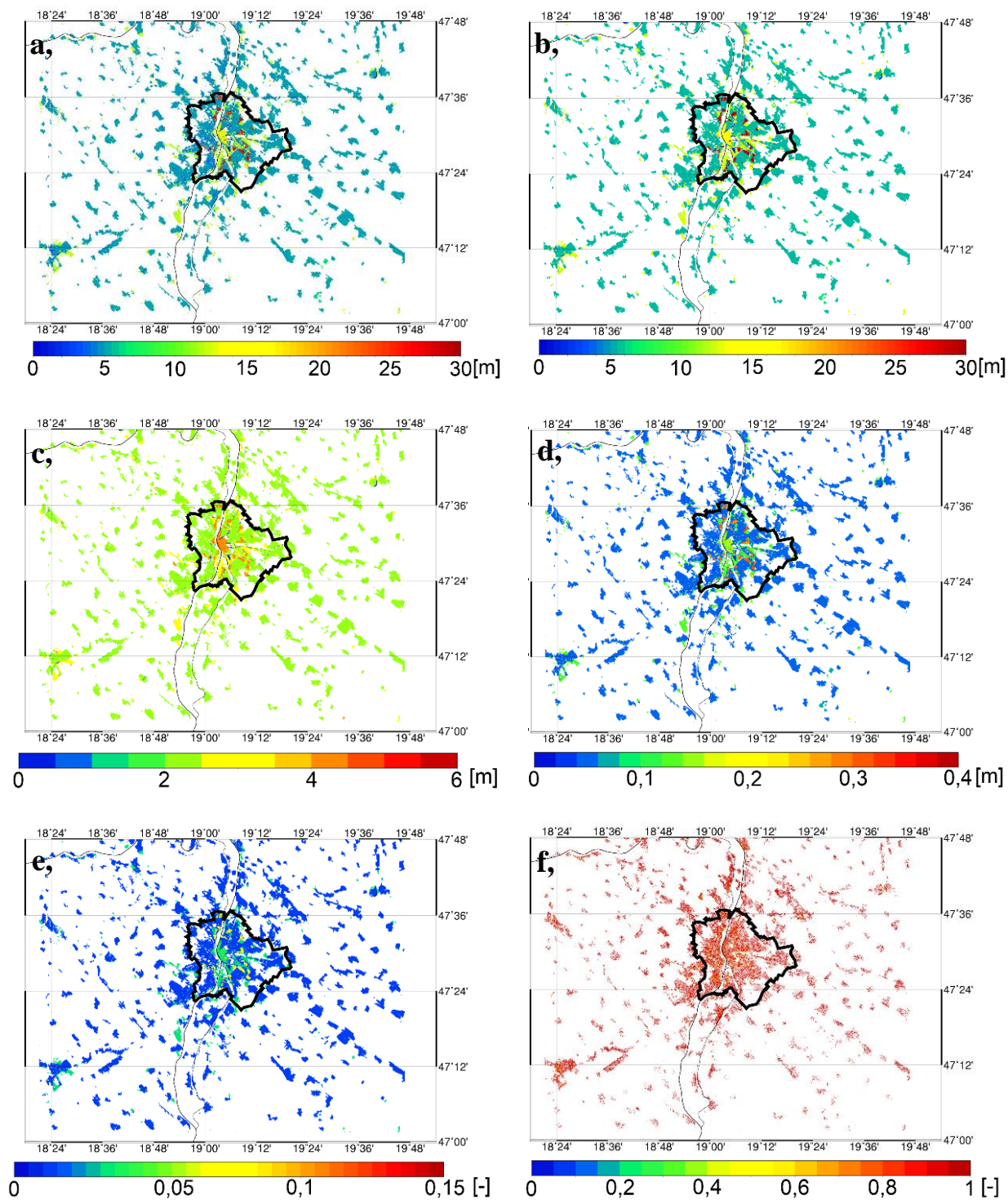
A NUDAPT adatbázisban – többek között – el van tárolva a vizsgált városi területre vonatkozó átlagos épületmagasság, illetve annak szórása, és az épületek ún. homlokzati indexe égtájanként. Ezek kötelező elemei az adatbázisnak, melyek egyben a WRF modellben található városi séma minimális követelményei is. Az épületek átlagos magasságát az OSM adatbázis eredeti kategóriái alapján határoztam meg, illetve figyelembe vettem a leválogatott panelházakat és a belváros sűrűn beépített kerületeit is. Ezen kategóriák alapján adtam egy hozzávetőleges értéket az ott található épületeknek a Budapestről meglévő ismereteim alapján. A területre súlyozott épületmagasságok megállapításához felhasználtam a rendelkezésre álló úthálózat-nyilvántartási adatbázist az OSM-ből. Rácscellánként (90 m × 90 m) összeszámoltam az úthálózat csomópontjait, majd hozzárendeltem a darabszámokhoz egy arányszámot a rácscellánkénti eloszlás alapján, s ezt használtam a területre súlyozott épületmagasságok meghatározásához. A csomópontok cellánkénti

<sup>35</sup> National Urban Database and Access Portal Tool — Nemzeti Városi Adatbázis és hozzáférési portál

<sup>36</sup> U.S. Environmental Protection Agency — Egyesült Államok Környezetvédelmi Hivatala

<sup>37</sup> Light Detection and Ranging — Lézer alapú távérzékelés

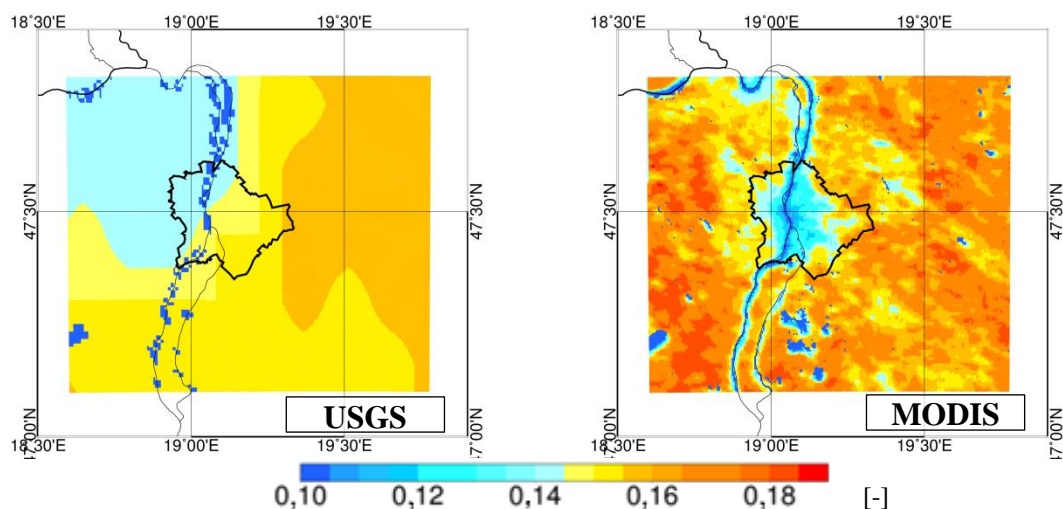
számának maximuma 60 körül adódott. Összevetve ezen maximumok helyszínét Budapest térképével, megállapítható, hogy 45 csomópont feletti cellákban az épületektől mentes terek találhatóak, ahol a feltételezésem szerint nincs épület. Az épületmagasságok szórásának megállapításához – hivatalos adatbázis hiányában – szintén az OSM adatbázist használtam. A létrehozott felszínhasználati mező alapján rendeltem hozzá értékeket a városi kategóriákhoz, ebben a lépésben is elkülönítve a magasabb panelházakat és a belváros közel azonos magasságú épületeit: a ritkább beépítettségű területekhez  $\approx 2$  m szórást rendeltem, a sűrűbb beépítettségű területekhez  $\approx 4$  m-t, míg az ipari területeket 3 m-es szórással jellemeztem. Az épületfelület és a cella összfelületének aránya elnevezésű változó tartalmazza a rácspontokban lévő épületek felületének összegét (tetők és falak felületének összege), melyet a vizsgált rácscella felületdarabjával súlyoztam. Az arányok kiszámításához itt is az egy rácscellába eső úthálózati csomópontok számát és a meghatározott épületmagasságot használtam fel. A homlokzati indexek égtájanként változnak, értékük az épület homlokzatának nagyságától függ; hivatalos adatbázis hiányában az épületfelület és rácscella összterületének aránya alapján határoztam meg az újonnan létrehozott adatbázisbeli értékeit. Feltételezve, hogy az épületek vízszintes keresztmetszete közel szabályos és négyzetet alkot, az épületfelület és rácscella összterület aránya elnevezésű változót négy szabályos részre osztottam (5. ábra).



**5. ábra: Városi paraméterek eloszlása Budapesten és agglomerációs területén:  
a, Átlagos épületmagasság [m]; b, Területre súlyozott átlagos épületmagasság [m];  
c, Épületmagasságok szórása [m]; d, Épületfelület és rácspont aránya [-];  
e, Homlokzati index minden égtáj irányában [-];  
e, Beépített területek aránya [-].**

### 3.1.3. Albedó és levélfelületi index

A WRF modell előfeldolgozó rendszere (WPS<sup>38</sup>) további adatbázisokat is használ annak érdekében, hogy megfelelő részletességgel jellemezze a modellterület statikus felszíni tulajdonságait, mint például az albedó vagy a levélfelületi index (LAI<sup>39</sup>) havi térbeli eloszlását. A WRF modellben megtalálható albedó adatbázis az USGS felszínhasználati adatbázissal megegyező időszakban készült 1992 és 1993 közötti műholdas mérések alapján és 16 km felbontással biztosít adatokat (Csiszar és Gutman, 1999) (6. ábra bal oldali térképe). A WRF-ben megtalálható felszíni modell pontosabb működése érdekében frissítettem az albedó adatbázist az Aqua és a Terra műhold MODIS szenzorainak ingyenesen elérhető méréseit felhasználva. Az újonnan elkészült havi átlagokat tartalmazó bináris fájlok 16 napos globális átlagokból készültek 500 m-es felbontással a MODIS MCD43A3 produktumát felhasználva (6. ábra jobb oldali térképe). A produktum több hullámhossz-tartományra is megadja az albedót – nevezetesen a látható (0,3–0,7  $\mu\text{m}$ ), a rövidhullámú (0,3–5,0  $\mu\text{m}$ ) és a közeli infravörös (0,7–5,0  $\mu\text{m}$ ) tartományra. A futtatásokban felhasznált, új adatbázis – a korábbi AVHRR meghatározással összhangban – a rövidhullámú tartományban mért adatok havi átlagát tartalmazza a 2000. január elsejétől 2015. december 31-ig tartó időszakot lefedve.



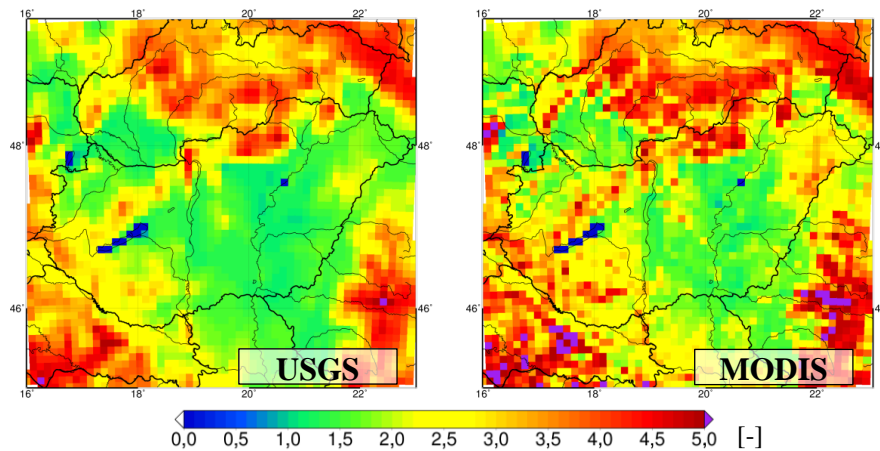
**6. ábra: Albedó mezők júliusban a WRF előfeldolgozó rendszere által interpolált, 1 km-es felbontással. Bal oldalon: az eredeti (WRF-ben megtalálható) USGS adatbázis. Jobb oldalon: MODIS mérések alapján létrehozott részletesebb és pontosabb albedó mező.**

A modell előfeldolgozó rendszerének részeként a LAI adatok is felhasználásra kerültek. Ennek érdekében a rendelkezésre álló MODIS adatokkal (MOD15A2H produktum) elvégeztem ezen adatbázis frissítését is, a 2000. január elsejétől 2015. december 31-ig

<sup>38</sup> WRF Preprocessing System — WRF Előfeldolgozó Rendszer

<sup>39</sup> Leaf Area Index — Levélfelületi index

időszakot lefedve. A feldolgozott adatsor horizontális felbontása 500 m volt és 8 napos kompozitképeket tartalmazott. Az albedó mezőkkel ellentétben a módosítást követően nem tapasztalható jelentősebb eltérés az adatbázisok között (7. ábra).



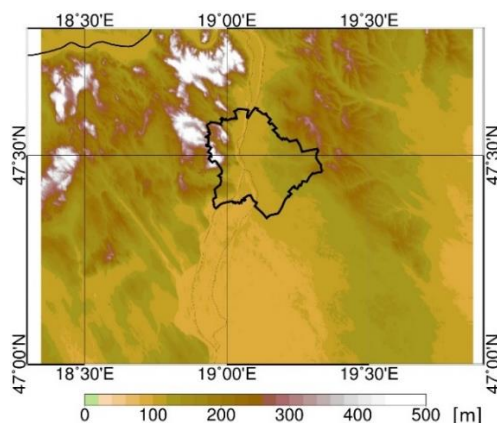
**7. ábra: Levélfelületi index júliusban. Bal oldalon: USGS (NCEP, WRF-ben eredetileg megtalálható) adatsor. Jobb oldalon: MODIS megfigyelések alapján készült szabályos rácstra interpolált adatsor.**

#### 3.1.4. Topográfia

A felszínhasználat adatbázis frissítését követően a tengerszint feletti magasság WRF modellben megtalálható adatbázisának frissítése is ([Danielson és Gesch, 2011](#)) megtörtént. Ennek elkészítéséhez az SRTM<sup>40</sup> adatbázis 2.1-es verzióját használtam, melynek felbontása 90 m-es volt ([Rodriguez et al., 2005](#)). Ez az adatbázis globális domborzati modell eredményeit tartalmazza, amelyhez a szükséges radarméréseket 57°-os inklinációjú pályán, átlagosan 233 km-es magasságban keringő űrsiklóval végezték. A készített méréseket GIS formátumban tették elérhetővé, azonban mivel nyers mérési adatokat tartalmazott, voltak benne hibás értékek: például a vízfelszínek nem tökéletesen simák, illetve találhatóak benne adathiányos pixelek is; mindezek korrigálását az utófeldolgozás során elvégezték.

A WRF modell eredetileg négy, horizontális felbontásban különböző (30'', 2', 5', 10') topográfia adatbázist tartalmaz, melyből a legrosszabb felbontású 10', míg a legjobb felbontású 30'' (≈950 m). Az új adatbázis felbontása lehetővé teszi, hogy a várost még részletesebben figyelembe vegye a modell. Az új adatbázis felbontás: ≈100 m volt, így a WRF számára már megfelelő domborzati mező állt rendelkezésre (8. ábra), mely a modellben megtalálható legjobb felbontású adatbázishoz képest egy nagyságrenddel részletesebb.

<sup>40</sup> Shuttle Radar Topography Mission — Űrsikló radaros topográfiai küldetése



**8. ábra: A felsznált topográfiai mező és Budapest közigazgatási határa.**

### 3.1.5. Talajtextúra

A talajtextúra adatbázis frissítését is elvégeztem a felszíni fájlok módosításakor. A modell nem közvetlenül a rácscella területére átlagolt szemcseméret eloszlást alkalmaz a számítások során, hanem – a felszínhasználathoz hasonlóan – egy típussal kell jellemezni a rácsponti adatokat, s ezekhez a típusokhoz szemcsemérettől függő mennyiségek (például a szabadföldi vízkapacitás) vannak hozzárendelve. A tipizálás a talaj szemcseméret eloszlása alapján meghatározott talajtextúra alapján történik. Egy területet jellemző textúra a talaj nedvességtartalmán keresztül erős hatással van a felszínen kialakuló hő- és nedvességáramokra, melyek hatással vannak a felszín hőmérsékletére és a felszíni folyamatokra is. A modellben eredetileg megtalálható a FAO<sup>41</sup> talajtextúra adatbázisa, míg az újat az MTA TAKI<sup>42</sup> Digitális Kreybig adatbázisából (DKSIS<sup>43</sup>) származtattam ([Pásztor et al., 2012](#); [Göndöcs, 2013](#)) (9. ábra), melynek horizontális felbontása megközelítőleg 1 km. A talajparaméterek definiálására az amerikai USDA<sup>44</sup> talajadatbázist használtam fel a modellfuttatások során ([Soil Survey Staff, 1999](#)).

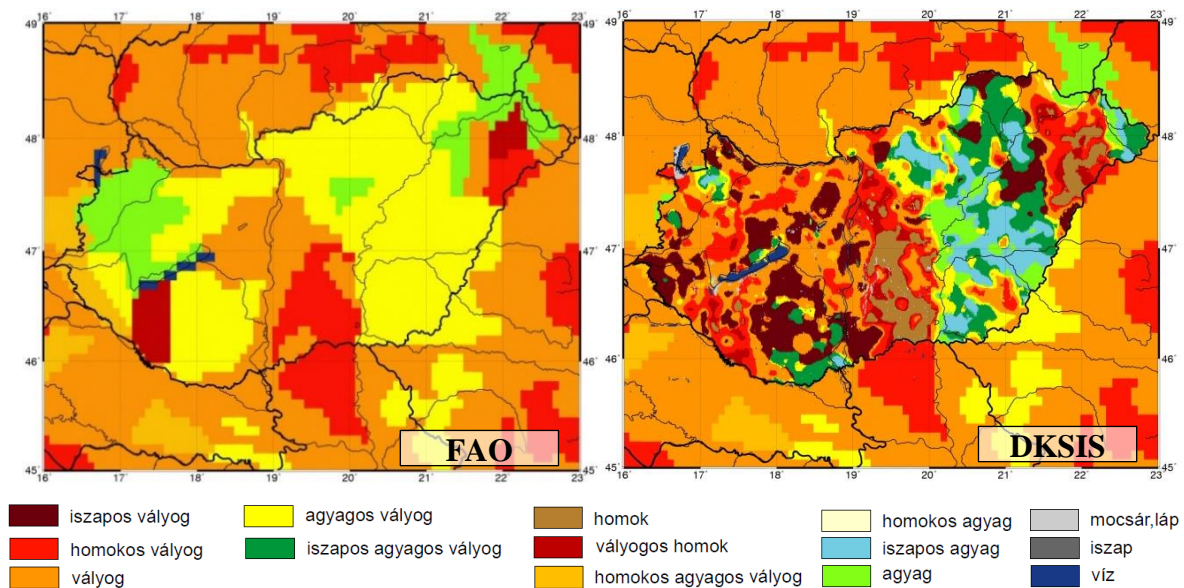
<sup>41</sup> Food and Agriculture Organization — Élelmezésügyi és Mezőgazdasági Világszervezet

<sup>42</sup> Magyar Tudományos Akadémia - Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet

<sup>43</sup> Digital Kreybig Soil Information System — Digitális Kreybig Talajinformációs rendszer

<sup>44</sup> U.S. Department of Agriculture — Amerikai Egyesül Államok Mezőgazdasági Minisztérium





**9. ábra: Talajtextúra eloszlása Magyarország területén.  
Bal: FAO adatbázis. Jobb: DKSIS adatbázis.**

### 3.2. Meteorológiai adatok

A dolgozat tárgyalása során mind numerikus modellek által szolgáltatott meteorológiai adatokat, mind műholdas és in-situ mérési adatokat felhasználtam a vizsgálatok elkészítéséhez. Ebben a fejezetben a szolgáltatott adatok részletes bemutatása következik.

#### 3.2.1. MODIS felszínhőmérsékleti adatok

A WRF modell hibáinak feltárásához a készülő szimulációkat két anticiklonális esetre teszteltem és validáltam műholdas mérések segítségével. Publikusan elérhető és megfelelő számú városi mérés hiányában az ingyenesen letölthető, a NASA<sup>45</sup> Földmegfigyelő Rendszer (EOS<sup>46</sup>) részeként az Aqua és Terra ([Terra, 1999](#); [Aqua, 2002](#)) műholdon elhelyezett MODIS szenzorral mért felszínhőmérsékleti adatsorokat használtam, melyek 1 km horizontális felbontásban szolgáltatnak adatokat globálisan ([Wan, 2006](#)). A műholdak kvázipoláris pályán keringenek (inklinációjuk 98°), így az adatok naponta négyszer álltak a rendelkezésemre, kétszer az Aqua műhold (MOD11A1 produktum) és kétszer a Terra műhold (MOD11B1 produktum) áthaladása alatt. A délelőtti órákban átlagosan 10 és 11 óra között halad át a Terra műhold Budapest felett, míg az Aqua műhold 12 és 13 óra között. Az éjszakai órákban rendre 21 és 22, illetve hajnal 1 és 2 között haladnak át a vizsgált terület felett. A műholdak

<sup>45</sup> National Aeronautics and Space Administration – Nemzeti Légügyi és Űrkutatási Hivatal

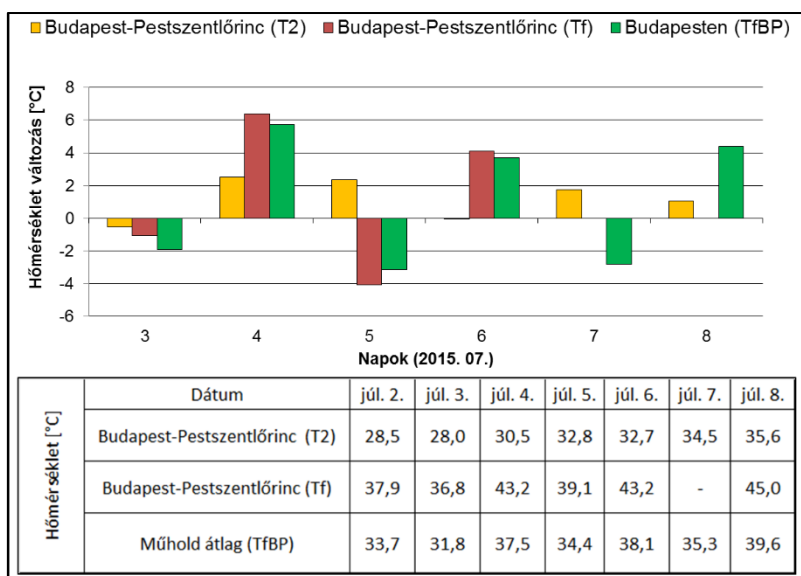
<sup>46</sup> Earth Observing System — Földmegfigyelő Rendszer

fedélzetén elhelyezett MODIS szenzor 36 különböző sugárzási tartományban (a láthatótól a termális infravörös) méri a sugárzási paramétereket (pl.: fényességi hőmérséklet). A felszínhőmérsékleti mérések feldolgozására egyrészt az ún. általános osztott ablak algoritmust alkalmazzák, amely figyelembe veszi a felszíni emisszivitást ([Wan, 1999](#)), illetve a nappali/éjszakai MODIS LST<sup>47</sup> algoritmust. Utóbbi során a MODIS szenzor hét különböző termális infravörös tartományú csatornájának nappali/éjszakai mérési párjait használják egyidejűleg. A felszínhőmérsékleti adatsor hibája kevesebb, mint 1 °C-ra tehető a -10 °C és 50 °C tartományon belül, 2000 és 2002 között végzett in-situ mérések alapján ([Wan et al., 2004](#); [Wan, 2008](#)).

A szimulációk validációja során részletesen megvizsgáltam a műholdas felszínhőmérsékleti adatokat és egyfajta ciklikus változást tapasztaltam. A 10. ábra a felszíni és 2-m-es hőmérséklet napról napra történő változását szemlélteti ((n+1)-(n) nap). Budapest-Pestszentlőrincen található Marczell György Főobszervatóriumban mért hőmérsékleti adatsor alapján egyértelműen látszik a kiválasztott hóhullám (2015.07.02–09.; lásd 3.2.4. fejezet) alatt tapasztalható napról napra történő hőmérsékletemelkedés (+1–2 °C; sárga szín), azonban a műholdas mérések napról napra történő változása (piros és zöld szín) alapján nem látható ez a tendencia. A műholdas mérésekből származó értékek erős ingadozást mutatnak pozitív és negatív irányban (és nem fokozódó melegedést), ami kapcsolódik a műhold áthaladások beesési szögének változásához. Abban az esetben, ha a vizsgált terület (Budapest) a pásztázott sáv szélére esett, feltehetőleg alacsonyabb hőmérsékleti értékeket kaptam, mint amikor a közepére; azonban további adatok vizsgálatával nem kaptam erre vonatkozóan egyértelmű magyarázatot. Így végül minden MODIS mérést figyelembe vettem a validáció során.

---

<sup>47</sup> Land Surface Temperature — Szárazföld felszínhőmérséklet



**10. ábra: Napról napra történő 2-m-es hőmérsékletváltozás Budapest-Pestszentlőrinc szinoptikus állomáson (sárga, T2) (É.sz. 47°25', K.h. 19°10'). Műholdas felszínhőmérséklet változás a Budapest-Pestszentlőrinc-hez legközelebbi rácspontban (piros, Tf) és területi műholdas felszínhőmérsékleti átlag változása Budapestre vonatkozóan (zöld, TfBP).**

### 3.2.2. IFS modell

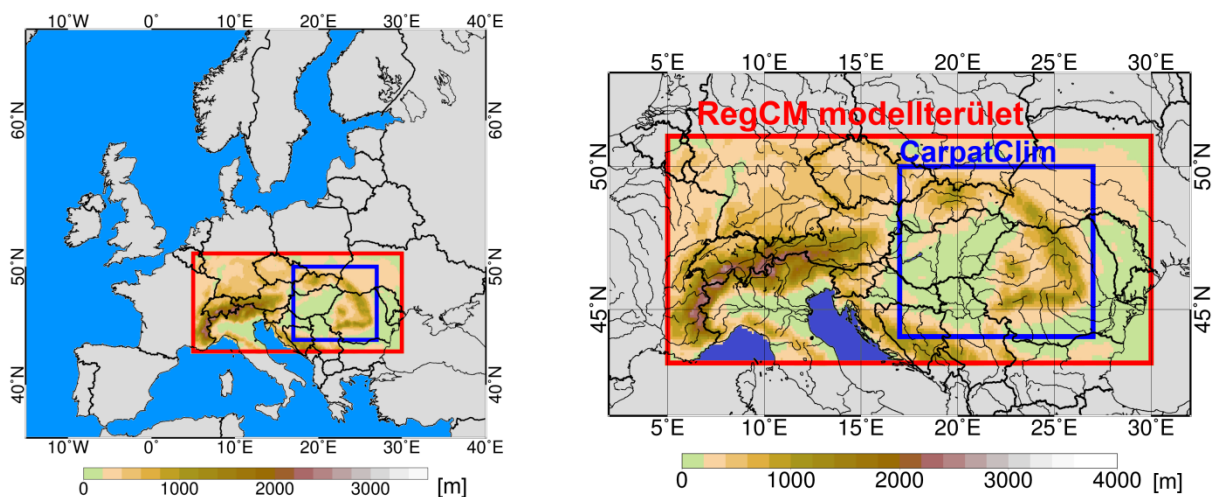
Mint ahogyan minden korlátos tartományú modell, így a WRF modellszimulációk is kezdeti- és peremfeltételeket igényelnek, melyeket globális időjárás előrejelző modell adatai alapján adhatunk meg (illetve a későbbiekben a 4.3. fejezetben majd láthatjuk, hogy az általam elvégzett kutatásban milyen módszerrel készítettem a szükséges kezdeti fájlokat). Referencia szimulációim során az IFS<sup>48</sup> modell 0,125° horizontális felbontású adatait használtam fel erre a célra. A letöltött fájlok négy rétegre (0–7 cm; 7–28 cm; 28–100 cm; 100–255 cm) tartalmazták a talajnedvesség és talajhőmérséklet adatokat, továbbá a szimulációkhoz szükséges légköri kezdeti feltételeket, mint például a 2-m-es hőmérsékletet, a felszíni nyomást, a horizontális szélkomponenseket, a relatív nedvességet és a geopotenciált. Az adatok hat óránként álltak rendelkezésemre a kiválasztott nyári anticiklonális időszakra: 2015. július 2–9. (nyári tesztidőszak), és a téli anticiklonális időszakra: 2015. február 14–21.

### 3.2.3. RegCM modell és hibakorrekció

A dinamikus leskalázás folyamata során a bemenő meteorológiai adatainkat az ELTE Meteorológiai Tanszéken futó RegCM ([Elguindi et al., 2011](#); [Giorgi et al., 2012](#)) korlátos tartományú regionális klímamodell biztosította. A RegCM modellre három ok miatt esett a választásom: (i) az említett modell számos az ELTE Meteorológiai Tanszéken folyó kutatás

<sup>48</sup> Integrated Forecasting System — Integrált Előrejelző Rendszer

alapját szolgáltatta ([Torma et al., 2008](#); [Bartholy et al., 2009](#)), melyek során Kárpát-medencére vonatkozó vizsgálatok készültek. Továbbá (ii) a Meteorológiai Tanszéken jelenleg is folynak olyan éghajlatmodellezési kutatások, melyeknek során 10 km horizontális felbontású szimulációk készülnek az évszázad végéig, többféle scenáriót felhasználva ([Pieczka et al., 2017](#); [Pieczka et al., 2018](#)), s ezek megfelelő bemenő adatot biztosítanak a jelenlegi kutatáshoz. Végül (iii) ily módon rendelkezésre áll a WRF futtatásához szükséges változók többsége, mely például a CORDEX<sup>49</sup> ([Giorgi et al., 2006](#)) adatbázisra nem igaz. A RegCM modell egy hidrosztatikus közelítéssel működő, összenyomható légköri egyenleteken alapuló, eredetileg az NCAR kutatóintézetben kifejlesztett ([Dickinson et al., 1989](#); [Giorgi & Bates, 1989](#)), de a 2000-es évek óta az ICTP ESP<sup>50</sup> szekciója által fejlesztett ([Giorgi & Anyah, 2012](#)) numerikus klímamodell. A rendelkezésre álló szimulációk területe lefedi az egész Kárpát-medencét, illetve az Alpok egy részét 10 km horizontális felbontással (11. ábra). A kiszámolt meteorológiai adatok minden 6 órában érhetőek el két időszakra vonatkozóan: a múltbeli időszakra 1969–2005 között (továbbiakban: HIST) és a jövőbeli időszakra 2006–2099 között. A jövőre vonatkozó szimulációk az RCP4.5 és az RCP8.5 sugárzási kényszer scenáriókat ([van Vuuren et al., 2011](#)) követik, és részletes leírásukat Pieczka et al. (2017) tárgyalja. Mind a múltbeli, mind a jövőbeli szimulációk kezdeti- és peremfeltételeit a HadGEM2<sup>51</sup> ([Collins et al., 2011](#)) globális klímamodell biztosította.



**11. ábra: RegCM modellterület (piros folytonos vonallal jelölve) és a CarpatClim adatbázis területe (kék folytonos vonallal jelölve) a magassági viszonyok feltüntetésével.**

<sup>49</sup> Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment — Koordinált Regionális Klíma-Leskálázó Kísérlet

<sup>50</sup> International Centre for Theoretical Physics, Earth Systems Physics — Elméleti Fizika Nemzetközi Központja, Földrendszerek Fizikája

<sup>51</sup> Hadley Centre Global Environment Model version 2 — Hadley Központ Globális Környezeti Modell 2.verzió

A RegCM modelleredmények hibakorrekcióját is elvégeztem a CarpatClim adatbázis segítségével ([Szalai et al., 2013](#)). Az adatbázis egy szabályos rácsra rendezett, megfigyelési adatokból (643 megfigyelési állomás 500 000 km<sup>2</sup>-en) összeállított adatsor, mely az 1961–2010 időszakot fedi le a Kárpát-medence területén (11. ábra). Horizontális felbontása 0,1°, és napi bontásban tartalmaz adatokat, többek között napi átlag-, maximum- és minimum-hőmérsékletet, felhőborítottságot és relatív nedvességet. A hibakorrekciót végrehajtottam az említett állapotatózókra, kivéve a relatív nedvességet.

A regionális klímaszimulációk szisztematikus hibáinak csökkentésére a percentilis alapú hibakorrekciót választottam, mely az egyik leggyakoribb módszer a hibák korrigálásra (pl. [Kis et al., 2017](#)). A módszer során a szimulációk empirikus eloszlásfüggvényét ( $F_s$ ) illeszttem a megfigyelés empirikus eloszlásfüggvényéhez ( $F_r$ ). A hibák térbeli és időbeli változékonysága miatt az illesztés során a korrekciós faktorokat ( $f_c$ ) minden egyes rácspontra ( $j = 1, \dots, n$ ), hónapra ( $m = 1, \dots, 12$ ) és adott percentilisére ( $p = 1, \dots, 100$ ) kiszámoltam:

$${}^{m,j}f_c(p) = {}^{m,j}F_{r,hist}^{-1}(p) - {}^{m,j}F_{s,hist}^{-1}(p) = {}^{m,j}x_{r,hist} - {}^{m,j}x_{s,hist}. \quad (3.1)$$

A faktorok felhasználásával elvégeztem a szimulációs adatsorok korrekcióját (korrigálatlan értékek a szimulációs adatsorban:  $t_{s,h}$ ; korrigált értékek a szimulációs adatsorban:  $T_{s,h}$ ; ahol mindkét esetben  $h$  jelöli a korrigálandó adatsort), hőmérsékletek esetén additív módon,

$${}^{m,j}T_{s,h} = {}^{m,j}t_{s,h} + {}^{m,j}f_c \quad (3.2)$$

míg felborítottság esetén multiplikatív módon

$${}^{m,j}T_{s,h} = {}^{m,j}t_{s,h} \cdot {}^{m,j}f_c. \quad (3.3)$$

Múltbeli szimulált adatsor esetén a korrekciót követően az empirikus eloszlás függvény meg fog egyezni a megfigyelés eloszlás függvényével. Jövőbeli megfigyelések hiányában a jövőben a korrekciós faktorok állandóságát feltételeztem ([Buser et al., 2009](#); [Kerkhoff et al., 2014](#)), és korrigáltam az adatsorokat (átlag hőmérséklet, maximum hőmérséklet, minimum hőmérséklet, felhőborítottság) a teljes, rendelkezésre álló jövőbeli időszakra: 2006–2099. Referencia időszakként az 1971–2000 időszakot tekintettem, míg a jövőbeli adatsorokban két időszakot különítettem el: a közeljövőt (2016–2045) és a távoli jövőt (2061–2090).

**3. táblázat: Évszakos átlagos eltérés [°C] a 2 m-es hőmérsékletben a korrigálatlan és korrigált mezők között a kiválasztott időszakokban.**

<b>Korrigálatlan-Korrigált</b>	<b>Tavaszi</b>	<b>Nyári</b>	<b>Őszi</b>	<b>Téli</b>
<b>HIST (1971–2000)</b>	-0,3	2,6	-0,5	-0,4
<b>RCP4.5 (2016–2045)</b>	-0,3	3,0	-0,5	-0,4
<b>RCP4.5 (2061–2090)</b>	-0,3	3,2	-0,4	-0,4
<b>RCP8.5 (2016–2045)</b>	-0,4	3,0	-0,5	-0,4
<b>RCP8.5 (2061–2090)</b>	-0,3	3,4	-0,4	-0,4

A korrekció hatására a legnagyobb módosulások a nyári évszakban tapasztalhatók (3. táblázat), amikor a korrigálásnak minden időszak esetén 2,5 °C-ot meghaladó felülbecslést kellett kompenzálnia. A pesszimistább scenárió esetén a távoli jövőben az átlagos korrekció nyáron meghaladta a 3,5 °C-ot, ami az alföldi és dél-alföldi területek nagymértékű (4–4,5 °C) szimulációs felülbecslésével magyarázható. Az északi, kistápai és hegyvidéki területeken mérsékeltebb volt a korrekció átlagos mértéke (2–2,5 °C). Mind a téli, mind az átmeneti évszakokban a nyers szimuláció valamelyest alulbecsülte a hőmérsékletet, amely nem haladta meg a 0,5 °C-ot. Az átmeneti évszakokban a távoli jövő esetén csökkenő különbségeket láthatunk (3. táblázat). A korrigált adatsorok később a dinamikus leskálázáshoz szükséges módszerek kiválasztásánál és tesztelésénél kerülnek alkalmazásra (4. fejezet).

#### **3.2.4. In-situ mérések**

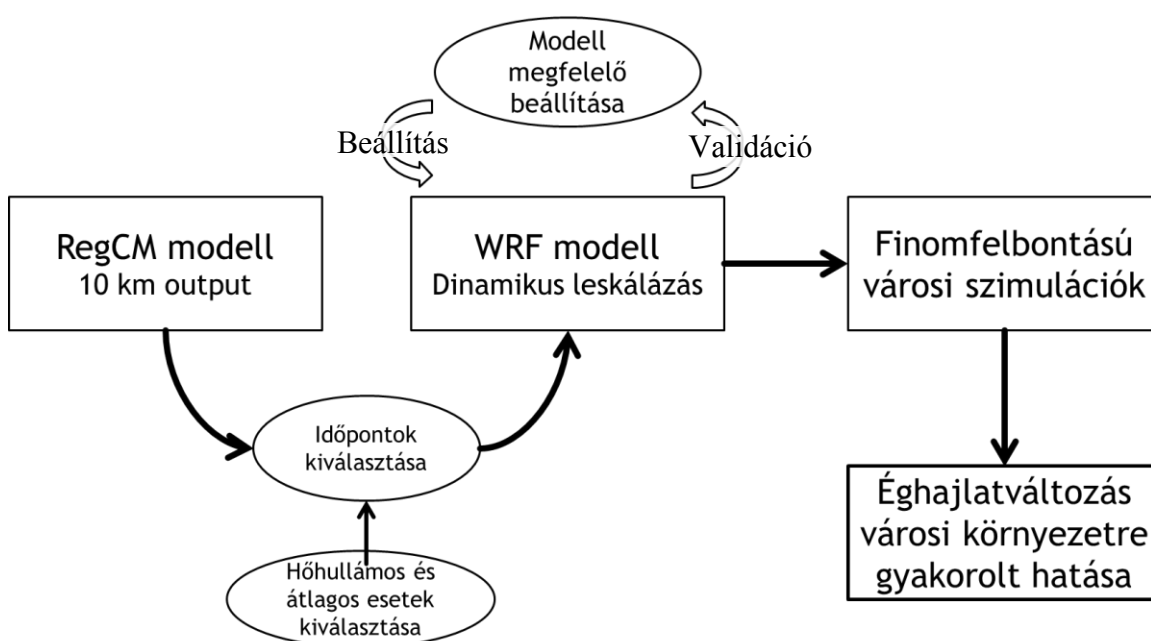
A modellszimulációk hibáinak feltérképezéséhez, a modellparaméterek pontosításához és az eredmények validálásához felszíni, Budapest területén található állomási méréseket alkalmaztam, melyeket az Országos Meteorológiai Szolgálat bocsátott rendelkezésemre. Budapest területén hét automata meteorológiai állomás adatait (2-m-es hőmérséklet) dolgoztam fel a két kiválasztott teszt időszakra (lásd 3.2.2. fejezet), melyek a következők: Budapest II. kerület, Budapest-Pestszentlőrinc, Budapest-Újpest, Budapest-Ferihegy (Liszt Ferenc Nemzetközi Repülőtér), Budapest-Lágymányos, Budapest János-hegy, Budapest-Állatkert (4. táblázat). Ezen felül egy Budapesthez közeli állomás (Kakucs) adatait is felhasználtam az elemzések során.

**4. táblázat: Budapesten és környékén található meteorológiai állomások koordinátái, illetve a különböző felszínhasználati adatbázisokban a reprezentáló rácspont kategória típusa.**

Állomás	Koordináta	Felszíni kategória OSM (1 km)	Felszíni kategória OSM (370 m)	Felszíni kategória MODIS (1 km)	Felszíni kategória USGS (1 km)
Budapest II. kerület	É.sz. 47,511°; K.h. 19,028°	Zöldövezet	Sűrűn beépített	Városi terület	Víz
Budapest-Pestszent-lőrinc	É.sz. 47,429°; K.h. 19,182°	Zöldövezet	Zöldövezet	Városi terület	Városi terület
Budapest-Újpest	É.sz. 47,573°; K.h. 19,077°	Ipari terület	Lombhullató erdő	Városi terület	Városi terület
Budapest-Ferihegy	É.sz. 47,436°; K.h. 19,250°	Repülőtér	Repülőtér	Városi terület	Mezőgazdasági terület
Budapest-Lágymányos	É.sz. 47,475°; K.h. 19,062°	Füves terület	Füves terület	Városi terület	Víz
Budapest János-hegy	É.sz. 47,518°; K.h. 18,959°	Lombhullató erdő	Lombhullató erdő	Lombhullató erdő	Lombhullató erdő
Budapest-Állatkert	É.sz. 47,519°; K.h. 19,078°	Sűrűn beépített	Sűrűn beépített	Városi terület	Városi terület
Kakucs (külterület)	É.sz. 47,244°; K.h. 19,367°	Mezőgazdasági terület	Mezőgazdasági terület	Városi terület	Mezőgazdasági terület

## 4. Numerikus szimulációk és a dinamikus leskálázás módszere

A felhasznált adatok és modellek ismertetése után jelen fejezetben mutatom be az alkalmazott módszereket, illetve bemutatom a dinamikus leskálázás lépéseit. A 12. ábra összegzi a kutatás főbb lépéseit, mely során a bemutatott RegCM modell adatait használok fel további szimulációk elkészítéséhez, és ebből becslhetővé válik az éghajlatváltozás városi környezetre gyakorolt hatása. A finomfelbontású, jövőre vonatkozó városi szimulációk elkészítését megelőzően elvégzem a WRF modell beállítását és validációját, illetve a RegCM adatsorokon hőhullámos, valamint átlagos napokat azonosítottam. A módszerrel készült szimulációk eredményeit az 5. és 6. fejezetben ismertetem részletesen.



12. ábra: A kutatás főbb lépéseinek folyamatábrája.

### 4.1. WRF modell

A WRF modell egy korlátos tartományú időjárás-előrejelző és légköri modell, kutatási és előrejelzési feladatokra egyaránt használják a mezoskálájú folyamatok előrejelzése és megértése céljából. A WRF modell egy olyan együttműködés részeként jött létre, melyben számos egyetem és kutatóintézet vett részt, többek között az NCAR, az NCEP<sup>52</sup>, a NOAA<sup>53</sup> és az NRL<sup>54</sup>. A WRF a mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus előrejelző modellek leggyorsabban fejlődő és legelterjedtebb tagja, hiszen forráskódja szabadon letölthető a világhálóról, illetve hatékonyan futtatható a párhuzamosításra képes

<sup>52</sup> National Centers for Environmental Prediction — Nemzeti Környezeti Előrejelzési Központ (USA)

<sup>53</sup> National Oceanic and Atmospheric Administration - Nemzeti Óceáni és Légköri Hivatal (USA)

<sup>54</sup> Naval Research Laboratory — Haditengerészeti Kutatási Laboratórium (USA)



szuperszámítógépeken és akár asztali számítógépeken is. Alapvetően két dinamikai alrendszer van, (i) az elsősorban kutatási célokra fejlesztett ARW<sup>55</sup>, mellyel idealizált és valós eseteket, hurrikánokat és regionális folyamatokat is vizsgálhatunk, továbbá (ii) az elsődlegesen operatív célokat szolgáló NMM<sup>56</sup>, mely kevesebb opcióval bír, mint az ARW. Korlátos tartományú, mezoskálájú modell lévén az 1000 km-es horizontális rácsfelbontástól akár az 1 km-nél kisebb skálán is képes a légköri folyamatok vizsgálatára, viszont ilyen finom felbontás esetén már ún. beágyazásra van szükség (13. ábra). Ekkor a modellterületen belül kijelölünk további kisebb részterületeket, így növelve a felbontást (4.3. fejezet). A beágyazásos technikának két módja van; az egyirányú és a kétirányú visszacsatolási mechanizmusok használata. Előbbi esetben a beágyazott modellterület folyamatai nem hatnak vissza a külsőre. Értelemszerűen a kétirányú lehetőségnél a számítások időtartama is jelentősen megnő.

A modell a fő alapegyenletek integrálását végzi, a számítások egy része további kapcsolók közbeiktatásával módosítható (pl. időbeli integrálás típusa). A hidrotermodinamikai egyenletrendszer megoldása mellett parametrizációkat alkalmaz, pl. a sugárzás-átvitel, a felhőképződés, a talaj-felszín kölcsönhatások és a kémiai folyamatok leírásához. Számos ilyen séma és azok opciói állnak rendelkezésünkre (részletesen: 4.1.1. fejezet).

A WRF a dinamikai egyenletek leírására Euler-szemléletet alkalmaz, és a légkört összenyomhatónak tekinti, továbbá a skalár változókat megmaradó (konzervatív) mennyiségeknek feltételezi. Az egyenletrendszer prognosztikai változói: horizontális (Descartes-i koordinátarendszerben) és vertikális szélkomponensek, perturbált potenciális hőmérséklet, perturbált geopotenciális magasság és a perturbált felszíni nyomás száraz levegőre vonatkozóan. Az alkalmazott fizikai sémáktól és csatolt modellektől függően prognosztikai változó lehet továbbá a turbulens kinetikus energia (TKE), a vízgőz, az eső/hó, illetve a felhő víz/jég keverési aránya, valamint a légkörben megtalálható légköri szennyezők és nyomgázok koncentrációja.

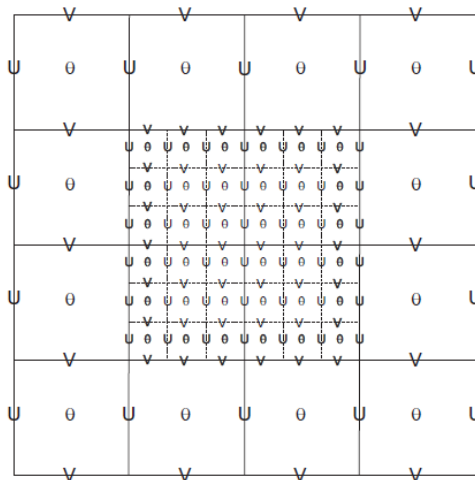
A modellben egy felszínkövető, a nyomás hidrosztatikus összetevője alapján számított vertikális koordinátázást alkalmaznak, az  $\eta$ -rendszert ([Laprise, 1992](#)). Az egyes szintek követik a domborzatot, de a magasság növekedésével egyre jobban kisimulnak: mindaddig, míg eléri a legfelső modellszintet, ahol a nyomás már állandó. A modell a parciális differenciál-egyenletek megoldását ún. Arakawa-C rácson ([Skamarock et al., 2008](#)) végzi

---

<sup>55</sup> Advanced Research WRF — Fejlett kutatási WRF modell

<sup>56</sup> Nonhydrostatic Mesoscale Model — Nem-hidrosztatikus Mezoskálájú Modell

(13. ábra), ahol a fizikai mennyiségek (tömeg/termodinamikai mennyiségek, kémiai elemek) kezelése szabályos rácson, a rácsközéppontokban történik. A rácscellák oldalán, illetve arra merőleges irányban felvett  $u$  és  $v$  horizontális szélkomponensek számításánál egy további függőleges szint felvétele szükséges ahhoz, hogy a differenciálegyenlet megoldható legyen. A diszkretizáció során a horizontális szélkomponensek tehát vertikálisan fél-szinteken, horizontálisan pedig a rácscellák oldalán, míg a skalár mennyiségek a középpontokban vannak értelmezve. A geopotenciális magasság esetén is szükséges további egy vertikális szint felvétele a differenciálegyenlet megoldhatósága érdekében.



**13. ábra: Arakawa-C rács vázlata külső és egyszerűen 3:1 arányban beágyazott modell konfigurációra. A külső modellterület rácscelláinak határai folytonos, míg a beágyazott terület rácscelláinak határai szaggatott vonallal jelennek meg. A horizontális szélkomponensek ( $u, v$ ) a rácscellák határain arra merőleges irányban definiált vektormennyiségek. A skalár mennyiségek (pl.:  $\theta$ ) a rácsközéppontban kerülnek számításra (Skamarock et al., 2008).**

A modell az időbeli differenciálásra a másod- és harmadrendű Runge-Kutta módszert alkalmazza, mely a lassú és alacsony frekvenciájú meteorológiai folyamatok leírását célozza. Továbbá a felhasználó ún. adaptív időlépcsőt is alkalmazhat az előre fixált, felbontásfüggő időlépcsők helyett. A módszer során a modell a szélkomponensek ( $u, v, w$ ) alapján, a harmadrendű Runge-Kutta módszerrel meghatározott időlépcsőt számolja ki, mely általában nagyobb, mint a hagyományos módszerrel számolt. A módszer alkalmazásával jelentősen csökkenthető az integrálás időtartama és növelhető a modell hatékonysága. A séma a maximális Courant-szám célértékével ( $Cr_{cél}$ ) számol, amely tipikusan  $1,1 \leq Cr_{cél} \leq 1,2$  közötti értéket vesz fel. Adott időpillanatban a modellterületen megtalálható maximális ( $Cr_{terület}$ ) Courant-szám minden egyes

szélkomponens esetén számolásra kerül, és ha az kisebb, mint a  $Cr_{cél}$ , akkor növelhető az időlépcső hossza. Az új időlépcső ( $\Delta t_{jelenlegi}$ ) az előző időlépés ( $\Delta t_{előző}$ ) felhasználásával, az alábbi egyenlettel számolható:

$$\Delta t_{jelenlegi} = \min\left(1 + f_i, \frac{Cr_{cél}}{Cr_{terület}}\right) \cdot \Delta t_{előző}, \quad (3.4)$$

ahol  $f_i$  az átlagos növekedés értéke, megközelítőleg 5% (felhasználó által megadható). Ha  $Cr_{terület} > Cr_{cél}$ , akkor az időlépcsőt csökkenteni kell azért, hogy a modell stabilitása ne sérüljön:

$$\Delta t_{jelenlegi} = \max\left(1 - f_d, \frac{Cr_{cél} - 0,5(Cr_{terület} - Cr_{cél})}{Cr_{terület}}\right) \cdot \Delta t_{előző}, \quad (3.5)$$

ahol az  $f_d$  átlagos csökkenés értéke 25%-kal közelíthető (szintén felhasználó által megadható).

A modell számára szükséges kezdeti feltételek megadása valós esetekben 3-dimenzióban történik, azonban idealizált esetben 1-, 2- illetve 3-dimenziós kezdeti feltételek adhatóak meg. Korlátos tartományú modell lévén határfeltételek meghatározása is szükséges, mely a kezdeti feltételek felhasználásával történik a horizontális szélkomponensekre, a potenciális hőmérsékletre, a keverési arányra, a perturbált geopotenciális magasságra és a száraz levegőre vonatkoztatott perturbált felszíni nyomásra vonatkozóan. A határfeltételek létrehozásánál a modell kiszámol egy aktuális és egy következő határfeltételig érvényes tendencia tagot a szabályos rács minden oldalára vonatkozóan.

Az oldalsó határfeltételeken kívül az alsó és felső felületekre is kell határfeltételeket alkalmazni. A modell felső határfeltételeként ún. „szivacsréteget” feltételezünk, mely a domborzatból eredő gravitációs hullámokat elnyeli – nem engedi, hogy a modellfelületről visszaverődjenek a modellezett térbe. Az alsó határon pedig azt feltételezzük, hogy a horizontális szélkomponensek gradiense nulla.

#### 4.1.1. Parametrizációk

A modellben megtalálható ARW alrendszer az összenyomható közegekre és a nem-hidrosztatikus közelítésre vonatkozó euleri egyenletek integrálását végzi az ún. dinamikus megoldón („Dynamics Solvers”) keresztül a kezdeti feltételekből kiindulva. Ezt követően elkülönítve kerülnek számolásra a fizikai modulokban megtalálható parametrizált

folyamatok egyenletei. A modellben megtalálható parametrizációk a rácsfelbontás alatti folyamatok számszerűsítéséért felelősek, mely során ezen folyamatok összesített hatása hat a skála-szintű változókra. A parametrizációk során többnyire összetett és/vagy nem ismert folyamatok – egyszerűsített, paraméterekkel közelíthető – becslése történik. A parametrizált folyamatok közé tartoznak a következők: felhő-mikrofizika, felhőképződés, sugárzásátvitel, felszín-légkör kölcsönhatások és határréteg folyamatok. A fizikai modul számításának részeként első lépésben a használt tömbök feltöltésre kerülnek, fizikai tartalmú, kezdeti adatokkal, majd következik a módosítási rész, ahol az állapotváltozók változására vonatkozó tendenciák kerülnek újraszámolásra az euléri egyenletekben. A következőkben az alkalmazott parametrizációs sémák áttekintése következik.

### *Sugárzás-átvitel*

A sugárzási séma választása esetén lehetőség van külön a rövidhullámú (RH) és hosszuhullámú (HH) sugárzási folyamatokra vonatkozó parametrizációk kiválasztására. A RH sugárzás esetén az eredetileg az MM5 modellben megtalálható Dudhia sémát alkalmaztam ([Dudhia, 1989](#)), amely a lefelé irányuló sugárzás integrálását végzi figyelembe véve a derült égbolt szórását, a vízgőz abszorpcióját, a felhők albedóját és elnyelését, a felhők tulajdonságaihoz előre definiált táblázatot alkalmazva. A HH sugárzási folyamatok számszerűsítésére az RRTM<sup>57</sup> ([Mlawer et al., 1997](#)) sémát alkalmaztam. A parametrizáció egy spektrális-sáv séma, amely a k-korrelációs sémát használja az abszorpciós spektrum (16 sávval történő) leírására. A sémában a HH sugárzás magában foglalja az infravörös sugárzást, amelyet a légkörben és felszínen megtalálható részecskék elnyelnek és visszasugároznak. A beérkező RH sugárzás a napsugárzás spektrumával számol, és figyelembe veszi a légköri abszorpciót, visszaverődést és szóródást. A légkör felé irányuló RH sugárzás albedó függő, míg a HH sugárzást a felszín emisszivitása (felszín borítása) befolyásolja. A sugárzás továbbá függ a kialakuló felhőzet mennyiségétől és optikai vastagságától, a légkör vízgőz-, CO<sub>2</sub>- és O<sub>3</sub>-koncentrációjától. A bemutatott sémák 1-dimenziós sémák, amelyek egymástól független oszloponként számszerűsítik a folyamatokat és a fluxusokat a modellterben.

---

<sup>57</sup> Rapid Radiative Transfer Model — Gyors sugárzás-átviteli modell

### *Felhőképződés*

A mélykonvekciós séma felelős az alkalmazott térbeli skála alatti, nem megoldható rendezett fel- és leáramlások, illetve felhőn kívüli kompenzáló áramlások számszerűsítéséért, illetve a rácson belüli felhőképződés kialakulásáért. A séma oszloponként számol és figyelembe veszi, hogy adott oszlopban a hőmérséklet- és nedvességprofil alapján adottak-e a feltételek felhő kialakulásához. A rácscellánként kialakuló felhők cirkulációját egy fel- és egy leáramlás irányítja, továbbá a felhő és környezete között nincs légkeveredés, kivéve az áramlás alján és tetején. A séma alkalmazása durvább (> 10 km) rácsfelbontás esetén javasolt. Az 5 km alatti felbontás esetén alkalmazása kerülendő, ebben az esetben a modelldinamika írja le a konvektív áramlásokat.

A dolgozatban alkalmazott séma egy tömegfluxuson alapuló ún. cumulus ensemble séma ([Grell, 1993](#); [Grell & Dévényi, 2002](#)), amelyben az együttes átlag kerül meghatározásra. Más, a WRF-ben megtalálható cumulus parametrizációkkal ellentétben itt a leáramlás hatása szétterjedhet a szomszédos rácscellákra is, ami megfelelően hatékonyá teszi 10 km alatti felbontás esetén is.

### *Határréteg és felszínközeli réteg*

A planetáris határréteg (PHR) séma felel a turbulens áramlás keltette, finom skálájú áramok számításáért, illetve biztosítja a felszín és a légkör közötti kapcsolatot, nem csak a határrétegben, hanem az egész légköri oszlopban. A számítások elvégzéséhez a felszíni áramokat a felszíni és felszínközeli sémák biztosítják. A beérkező RH sugárzás hatására a felszín felmelegszik, és a kialakuló feláramlás hatására turbulens örvények alakulnak ki, melyek kialakítják a jól átkevert PHR-t és a stabil réteget. A séma feladata a légköri tendencia tagok számítása az adott légoszlopban a hőmérsékletre, a nedvességre és a horizontális momentumra vonatkozóan. A WRF-ben több séma is a felhasználó rendelkezésére áll, munkámban a Mellor–Yamada–Janjić (MYJ) sémát alkalmaztam ([Janjić, 1990, 1994](#)).

A séma az egyenletrendszer megoldására egy 2,5-szintű (másfeles rendű) lezárást használ az összes légköri turbulens rendszerre vonatkozóan. Vertikális szintek közötti tulajdonságcsere csak a szomszédos szintek között lehetséges. A lezáráshoz a séma a turbulens kinetikus energiát (TKE) jelzi előre, mely az örvények turbulens áramlásában szállított átlagos, egységnyi tömegre vonatkozó energiát adja. A séma a PHR tetejének

meghatározásához szintén a TKE-t használja fel, oly módon, hogy a felszíni maximális értékhez képest megvizsgálja, hogy mikor csökken egy adott minimális érték alá.

A felszínközeli séma felelős a súrlódási sebesség és a felszínközeli kicserélődési együtthatók számításáért, továbbá a felszíni modell és a határréteg modell közötti hő- és nedvességáramok számszerűsítésért. Futtatásaimban a Janjić ([1994](#), [1996](#), [2002](#)) által továbbfejlesztett Monin-Obukhov ([1954](#)) hasonlósági sémát alkalmaztam, amiben a súrlódási sebesség és kicserélődési együtthatók értékének segítségével kiszámíthatók a felszín és légkör közötti hő- és nedvességfluxusok, továbbá egy termikus érdességi paramétert is magában foglal.

### *Mikrofizika*

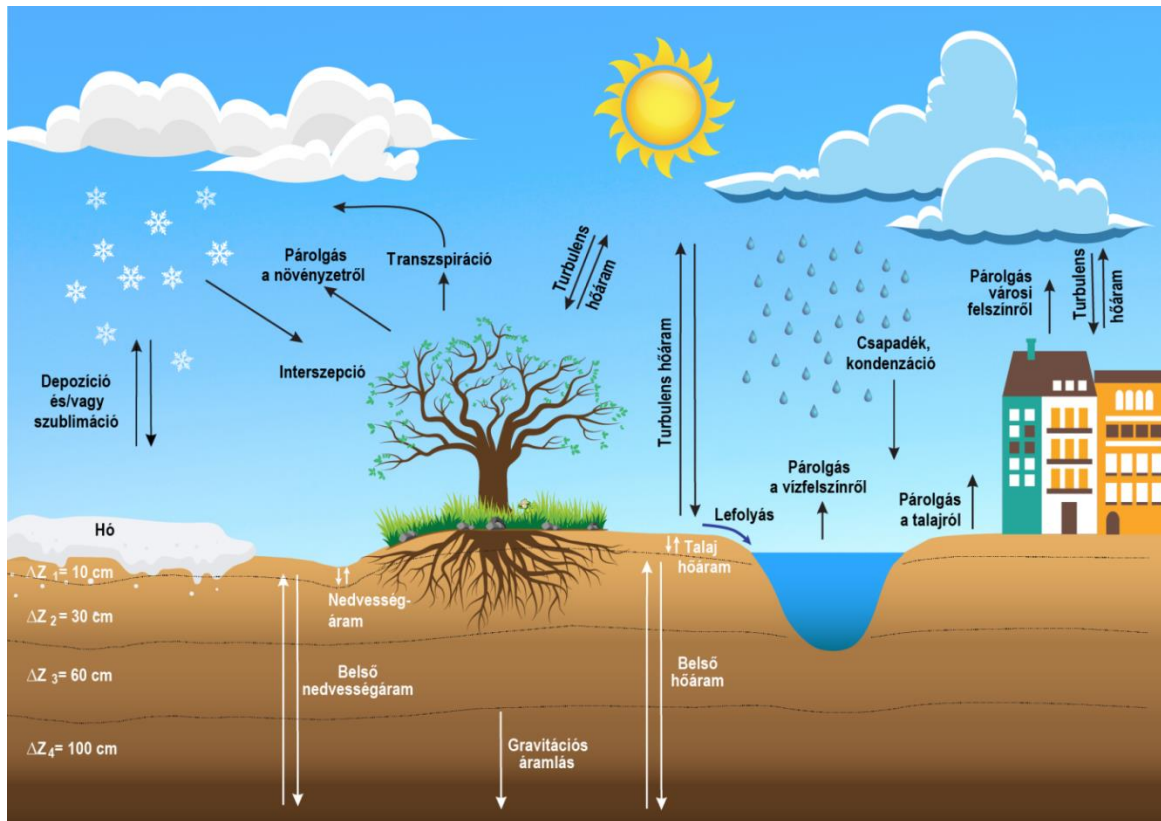
A mikrofizikai séma felelős a felhő-kialakulás során felszabaduló látens hő számszerűsítéséért és a felhőösszetevők meghatározásáért. A parametrizációs számítások az időlépcső végén történnek, és mint egyfajta „kiigazítás” működik, azaz figyelembe veszi a végső telítési egyensúlyt, ami alapján szükség szerint módosítja a hőmérsékletet és a nedvességtartalmat. A cumulus sémához hasonlóan oszloponként kerül meghívásra és abban az esetben számol, ha a levegő telítetté válik. Kiválasztott sémától függően változik a kezelt hidrometeorok száma. Egy-momentumos sémák esetén prognosztikus változóként csak a hidrometeorok keverési aránya jelenik meg, két-momentumos esetben ez kiegészül a hidrometeorok számkoncentrációjával. A dolgozatban a hét hidrometeorot megkülönböztető, egy-momentumos Thompson sémát alkalmaztam ([Thompson et al., 2008](#)). A séma a következő hidrometeorok közti kölcsönhatással számol: vízgőz, felhővíz, hó, hódara (graupel), eső és a felhőjég két változata. A séma alkalmaz kevert fázisú folyamatokat és figyelembe veszi a felhőben lévő víz és jég közötti folyamatokat.

#### **4.1.1.1. Felszíni modell**

A mezoskálájú modellek egyik legfontosabb alegysége a felszíni folyamatokért felelős felszíni modell, amely a felszínen, illetve a talajban zajló folyamatokat (14. ábra) számszerűsíti. A folyamatok leírására a WRF modellben a Noah felszíni modell ([Chen & Dudhia, 2001](#)) alkalmazható, melynek eredményei a határréteg és felszínközeli réteg parametrizációjának bemenő értékei. A modell kezeli a talajban zajló hidro- és termodinamikai folyamatokat. A Noah-modell a potenciális evapotranszpirációt Mahrt és Ek ([1984](#)) alapján határozza meg, rendelkezik egy többszintes talajmodellel ([Mahrt & Pan, 1984](#)), egy növénymodellel és egy egyrétegű hó modellel ([Chen & Dudhia, 2001](#)). A

felszíni folyamatok működéséért előre meghatározott, felszíntípusokhoz tartozó paraméterek (pl.: albedó, gyökérszóna mélysége, érdesség vagy növényvel fedett terület aránya, stb) felelnek.

A következőkben részletesen áttekintem a városi hősziget becsléshez elengedhetetlen felszíni meteorológiai állapotváltozók – kiemelve a felszíni és 2-m-es hőmérséklet – számításának főbb lépéseit és modellegyenleteit. Célom a felszíni hőmérséklet meghatározásakor domináló folyamatokat és egyenleteket bemutatni, amelyek a felszíni energiaegyensúlyi egyenletből kiindulva becslik a talajban zajló és a talaj szint, illetve alsó légköri rétegben zajló releváns folyamatokat. A következő egyenletek alapján látható, hogy a felszíni hőmérséklet többek között függ a talaj hőmérsékletétől, nedvességtartalmától, a felszíni réteg vastagságától, a beérkező RH sugárzástól, a turbulens kicserélődési együtthatót és a párolgást figyelembe vevő tagoktól.



**14. ábra: Noah felszíni modell által figyelembe vett folyamatok sematikus ábrája.**

A modellben az adott rácspontra vonatkozó párolgás ( $E$  [ $\text{W m}^{-2}$ ]) a felszínről történő közvetlen párolgás ( $E_{dir}$  [ $\text{W m}^{-2}$ ]), a növényeken tárolt víz párolgása ( $E_c$  [ $\text{W m}^{-2}$ ]) és a növények párologtatásának ( $E_t$  [ $\text{W m}^{-2}$ ]) összegeként írható fel:  $E = E_{dir} + E_c + E_t$ . Az  $E_{dir}$  függ

a potenciális párolgás mértékétől ( $E_p$ ), a vizsgált rácspont zöldnövényvel való borítottságtól ( $\sigma_f$ ) és további, a talajtextúrától függő talajparaméterektől ( $\beta$ ):

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f)\beta E_p. \quad (3.6)$$

A növények által tárolt víz párolgásának mennyisége szintén függ az  $E_p$ , illetve a feltartóztatott ( $W_c$ ) és maximálisan feltartóztatható víz ( $S$ ) mennyiségétől:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S}\right)^n, \quad n=0,5. \quad (3.7)$$

A növények párologtatása ( $E_t$ ) függ a növényzet ellenállásától ( $B_c$ ) is:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S}\right)^n\right], \quad (3.8)$$

ami meghatározható többek között a nedvességre és hőre vonatkozó kicserélődési együttható ( $C_h$  [ $m\ s^{-1}$ ]), a növényzet sztóma ellenállása ( $R_c$ ), a telítési specifikus nedvesség görbéjének meredeksége ( $\Delta$ ) és egy a felszíni nyomástól, hőmérséklettől és kicserélődési együtthatótól függő tag ( $R_r$ ) felhasználásával:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}}. \quad (3.9)$$

A felszínhőmérséklet ( $T_s$  [K]) a modellben prognosztikus változóként kezelendő, amire a felszíni energiaegyensúly lezárása miatt van szükség, mely a következő alakban írható fel:

$$R_n = H + E - G, \quad (3.10)$$

ahol  $R_n$  [ $W\ m^{-2}$ ] a beérkező nettó sugárzás mennyisége,  $H$  [ $W\ m^{-2}$ ] a szenzibilis hőáram,  $E$  a párolgás okozta látens hőáram, míg  $G$  [ $W\ m^{-2}$ ] a talajhőáram. A tagok mindegyike függ a felszíni hőmérséklettől: például a szenzibilis hőáram a következő képlettel határozható meg:

$$H = \rho C_h U (T_s - T_a), \quad (3.11)$$

ahol  $U$  [ $m\ s^{-1}$ ] a horizontális szélesség,  $\rho$  [ $kg\ m^{-3}$ ] a levegő sűrűsége,  $C_h$  [ $m\ s^{-1}$ ] a hőre vonatkozó kicserélődési együttható az első modellszinten, míg  $T_a$  [K] a levegő hőmérséklete az első modellszinten. A 2-m-es hőmérséklet ( $T_2$  [K]) a modell diagnosztikus változója, amely az analóg képlet átrendezésével határozható meg a felszíntől vett 2 m magasságban:



$$H = \rho C_{h2} U_2 (T_s - T_2). \quad (3.12)$$

A turbulens kicserélődési együttható ( $C_h$ ) (amely hőre és nedvességre megegyezik) a Monin–Obukhov hasonlósági elmélet alapján a következő képlettel közelíthető ([Monin & Obukhov, 1954](#)):

$$C_h = \frac{\kappa^2}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[ \ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]}, \quad (3.13)$$

ahol  $\kappa$  (=0,4) Kármán konstans;  $z$  [m] az első modellszint magassága,  $z_0$  [m] momentumra vonatkozó érdességi úthossz,  $z_{0T}$  [m] a hőre vonatkozó érdességi úthossz,  $\psi_m$  és  $\psi_h$  a nedvességre és hőre vonatkozó stabilitási korrekciós függvények ([Brutsaert, 1982](#)).

A felszínhőmérséklet meghatározása a talaj négy szintjére vonatkozó egyenletrendszer megoldása után következik, melyből a számoláshoz az első szinten lévő hőmérséklet kerül felhasználásra ( $ST_1$ ). A felszíni hőmérséklet a modellben a következő képlettel becsülhető:

$$T_s = \frac{T_1 + (zz_1 - 1) ST_1}{zz_1}. \quad (3.14)$$

Ebben a  $T_1$  [K] hőmérsékleti tag az első légköri modellszint hőmérsékletével, a potenciális hőmérséklettel ( $\theta$  [K]) és a sugárzásból származó adaléktag összegével határozható meg:

$$T_1 = T_a + \left[ \frac{R_n^*}{RoHC} + \theta - T_a - E_{AT} \right]. \quad (3.15)$$

Itt az  $E_{AT}$  [K] érték megadja a tényleges párolgás mértékét hőmérsékletben kifejezve. A sugárzás okozta korrekció figyelembevételére a modell becsli a sugárzási egyenleget ( $R_n^*$  [W m<sup>-2</sup>):

$$R_n^* = R_s(1 - \alpha) + R_a - \varepsilon \sigma T_a^4, \quad (3.16)$$

ahol  $R_s$  [W m<sup>-2</sup>] globálsugárzás,  $\alpha$  az albedó,  $R_a$  [W m<sup>-2</sup>] a légköri visszasugárzás,  $\sigma$  a Stefan-Boltzman állandó ( $5,67 \cdot 10^{-8}$  W m<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>), és  $\varepsilon$  a felszín emisszivitása. A sűrűség, a kicserélődési együttható és a fajhő ( $c_p$  [J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]) segítségével meghatározható a sugárzási kényszerből származó hőmérséklet ( $RoHC$ ):

$$RoHC = \rho C_h c_p. \quad (3.17)$$

A felszínhőmérséklet számítása során a talaj felső szintjének hőmérsékletét ( $ST_1$ ) egy dimenzió nélküli  $zz_1$  értékkel súlyozza, amely függ  $DF$ -től [m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>], ami a növényzet által csökkentett talaj-hővezetés ( $DF_s$ ). A talaj-hővezetés függ a talajtextúrától, a talaj

nedvességtartalmától és a kvarctartalomtól (Peters-Lidard et al., 1998). A növények általi hővezetésre gyakorolt hatást a vizsgált rács növényzettel borított arányával ( $GVF$  [-]) és egy elődefiniált  $SBETA$  [-] paraméterrel (növényzet talajhőáramra gyakorolt hatása) adjuk meg:

$$DF = DF_s \exp(SBETA \cdot GVF). \quad (3.18)$$

A dimenzió nélküli  $zz_1$  paraméter továbbá függ  $RR$ -től, mely szintén egy dimenziótlan mennyiség és a következő képlettel becsülhető:

$$RR = 4 \varepsilon \sigma \frac{R_d}{c_p} \frac{T_a^4}{PSFC C_h} + 1, \quad (3.19)$$

ahol  $R_d$  ( $287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) a száraz levegőre vonatkozó gázállandó, míg  $PSFC$  [Pa] a felszíni nyomás. A növényzet hatásán kívül a talaj tulajdonságai is befolyásolják a felszíni hőmérsékletet a következő képleten keresztül:

$$zz_1 = \frac{DF}{0,5 ZSOIL_1 C_h RR}, \quad (3.20)$$

ahol  $ZSOIL_1$  [m] a felső talajszint vastagsága.

Azokban a cellákban, melyekben az uralkodó felszínkategória megegyezik bármely, a 3.1.1. fejezetben bemutatott városi kategóriával, a cella városi pontnak kezelendő. Városi paramterizáció használata nélkül a  $T_s$  és  $T_2$ , az ebben a fejezetben bemutatott módon kerül számításra, város specifikus paraméterek alkalmazása mellett, pl: albedó, érdesség, emisszivitás. A fejezetben bemutatott folyamatok alapján látható, hogy a felszíni- és a léghőmérsékletre hat többek között az uralkodó felszínhasználat és a talajtextúra típusa, illetve ezeken keresztül a talaj nedvességtartalma, a növényzet ellenállása, a felszíni albedó vagy akár az emisszivitás. A megadandó paraméterek közül van olyan, ami (i) az integrálás során állandónak tekinthető ( $SBETA$ ), van, (ii) ami hely- és ezáltal kategóriafüggetlen (talajparaméterek, sztómaellenállás) és végül van, (iii) ami mező- és időfüggő paraméter (albedo, emisszivitás). A mesterséges felszínek esetén tehát a Noah felszíni séma is képes a várost, mint felszín típust kezelni előre definiált paramétereken keresztül (érdesség: 0,8 m; felszíni albedó: 0,15; hőkapacitás:  $3 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ; talaj hővezetése:  $3,24 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), azonban a WRF modell rendelkezik városi meteorológiai folyamatokat leíró parametrizációkkal, melyekkel a következő alfejezet foglalkozik részletesen.

### 4.1.2. Városi parametrizációk

Városi parametrizáció használata mellett a modell a városi cellákat beépítettségétől függően két részre osztja: mesterséges vagy növényvel borított felszínre. Növényi felszín esetén lehetőség van a városi uralkodó növénytípust beállítani, mely a dolgozatban bemutatásra kerülő szimulációkban fűvel fedett talaj (minden egyes városi kategória esetén megegyező). A számítások során első lépésben a Noah felszíni modul kerül alkalmazásra, amely kiszámolja a növényvel fedett területhányadra vonatkozó felszíni adatokat (pl:  $T_{s(veg)}$ ), majd a városi parametrizáció becsli a mesterséges felszínnek állapotváltozóit (pl:  $T_{s(mest)}$ ). A modell, a beépítettségi aránytól ( $f_{mest}$ ) függően veszi a felszínhőmérséklet súlyozott átlagát:

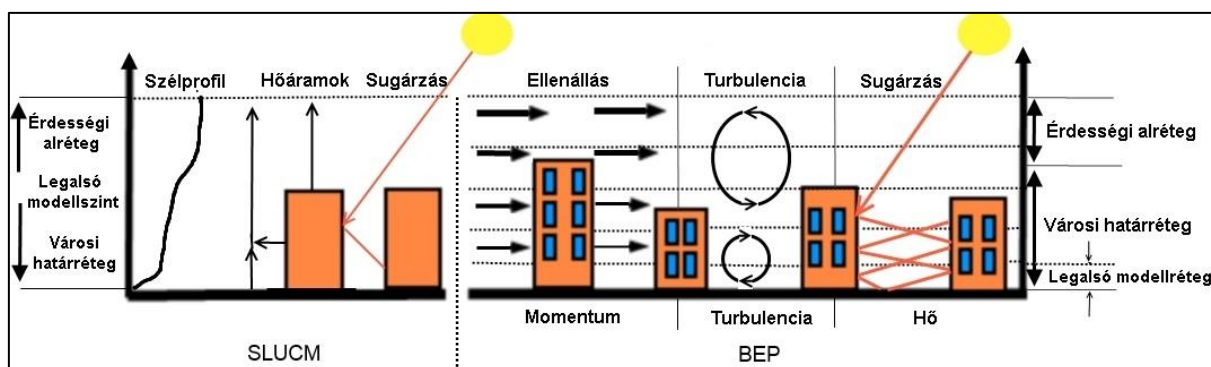
$$T_s = f_{mest} T_{s(mest)} + (1 - f_{mest}) T_{s(veg)}. \quad (3.21)$$

A városi fizika által számított mesterséges felszínre vonatkozó  $T_{s(mest)}$  prognosztikus változó, amely a felszíni energiaegyenlegből származtatható.  $H_{mest}$  jelöli a mesterséges felszínnek szenzibilis hőáramát, amely a különböző városi felszíneken kialakult hőáramok területi átlaga:

$$H_{mest} = f_t H_t + (1 - f_t) H_c. \quad (3.22)$$

A képletben szereplő  $f_t$  a mesterséges felszín tetővel fedett területhányada, míg  $H_t$  és  $H_c$  a tetőre és városi kanyonra vonatkozó szenzibilis hőáram. A városi kanyon magában foglalja az utca felületeket és az épületfalakat. A városi felszínre vonatkozó  $T_2$  a (3.9)-hez hasonló módon kerül számításra, azonban a teljes rácscella átlagos felszínhőmérséklete és a cellára vonatkozó átlagos szenzibilis hőáram kerül felhasználásra:

$$T_2 = T_s - \frac{f_{mest} T_{s(mest)} + (1 - f_{mest}) T_{s(veg)}}{\rho C_{h2} U_2}. \quad (3.23)$$

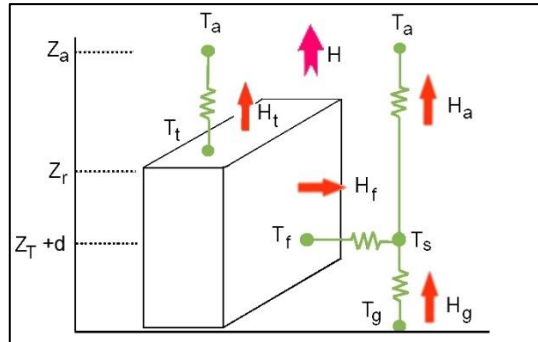


15. ábra: A WRF modellben megtalálható egyszintes (SLUCM) és többszintes (BEP) város modell sematikus ábrája (Chen et al., 2011 alapján).

A városi felszín figyelembevételére a modellben három városi parametrizáció áll rendelkezésre, melyeket a következőkben részletesen bemutatok:

#### *Egyszintes városi modell (SLUCM)*

A WRF-beli első, kifejezetten városi környezetre kifejlesztett modelltől bővebben Kusaka et al. (2001) és Kusaka & Kimura (2004) ír. Az almodellben a város vertikálisan csupán egy kitüntetett szinttel rendelkezik (15. ábra). Ezzel a városi modellel a számítások során már figyelembe vehető a városok egyéni struktúrája: a város geometriája, a falak és a tetők eloszlása. A városi cella háromdimenziós kiterjedése miatti árnyékolást, valamint visszaverődést és sugárzáselnyelést számszerűsíti a modell a kanyonok irányultságának és a napsugárzás beesési szögének függvényében. A geometriai tulajdonságok statisztikai alapon adandók meg, egy adott városi felszíni kategóriához tartozó rácspontbeli épületmagasságok minden hasonló felszíni kategóriában ismétlődve, azonos módon építik fel a várost a modellterben. A szél vertikális profilja a városi határrétegben exponenciálisnak tekinthető. A séma prognosztikus változóként kezeli (1) a felszíni hőmérsékletet a falakra, tetőkre és az aljzatra, illetve (2) a városi felszínek hőmérsékleti profiljait, melyeket a hővezetési egyenlet alapján számol. A szenzibilis hőáramok és a hőmérséklet számítása során a séma minden egyes városi felszín típusra (tetőre:  $H_t$ , falra:  $H_f$ , útra:  $H_g$ ) külön számol hőáramokat (16. ábra), amit a felszín típusok területi arányával súlyozva átad a Noah felszíni sémának. A parametrizáció meghatározza az épületek általi torlasztó hatást és a súrlódási sebességet is, melyet stabilitási függvény alapján számol. A városi fizika által számított momentumot a Noah-séma felhasználja, és városi és nem-városi felszínarány függvényében súlyozva továbbadja a határréteg sémának. A hidrológiai folyamatok számszerűsítésére egyszerű csöbörmodellt használ. A WRF alapbeállításához viszonyítva további újdonság, hogy a SLUCM képes az antropogén hőkibocsátást is figyelembe venni, mégpedig oly módon, hogy a modellben megtalálható a különböző felszín kategóriákhoz tartozó átlagos kibocsátás értéke és a napi menet. A becsült antropogén kibocsátás a modellfuttatás során hozzáadódik a felszíni modellel számított szenzibilis hőáram értékeihez. A parametrizációhoz tartozó paramétertáblázatban a megadott értékek segítségével modellezhetővé válik a városi hősziget jelensége mind az éjszakai, mind a nappali órákban. A séma működéséhez közel 20 városi paraméter megadása szükséges, mely jól jellemzi egy adott város fizikai és geometriai tulajdonságait.



**16. ábra: Egyszintes városi modell sematikus ábrája Kusaka et al. (2001) alapján:  $T_a$  léghőmérséklet  $Z_a$  referencia szinten,  $T_f$  épületfal hőmérséklet,  $T_t$  tető hőmérséklet,  $T_g$  úttest hőmérséklete,  $T_s$  a  $Z_T + d$  szinten definiált hőmérséklet.  $H$  szenzibilis hőáram a  $Z_a$  referencia szinten,  $H_a$  a kanyonból induló szenzibilis hőáram,  $H_f$  az épületfalából a kanyon irányába mutató szenzibilis hőáram,  $H_g$  az úttestről a kanyonba irányuló szenzibilis hőáram,  $H_t$  a tetőről a légkörbe jutó szenzibilis hőáram.  $d$ : kiszorítási rétegvastagság,  $Z_T$ : tengersizint feletti magasság,  $Z_r$ : tetőszint.**

*Többszintes városi modell (BEP) épületenergetikai modellel (BEM)*

A specifikus modellfejlesztésnek köszönhetően a WRF-ben elérhetővé vált a Martilli et al. (2002) által kidolgozott többszintes városi környezet parametrizáció (BEP), mely már közvetlen kölcsönhatást teremt a városi felszín és a légkör között. Ebben a sémában is fontos szerepe van a különböző felszíni paramétereknek, azonban a fizikai folyamatokban már vertikálisan figyelembe vesszük az épületek eltérő magasságát, ami alapvető szerepet játszik a város felett kialakuló turbulencia és az áramlási viszonyok kialakulásában. Az épületek vertikális kiterjedése hat a város termodinamikai szerkezetére és a kialakuló hőáramokra a sűrűlési rétegben, valamint a legalsó városi modellszinten. A beérkező sugárzás ebben a verzióban is a felszín tulajdonságaitól és irányától függően visszaverődik, elnyelődik, s az épületek árnyékot vetnek. A modell lehetőségeinek maximális kihasználása érdekében szükséges a felszín finomfelbontású megadása, továbbá fontos, hogy több vertikális szint essen a városi határrétegbe. Az antropogén hő kibocsátás figyelembevétele ebben az esetben is rögzített napi menettel történik, továbbá az egyes épületek belső hőjét konstansnak tekintjük.

A BEP kiegészítéseként egyidejűleg csatolhatjuk a sémához a már említett városi környezet modellt (BEM), mely az épületek belső hőcseréjét számítja (Salamanca & Martilli, 2010; Salamanca et al., 2010). A BEM almodell figyelembe veszi a hődiffúziót a falakon, a tetőn és a padlón keresztül; az ablakon keresztül történő hőcserét; a közlekedési eszközökből származó hőt; valamint a légkondicionálók és a fűtés hatását. Az így számítható antropogén hő kibocsátás függ az előre megadott, épületeken belüli

hőmérsékletektől. Ezáltal a szenzibilis hőáramra és az antropogén hőkibocsátásra egy pontosabb becslést kaphatunk ([Chen et al., 2011](#)).

## 4.2. Esettanulmányok kiválasztása

A dolgozat céljai közt szerepel a budapesti városi hősziget jelenségének vizsgálata, szimulációs adatsorok és mérési adatok alapján. Budapesten és környékén található megfelelő számú mérőállomás hiányában MODIS felszínhőmérsékleti megfigyeléseket használtam a WRF szimulációk tesztidőszaki validációjára. A műholdas mérések felhős idő esetén hiányos adatsort biztosítanak, ezért a tesztidőszak kiválasztása során derült, anticiklonális időszakot választottam (ennek ellenére a felhős rácspontok arányának kiszámításával szükség volt a hibás adatpontok kiszűrésére). A regionális klímamodell eredmények leskálázásához kiválasztott eseteknél is figyelembe vettem, hogy a tesztidőszaki állapothoz hasonló meteorológiai viszonyok teljesüljenek (hőhullámok, 4.2.1. fejezet). Az összehasonlítás alapjául átlagos napokat is elkülönítettem a regionális klímamodell adatsoraiból (4.2.2. fejezet).

Másrészt a szimulációk elkészítése rendkívül idő- és számításigényes, ezért csupán jól kiválasztott korlátos számú esetre lehetséges. Az ELTE Meteorológiai Tanszéken rendelkezésre álló számítógépek közül a számítások elvégzésére egy Dell PowerStation nagy teljesítményű gépet használtam, amely egy két-processzoros számítógép (8 maggal rendelkezik és mindegyik magnak 2 szála van). A maximálisan elérhető 32 szálból 28 szálat kihasználva egy 24 órás szimuláció körülbelül 170 percet vesz igénybe, így könnyen belátható, hogy speciális esetek kiválasztása nélkül egy 30 éves időszak mintegy 3,5 évet<sup>58</sup> venne igénybe. A 3.2.3. fejezetben bemutatott öt szimuláció típus (időszak, scenárió) elkészítésére pedig 17,5 évre lenne szükségünk. A számítási időn felül az adatok tárolása is problémát okozna: A fent említett 30 éves időszak tárolására 10 TB (ha óránként állna rendelkezésre adat) tárhelyre lenne szükség.

### 4.2.1. Hőhullámok

Anticiklonális időjárási viszonyok gyakran okoznak hosszantartó, akár extrém meleg időszakokat, hőhullámokat ([Black et al., 2004](#)), melyek detektálására nem létezik egységes definíció ([Koppe et al., 2004](#)). A szakirodalomban a hőhullámok azonosítására használt definíciók alkalmazhatnak abszolút és relatív határértékeket, melyek függenek a vizsgált

---

<sup>58</sup> 170 perc · 30 év · 12 hónap · 30 nap = 1275 nap

régió klimatikus viszonyaitól és elhelyezkedésétől. Abszolút határérték esetén fix, előre definiált határérték átlépése szükséges, mely szintén kapcsolódik az adott terület adottságaihoz. Magyarországon a hőségriasztást az Országos Környezetegészségügyi Intézet és az Országos Tisztifőorvosi Hivatal vezette be 2005-ben. Ebben a rendszerben a hőhullám fogalmát és fokozatait az alábbiak szerint definiálják ([Páldy et al., 2005](#); [Bujdosó & Páldy, 2006](#)):

- *Tájékoztatási fokozat*: a napi középhőmérséklet legalább egy napon keresztül meghaladja a 25 °C-ot,
- *Riasztási fokozat*: a napi középhőmérséklet legalább három napon keresztül meghaladja a 25 °C-ot,
- *2. fokú riasztás*: a napi középhőmérséklet legalább három napon keresztül meghaladja a 27 °C-ot.

Az esetek megfelelő számának kiválasztására hat hőhullám definíciót teszteltem, melyek a következő feltételekkel rendelkeznek (5. táblázat):

- **WMO**<sup>59</sup>: definíció szerint hőhullámnak nevezzük azt az időszakot, amely legalább öt egymást követő napon keresztül teljesíti azt a feltételt, hogy a napi maximumhőmérséklet meghaladja az arra a naptári napra jellemző átlagos maximumhőmérsékletet 5 °C-kal ([Frich et al., 2002](#)). A napi átlagos maximumhőmérsékletet a CarpatClim adatbázis 1971–2000 időszaka alapján definiáltam.
- **MIN-MAX**: e módszer szerint azt az időszakot nevezzük hőhullámnak, amikor mind a napi maximum-, mind a minimumhőmérséklet meghaladja az arra a naptári napra jellemző maximum-, illetve minimumhőmérséklet 95. percentilisét, legalább három napon keresztül, legfeljebb egy nem-forró nap megszakítással ([Kuglitsch et al., 2010](#)).
- **HUN**: ezt a definíciót a magyarországi hőségriasztási rendszer riasztási fokozata alapján definiáltam ([Pongrácz et al., 2013](#)). A definíció alapján hőhullámos időszaknak tekintetem azt a legalább 3 összefüggő napot, mely során a napi középhőmérséklet meghaladja a 25 °C-ot.

---

<sup>59</sup> World Meteorological Organisation - Meteorológiai Világszervezet

- **PERC**: a módszer alapján azt az időszakot nevezzük hőhullámnak, mely során a napi maximumhőmérséklet meghaladja az arra a naptári napra jellemző maximumhőmérséklet 95. percentiliséét, legalább három összefüggő napon keresztül ([Della-Marta et al., 2007](#)).
- **MT**: a legelterjedtebb módszer évszakokra vonatkozó klimatológiai átlagokkal számol, és hőhullámos időszaknak tekinti azt az intervallumot, mely során minden napra teljesül, hogy a napi maximumhőmérséklet magasabb, mint az időszakra vonatkozó maximumhőmérséklet 81. percentilise, továbbá az egész időszak alatt a maximumhőmérséklet átlaga meghaladja az arra az évszakra jellemző maximumhőmérséklet 97. percentiliséét. További feltétel, hogy az időszak során legalább három napon keresztül a maximumhőmérséklet magasabb legyen, mint az arra az évszakra jellemző maximumhőmérséklet 97-ik percentilise ([Meehl & Tebaldi, 2004](#)).
- **PERC+CLD**: az anticiklonális hőhullámok detektálására a következő definíciót vezettem be: a napi átlaghőmérséklet legyen magasabb, mint az arra a naptári napra jellemző napi átlaghőmérsékletnek a 95. percentilise, illetve a napi átlagos felhőborítottság ne haladja meg a 20%-ot.

5. táblázat: Alkalmazott hőhullám definíciók összefoglaló táblázata.

Definíció neve	Alap kritérium	Hossz	Hivatkozás
<b>WMO</b>	$T_{\max} > T_{\max, \text{átlag}} + 5 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\geq 5$ összefüggő nap	<a href="#">Frich et al., 2002</a>
<b>MIN-MAX</b>	$T_{\min} > T_{\min, 0,95}$ & $T_{\max} > T_{\max, 0,95}$	$\geq 3$ nap, maximum 1 nem-forró nap megszakítással	<a href="#">Kuglitsch et al., 2010</a>
<b>HUN</b>	$T_{\text{közép}} > 25 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\geq 3$ összefüggő nap	<a href="#">Pongrácz et al., 2013</a>
<b>PERC</b>	$T_{\max} > T_{\max, 0,95}$	$\geq 3$ összefüggő nap	<a href="#">Della-Marta et al., 2007</a>
<b>MT</b>	minden nap $T_{\max} > T_{\max, 0,81}$ & az egész időszak alatt $\overline{T_{\max}} > T_{\max, 0,97}$	$T_{\max} > T_{\max, 0,97}$ legalább 3 napig	<a href="#">Meehl &amp; Tebaldi, 2004</a>
<b>PERC+CLD</b>	$T_{\text{közép}} > T_{\text{közép}, 0,95}$ & felhőborítottság $< 20\%$	$\geq 5$ összefüggő nap	újonnan bevezetett

A módszerek tesztelésére Magyarország területére vonatkozó RegCM szimulációkból származó napi adatsorokkal dolgoztam a kiválasztott öt – egy múltbeli, és két-két jövőbeli



az RCP4.5-re és az RCP8.5-re vonatkozóan – időszakra. A kidolgozott hőhullámkereső programot, mind a korrigált, mind a korrigálatlan adatsorokra (3.2.3. fejezet) alkalmaztam. Erre azért volt szükség, mert a korrigált adatsor esetén (ahol a nyári 3–4 °C felülbecslést csökkentettem (3.2.3. fejezet)) kapunk információt a módszerek bevalásáról. Ezzel szemben, a korrigálatlan adatsor vizsgálata során a dinamikus leskálázásnál használandó dátumokat tárolom el. A dinamikus leskálázáshoz elkészítendő kezdeti- és peremfeltételek fizikailag konzisztens meteorológiai mezőket kell, hogy tartalmazzanak (a stabilitás érdekében), így a dátumok kiválasztása kizárólag a korrigálatlan adatsorból lehetséges. A detektált hőhullámok esetén a következő jellemzőket tároltam el: átlagos évi hőhullámos napok száma, azonosított hőhullám hossza, hőhullám intenzitása és területi eloszlása, illetve a hőhullámok gyakorisága.

A hőhullámok jellemzően azért jelentenek nagy környezeti és humánbiológiai megterhelést, mert a nappali órákban – részben a túlzott felmelegedés hatására – az éjszaka során sem hűl le kellően a levegő, ami napokig fennálló fokozott hőterhelést jelent. Ennek számszerűsítésére Kuglitsch et al. (2010) a hőhullám indexet (HWI<sup>60</sup>) vezette be a következő alakban:

$$HWI = \sum_i (\max(T_{max,i} - T_{max,0,95}, 0) + \max(T_{min,i} - T_{min,0,95}, 0)), \quad (4.1)$$

ahol  $i$  az egyes azonosított hőhullámok napjait jelöli, illetve  $T_{max,i}$  és  $T_{min,i}$  az egyes hőhullámos napokhoz tartozó maximum- és minimumhőmérsékleteket.  $T_{max,0,95}$  és  $T_{min,0,95}$  a referencia időszakból kiszámolt maximum- és minimumhőmérséklet 95. percentilisét jelöli. Az index minden egyes hőhullám esetén kiszámításra kerül, amiből becsülhető az egyes hőhullámok okozta hőterhelés.

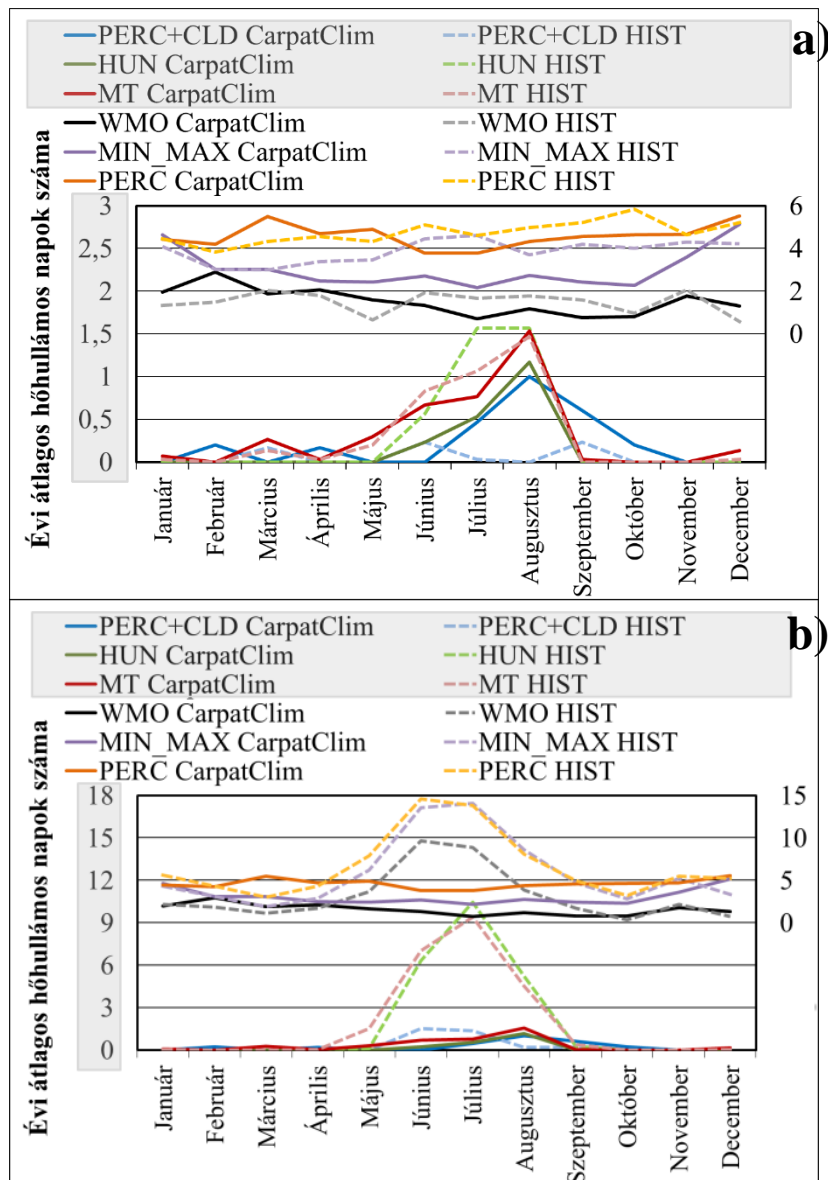
A vizsgált hőhullám karakterisztikákról egységesen elmondható, hogy a korrigálatlan adatsorok esetén gyakoribb, hosszabb és intenzívebb hőhullámok alakultak ki. Az eredmények értékelésénél a hőhullám intenzitások és területi eloszlások tárgyalására itt nem térek ki, mivel ez részletesen megtalálható Göndöcs et al. (2018) tanulmányban a korrigált adatsorra vonatkozóan.

Az eredmények alapján a hőhullám definíciókat két csoportra oszthatjuk. Az első esetben a módszerekkel főképpen a nyári időszakban kialakult hőhullámok detektálhatóak (PERC+CLD, HUN, MT), míg a másik esetben egyfajta évszakos függetlenség a jellemző

---

<sup>60</sup> Heat Wave Index – Hőhullám index

(WMO, MIN\_MAX, PERC). A korrigált adatsor esetén a két csoport élesen elkülönül, azonban a korrigálatlan adatsorban a túlzott nyári melegedés hatására az évszakos függetlenséget becsülő módszerek is nyári maximumot mutatnak (főképpen a WMO és a MIN\_MAX módszer esetén). A módszerek összehasonlításához elsőként a referencia időszakban detektált hőhullám karakterisztikákat hasonlítottam össze (17. ábra, 6. táblázat). A 17. ábra az évi átlagosan előforduló hőhullámos napok számát mutatja havi bontásban a RegCM HIST korrigált és korrigálatlan adatsorára, illetve a CarpatClim adatsorra. Az évszakos függetlenséget mutató módszerek havi átlagban 1,5–2 (WMO), 3–4 (MIN\_MAX), illetve 4–5 (PERC) hőhullámos napot detektáltak a korrigált adatsorból, míg korrigálatlanra ugyanezen módszerekkel a nyári időszakban a detektált hőhullámos napok havi száma átlagosan eléri a 10 (WMO), illetve 15 (MIN\_MAX és PERC) napot is. A további módszerek a hőhullámos napok előfordulásának maximumát augusztusra becslik havi átlagban 0,25 (PERC+CLD) és 1,5 (HUN és MT) nappal a korrigált adatsorra. Ezzel szemben a korrigálatlanra a maximum értékek június és július hónapban fordultak elő: 9 (HUN és MT) és 15 (PERC+CLD) napos átlagos maximummal. A validáció során a detektált hőhullámok hossza alapján statisztikai hipotézis vizsgálatot (két mintás t-próba) is végeztem. A korrigált RegCM HIST adatsor esetén csupán a MIN\_MAX módszerrel kapott eredmények különböztek szignifikánsan a CarpatClim alapján kapott eredményektől (ami kapcsolódhat a meteorológiai változók egymástól függetlenül történő korrigálásához), míg a korrigálatlan esetben mindegyik módszer szignifikáns eltérést mutatott, kivéve az alacsony esetszámú PERC+CLD módszert (6. táblázat).



**17. ábra: A RegCM modell (szaggatott vonal) adataiból meghatározott évi átlagos hőhullámos napok számának validációja a CarpatClim adatbázissal (folyonos vonal), különböző hőhullám definíciók alapján, a referencia időszakban. Szürke háttér: nyári hőhullámokat detektáló módszerek. Fehér háttér: évszakos függetlenséggel detektáló módszerek. a) korrigált RegCM HIST, b) korrigálatlan RegCM HIST.**

Kapott eredményeim alapján a választott jövőbeli időszakokban a hőhullámok gyakorisága, hossza és intenzitása emelkedni fog, mely összecseng Meehl és Tebaldi (2004), illetve Cowan et al. (2014) eredményeivel. A hőhullámos napok előfordulása erősen függ a választott módszertől, illetve a használt adatsortól, de a 18. ábra alapján egyértelműen látható, hogy a távoli jövőben várható a nagyobb növekedés a vizsgált karakterisztikákban. Korrigált adatsor esetében: (i) a nyári hőhullámokat azonosító módszerek a múltbeli időszakban minimális havi hőhullámos napot detektáltak (0,1–0,3 nap havonta), melyhez egy szintén minimális jövőbeli változás társul (közeli jövő: 0,2–0,8 nap; távoli jövő: 0,5–3,5 nap), azonban (ii) az évszakos függetlenséget mutató hőhullám

definíciókkal a múltbeli átlagos hóhullámos napok száma és a változás mértéke is nagyobb (közeli jövő: 1,6–4 nap; távoli jövő: 4–10 nap). A korrigálatlan adatsor esetében: (i) a HUN, az MT és a PERC+CLD módszerek esetén kapunk kevesebb hóhullámos esetet (havi 2 vagy annál kevesebb hóhullámos nap) és kisebb növekedést (közeli jövő: 1,4–1,7 nap; távoli jövő: 2,8–4,6 nap), (ii) a többi módszer esetén a múltbeli gyakori hóhullám előfordulásokhoz (3–6 nap havonta) nagyobb növekedés társul (közeljövő: 2,5–5 nap; távoli jövő: 5–12 nap havonta). A hóhullámos napok havi előfordulásának növekedése egyrészt függ a hóhullámok hosszának növekedésétől, illetve a hóhullámok gyakoribb előfordulásától. A 18. ábra szemlélteti a megtalált hóhullámok átlagos hosszát, illetve a megtalált hóhullámok darabszámát a vizsgált 30 éves időszakokban. Az esetek darabszámában egyértelműen látszik a korrigálatlan adatsoron azonosított többlet és az időszakok közötti különbségek. A korábbi eredményekhez hasonlóan a távoli jövőre becsülhetőek a gyakoribb és hosszabb hóhullámok, habár számuk és hosszuk erősen függ az alkalmazott definíciótól. Kiemelkedően sok hóhullámot azonosított a WMO, a PERC és a MIN\_MAX módszer, mely a század végére évente 11–18 hóhullámot becsül, átlagosan 10–12 (korrigált), illetve 12–14 (korrigálatlan) napos hosszal. A legkevesebb és legrövidebb hóhullámokat a PERC+CLD definícióval kaptam a korrigált és korrigálatlan adatsorra is, mely a század végére sem becsül évi átlagosan egy hóhullámnál többet. A vizsgált terület klimatológiai adottságainak leginkább az MT és a HUN módszerrel kapott eredmények felelnek meg, melyekkel évi közel egy (korrigált), illetve kettő (korrigálatlan) hóhullám előfordulás detektálható rendre 6 és 9 napos időtartammal.

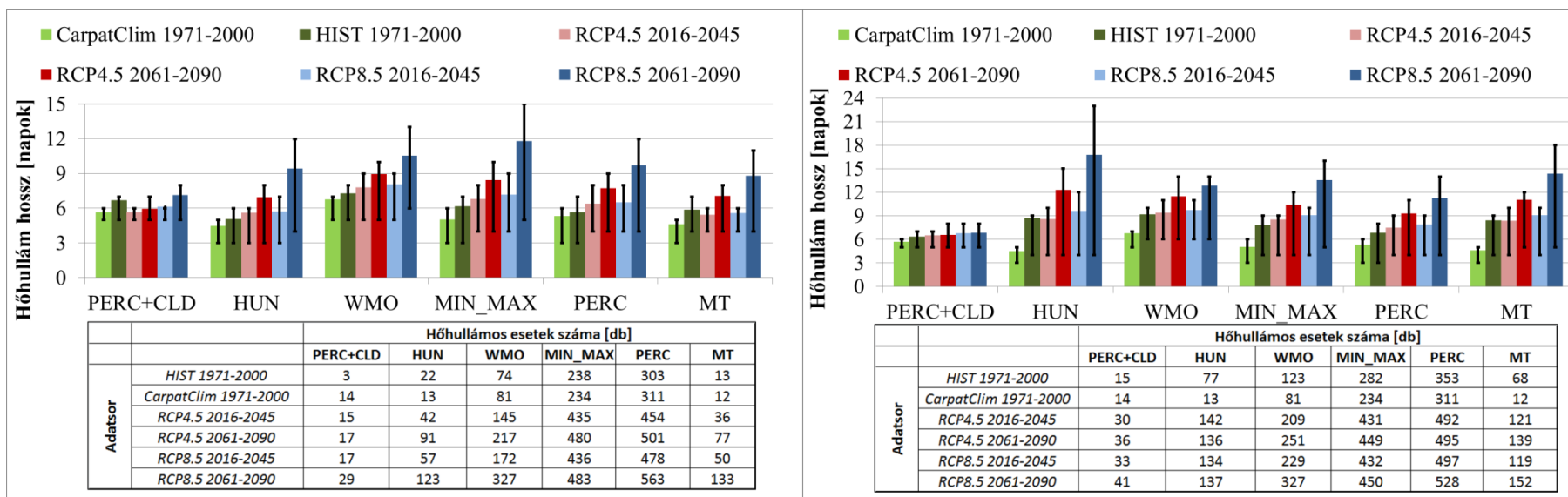
**6. táblázat: A detektált hőhullámok hosszára vonatkozó statisztikai hipotézis vizsgálat eredménye a korrigált és korrigálatlan adatsorokra.**  
Referencia adatsor: RegCM HIST. Nullhipotézis: a két adatsor megegyezik. Kék háttér jelöli, amikor a szimuláció eredménye szignifikánsan eltér a referenciától (sz.f.: szabadsági fok; p.stat.: próbastatisztika értéke)

		Korrigált adatsor						Korrigálatlan adatsor					
		PERC+ CLD	HUN	WMO	MIN_ MAX	PERC	MT	PERC+ CLD	HUN	WMO	MIN_ MAX	PERC	MT
<b>HIST</b> vs. <b>CarpatClim</b> <b>1971-2000</b>	sz.f.	2	29	137	398	596	19	18	80	167	351	537	75
	p.stat.	1,12	0,82	1,14	3,94	1,32	1,43	1,019	3,97	3,80	6,10	4,26	4,01
		egyezik	egyezik	egyezik	eltér	egyezik	egyezik	egyezik	eltér	eltér	eltér	eltér	eltér
<b>HIST</b> vs. <b>RCP8.5</b> <b>2016-2045</b>	sz.f.	2	56	197	612	765	21	22	165	247	670	830	159
	p.stat.	-0,60	1,04	1,62	2,95	2,93	-0,30	0,63	0,78	0,75	2,08	2,33	0,64
		egyezik	egyezik	egyezik	eltér	eltér	egyezik	egyezik	egyezik	egyezik	eltér	eltér	egyezik
<b>HIST</b> vs. <b>RCP8.5</b> <b>2061-2090</b>	sz.f.	3	120	262	689	821	34	25	206	380	693	829	218
	p.stat.	0,47	5,03	6,22	10,96	10,09	2,93	0,66	4,59	4,30	6,93	7,60	3,86
		egyezik	eltér	eltér	eltér	eltér	eltér	egyezik	eltér	eltér	eltér	eltér	eltér
<b>HIST</b> vs. <b>RCP4.5</b> <b>2016-2045</b>	sz.f.	2	58	163	561	722	22	24	139	256	652	804	132
	p.stat.	-1,09	0,81	1,17	1,94	2,71	-0,48	0,27	-0,10	0,29	1,25	1,56	-0,03
		egyezik	egyezik	egyezik	eltér	eltér	egyezik	egyezik	egyezik	egyezik	egyezik	egyezik	egyezik
<b>HIST</b> vs. <b>RCP4.5</b> <b>2061-2090</b>	sz.f.	2	89	224	708	796	26	20	207	310	728	842	191
	p.stat.	-0,79	2,49	3,33	5,70	6,02	1,28	0,35	2,52	2,95	3,77	4,83	2,16
		egyezik	eltér	eltér	eltér	eltér	egyezik	egyezik	eltér	eltér	eltér	eltér	eltér

7. táblázat: Hőhullámos napok havi átlagos gyakorisága (HIST) és annak jövőbeli változásai (adatsor-HIST) a választott időszakokban, adott módszer esetén a korrigált és korrigálatlan adatsorra.

(Piros: nyári hőhullámokat azonosító módszerek; zöld: évszakos függetlenséget mutató módszerek)

Adatsor	Időszak	Korrigált						Korrigálatlan					
		PERC+CLD	HUN	MT	WMO	MIN_MAX	PERC	PERC+CLD	HUN	MT	WMO	MIN_MAX	PERC
<b>HIST átlag</b>	<b>1971–2000</b>	0,1	0,3	0,3	1,5	3,9	4,8	0,2	1,9	1,9	3,1	5,9	6,7
<b>változás RCP4.5</b>	<b>2016–2045</b>	0,2	0,3	0,5	1,6	4,0	3,3	0,3	1,5	1,4	2,3	4,0	3,6
	<b>2061–2090</b>	0,2	1,5	1,7	3,9	7,0	6,0	0,3	2,8	2,8	4,9	6,7	6,1
<b>változás RCP8.5</b>	<b>2016–2045</b>	0,2	0,6	0,8	2,4	4,5	3,9	0,5	1,7	1,5	3,0	4,6	4,2
	<b>2061–2090</b>	0,5	2,9	3,7	8,1	11,5	10,5	0,2	4,5	4,6	8,5	10,6	9,9



18. ábra: Azonosított hőhullámok átlagos tartama (színes oszlopok), valamint felső és alsó kvartilise (fekete vonalkák) adott módszer esetén a vizsgált adatsorokra és időszakra, valamint alatta az azonosított hőhullámos esetek darabszáma a korrigált (bal) és korrigálatlan (jobb) adatsorra.

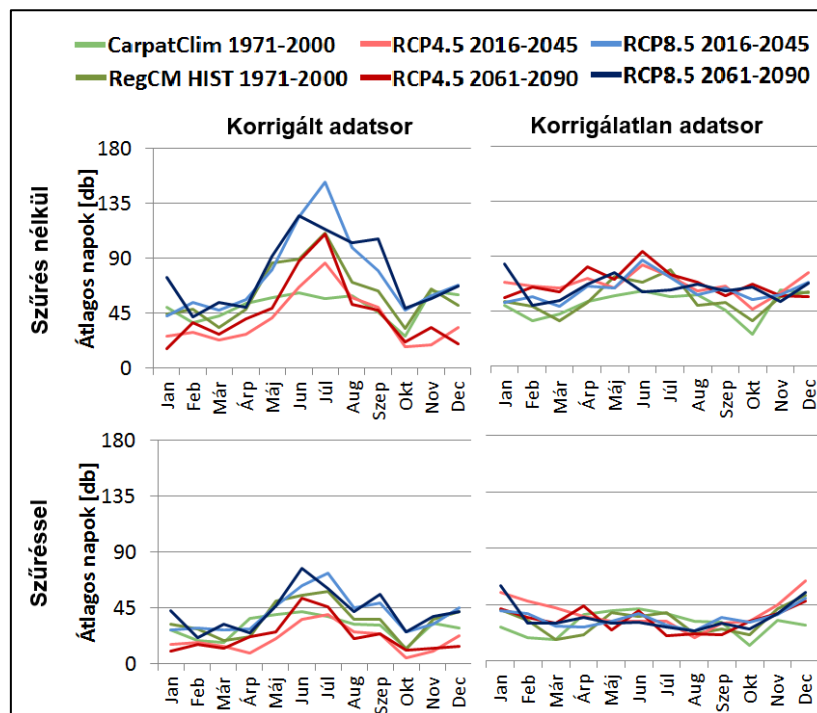
A 18. ábra a detektált hőhullámok tartamának alsó és felső kvartilisét is szemlélteti. Mind a korrigált, mind a korrigálatlan adatsor esetén látható, hogy az alsó kvartilis az átlaghoz képest távolabb helyezkedik el, mint a felső kvartilis: ebből következik, hogy a hőhullám tartamok gyakoriságának maximuma a hőhullám definíciókba foglalt minimális hőhullámtartamhoz esik közelebb. Továbbá az is szembejövő, hogy a jövőbeli időszakok során a detektált hőhullámok tartamának alsó kvartilisei közel azonos értékeknél helyezkednek el. Mindezek ellenére az azonosított hőhullámok átlagos tartama növekedést mutat mind az időszakok (közeli és távoli jövő), mind a szimulációk (RCP4.5, RCP8.5) között. Ennek oka a szélsőségesen hosszú hőhullámok számának növekedésével magyarázható. Korrigálatlan adatsor esetén a HUN, az MT és a MIN\_MAX módszerrel azonosított hőhullámok maximális hossza elérte a 100 napos intervallumot is a távoli jövőben. Korrigált adatsor esetén rövidebb maximális hőhullám-tartamok alakultak ki. Extrém hosszú hőhullámokat, megközelítőleg 70 napos tartammal, a WMO, a PERC és a MIN\_MAX definíció becsült, míg a HUN és az MT módszer 40 napos maximális tartamot jelzett előre a század végére a pesszimistább scenárió alapján.

A módszerek tesztelésére azért volt szükség, hogy képet kapjunk a bemutatott hőhullám definíciók előnyeiről és hátrányairól, illetve, azért is, hogy megfelelő számú és közelítőleg azonos jellegű meteorológiai esetet válasszunk ki az elvégzendő dinamikus leskáráshoz. A definíció kiválasztásánál lényeges feltétel volt, hogy a módszer évszakos függetlenséggel rendelkezzen, így közel ugyanígy téli és nyári esetet különítsen el, továbbá az is fontos volt, hogy a múltbeli és jövőbeli hőhullám előfordulások se különbözzenek jelentősen, azonban a jövőben prognosztizált növekvő hőhullám gyakoriság miatt ezen feltétel legtöbb esetben sérült. A kiválasztásnál szintén figyelembe vettem, hogy melyik definíció becsli legvalósághűbben a vizsgált eseteket. Mindezen megfontolások alapján a WMO definíciót választottam ki, amely a leginkább megfelelt az állított követelményeknek.

#### **4.2.2. Átlagos napok**

A hőhullámos esetekre alkalmazott dinamikus leskárázás eredményeiből becsülhető a hosszantartó extrém meleg időszak alatt fennálló fokozott hőstressz, hőtübblet a városi területeken, azonban ebben az esetben nehéz megbecsülni, hogy mekkora hányadban járul hozzá a forrósághoz a város és annak hatása. Ezen hatás becslésére a dinamikus leskárázás folyamatát ún. átlagos napokra is elvégeztem. Ezzel kapcsolatban felmerül a kérdés: mit is nevezünk átlagos napnak? Univerzális definíció hiányában létrehoztam egy feltételrendszert,

amivel elkülöníthetők a klimatológiailag átlagosnak vehető napok. E definíció alapján átlagos napnak tekintjük azt a napot, mely alatt a napi közép-, maximum- és minimumhőmérséklet legfeljebb 1 °C-kal tér el az arra a naptári napra jellemző hőmérsékleti átlagértékektől. Az átlagos értékeket 30 éves időszakokra határoztam meg; nem csak a múltbeli referencia időszakra, hanem a vizsgált közeli és távoli jövőbeli intervallumokra is. A számítások során minden időszak idősorait a hozzá tartozó átlagértékekhez viszonyítottam. A vizsgálatot elvégeztem a korrigált, illetve korrigálatlan adatsorra is (19. ábra felső sor), illetve további feltételeket is figyelembe vettem az esetek kiválasztásánál (19. ábra alsó sor). A hőhullámos eseteknél feltételeztem a redukált felhőképződést, így az átlagos napoknál célt volt olyan napok kiválasztása, amely a felhőzet szempontjából is átlagosnak mondható. Ezért a szűrésnél bevezettem egy további feltételt, ami kimondja, hogy az átlagos nap során a napi átlagos felhőborítottság (0–100%) legfeljebb 15%-kal térhet el az arra a naptári napra jellemző átlagos felhőborítottságtól. A hőhullámos definíciókhoz hasonlóan a korrigált adatsor vizsgálatával a módszer beválását ellenőriztem, míg a korrigálatlan adatsor esetén a dátumokat tároltam el a dinamikus leskálázáshoz.



**19. ábra: Azonosított átlagos napok száma 30 éves időszak alatt adott hónapban adott szimulációra és időszakra, a korrigált (balra) és a korrigálatlan (jobbra) adatsor esetén. Szűrés nélküli eset (fent): átlagos felhőborítás feltételének figyelembevétele nélkül; Szűréssel (lent): átlagos felhőborítás figyelembevételével kapott eredmények.**

Az azonosított esetek számának éven belül eloszlásától elvárjuk, hogy egyenletes legyen, hiszen a vizsgált időszakot az ahhoz tartozó átlagértékekkel hasonlítom össze, illetve a



vizsgált időszakban detektált esetek száma se különbözzön jelentősen. A 19. ábra alapján a korrigálatlan adatsor esetén (jobb oszlop) teljesül a közel egyenletes éven belüli eloszlás a felhő-szűrés mentes, illetve a felhő-szűréssel történő vizsgálatnál is, továbbá mindegyik vizsgált időszak közel azonos számú esetet tartalmaz (szűrés nélküli havi átlag: 60–65 nap/30 év; felhő-szűréssel kapott havi átlag: 30–35 nap/30 év). Ezzel ellentétben a korrigált adatsor esetén a detektált átlagos napok számának maximuma nyárra tevődik, akár figyelembe vesszük a felhő-szűrést, akár nem. Szűrés nélküli esetben a korrekciót követően a modellezett adatsorokban a nyári maximum értéke megközelíti a 100–150 nap/30 éves értéket, ezzel szemben a CarpatClim egész évben 40–60 napnyi esetet tartalmaz a teljes 30 éves időszakban. A felhőszűrés feltételét alkalmazva a korrigált adatsoron csökken a nyári maximum értéke, és a választott időszakokban és szimulációban detektált esetek száma közötti szórás is. Itt fontos megjegyezni, hogy a RegCM szimulációk hőmérsékleti és felhőborítottság adatait egymástól függetlenül korrigáltam. A felhőszűrés definíciójában használt 15%-os határérték meghatározásakor figyelembe vettem a választott hóhullám definícióval (WMO) detektált esetek számát (6. táblázat).

### 4.3. Dinamikus leskalázás

Globális modellekbe ágyazott regionális klímamodellek segítségével vizsgálhatók kisebb tájegységeken várható változások, azonban a városi beépített felszínek esetén, ilyen modellek továbbra sem alkalmazhatók teljes körűen. A problémára két megoldás lehetséges: (i) a regionális klímamodellek felbontásának további finomítása és a városi felszínek definiálása; illetve (ii) további dinamikus leskalázás numerikus modellek segítségével ([Lo et al., 2008](#); [Heikkilä et al., 2011](#); [Soares et al., 2012](#); [Diro et al., 2012](#)). Doktori munkámban az utóbbi megoldást alkalmazom oly módon, hogy a korábban bemutatott WRF numerikus időjárás-előrejelző modellt – városi parametrizációval kiegészítve – használom fel a dinamikus leskalázáshoz. A következőkben részletesen bemutatom a kezdeti- és peremfeltételek létrehozásának főbb lépéseit, az alkalmazott módszereket és a vizsgált területeket, illetve a felmerülő technikai problémákat.

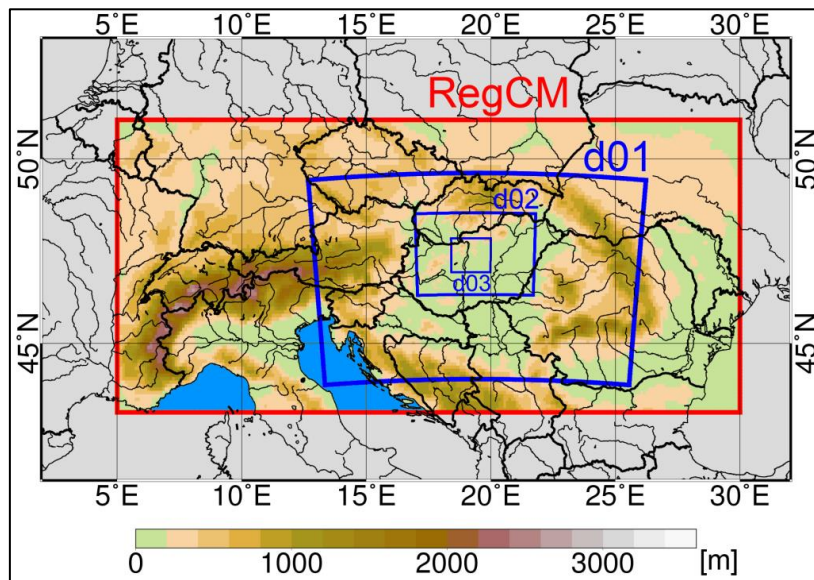
A kezdeti- és peremfeltételek a 4.2. fejezetben tárgyalt, előre definiált esetekre lettek létrehozva a WRF által kezelhető formátumban. A létrehozott fájlokban bináris formátumban szintenként tárolandók a szükséges légköri és felszíni adatok egy előre definiált területre vonatkozóan, melyből a WRF modell előfeldolgozó rendszerével előállíthatók az inicializációhoz szükséges meteorológiai és statikus adatokat tartalmazó adatfájlok. A

kezdeti-, illetve peremfeltételek adatait a RegCM modell eredményeinek felhasználásával készítettem el. Az ELTE Meteorológiai Tanszékén készített RegCM szimulációk ([Pieczka et al., 2017](#)) havi bontásban (30 napos hónapok), hat óránként álltak rendelkezésemre. A fájlok légköri, felszíni, és napi változókra ( $T_{max}$ ,  $T_{min}$ , stb.) vonatkozó mezőket tartalmaznak. A kezdeti mezők elkészítésénél az első lépésben szabályos rácsra interpoláltam (bilineáris interpolációval) a RegCM mezőit, majd a havi fájlok megfelelő időlépésének kiválasztása és a harmincnapos hónapok okozta időeltolódás kezelése után általam írt FORTRAN nyelvű programmal elkészítettem a bináris formátumú kezdeti mezőket. Az interpolációra azért volt szükség, mert habár elvileg görbevonalú koordináta-rendszerre is alkalmas a köztes formátumot létrehozó program, a WRF előfeldolgozó rendszere nem ismerte fel helyesen a kapott fájlokat. Tekintve, hogy egy 10 km-es rács lett 0,1° rácsra interpolálva az interpolációból eredő különbség minimális. A kész fájlok 26 nyomási szinten tartalmazták a meteorológiai adatokat. A szükséges változók között voltak olyanok, amik közvetlenül elérhetők voltak (pl.: tengerszinti lényomás, felszíni légnyomás, 2-m-es hőmérséklet) a RegCM-outputokból, azonban voltak olyanok is, amiket csak átalakítások útján kaptam (pl.: felszíni hőmérséklet, relatív nedvesség, geopotenciál, talajhőmérséklet). Az eredeti RegCM fájlok 26 nyomási szinten tartalmazták a meteorológiai adatokat, melyet 38 nyomási szintre interpoláltam.

#### **4.3.1. Dinamikus leskalázás jellemzése, területe**

A dinamikus leskalázás során az ELTE Meteorológiai Tanszékén futtatott RegCM regionális klímamodell 10 km-es horizontális felbontású eredményeit ([Pieczka et al., 2017](#)) használtam fel, mely a Kárpát-medencét, az Alpok területét, a Ligur-tengert és az Adriai-tenger északi részét fedi le (20. ábra). A leskalázás során modellterületek egymásba ágyazásával és a felbontás növelésével a WRF modell segítségével készítettem el finomfelbontású városi szimulációkat Budapestre és közvetlen környezetére (20. ábra; d03 terület). A két modell felbontásának összehangolásához a WRF modell legkülső modellterületének horizontális felbontását 10 km-re állítottam be, és figyelembe vettem a RegCM modell relaxációs zónájának kiterjedését is. Az eredeti RegCM szimulációk görbevonalú (Lambert területtartó) koordináta-rendszerben tartalmazzák az adatokat az É.sz. 41–52° és K.h. 2–33° által lehatárolt területen. Az interpolációt és a relaxációs zóna eltávolítását követően a modellterület kiterjedése az É.sz. 43–51° és a K.h. 5–30° által lehatárolt területre módosult (20. ábra). A WRF által kijelölt modellterületen belül (d01: É.sz. 43–49° és K.h. 10–29°) definiáltam két további részterületet: d02 (felbontás: 3,3 km; É.sz. 46,3–48,5° és K.h.

17–21,8°), d03 (felbontás: 1,1 km; É.sz. 47–47,9° és K.h. 18,4–20°), ld 1. ábra és 3. ábra. A beágyazás során a belső területek határfeltételeit a bennfoglaltó modellterület biztosítja, és beállítástól függően a belső modellterület visszahathat a külső terület folyamataira. A WRF modell d01-es területének megválasztásánál figyelembe vettem, azt is hogy a kijelölt terület tartalmazza az Alpok régiójának egy részét azért, hogy az orografikus hatások is érvényesülni tudjanak.



**20. ábra: Dinamikus leskálázásnál használt modellterületek és a domborzat. Piros négyszög határolja a RegCM által biztosított területet (relaxációs zóna nélkül). A kék görbék által kijelölt d01, d02, d03 területek az egymásba ágyazott WRF szimulációs területek.**

#### 4.3.2. Talajadatok (hőmérséklet és nedvesség)

A RegCM modellben megtalálható talaj-felszín-légkör kölcsönhatásokat számszerűsítő BATS (Dickinson et al., 1993) modell a talajzónát 3 m-es mélységben határolja le. A talajzóna egy 0,1 m-es felszíni és egy vegetációfüggő gyökérzónára osztható, amely 1 m, illetve 2 m mélységig terjedhet. A gyökérzóna esetén a felszíni vízzel fedett rácspontokban a talajnedvesség nem kerül kiszámításra. A WRF inicializálásához és a modellben megtalálható felszíni folyamatokért felelős modell (Noah) működéséhez szükséges a talajra vonatkozó állapothatározókat (talajnedvesség és talajhőmérséklet) megadni négy szinten: 0–10 cm, 10–40 cm, 40–100 cm és 100–200 cm mélységben. Ezen változók azonban a RegCM-ből közvetlenül nem állnak rendelkezésre. A felszíni talajnedvesség közvetlenül a RegCM-ből kinyerhető, míg a legalsó szint talajnedvessége a nyers talajnedvesség és a gyökérzóna mélységének hányadosaként számolható ki. A köztes szintek nedvességét egyenlő arányban osztottam szét az alsó és felső szintek talajnedvességének felhasználásával.

A RegCM modellben megtalálható BATS felszíni séma számszerűsíti a talajhőmérsékletet is, azonban az általam felhasznált kimeneti mezők nem tartalmazzák ezen változó értékeit, ezért meghatározásához a standard 2 m magasságban jellemző hőmérsékletet használtam fel, illetve a RegCM modellben megtalálható ún. „aljazati” hőmérsékletet ( $T_{ground}$ ). Fontos megjegyezni, hogy a  $T_{ground}$  nem azonos a felszíni hőmérséklettel ( $T_s$ ). A talaj nagy hőkapacitása és a talajban lejátszódó hővezetés lassú folyamata révén a felszíni értékekhez képest az alsóbb rétegek irányában csökken a napi hőmérsékletingás, illetve egy időszakos eltolódás és csökkenés is megfigyelhető az éves maximum- és átlagértékekben. A talaj hőmérséklete továbbá erősen függ az adott talajtípus hővezető-képességétől és nedvességtartalmától is ([Chen & Dudhia, 2001](#)), ezen folyamatok számszerűsítésétől most eltekintek.

A legelső modellszinten lévő talajhőmérséklet meghatározásához a standard 2 m-es szintre vonatkozó éves, illetve havi hőmérsékleti átlagokat használtam fel, melyet mindegyik vizsgált időszakra (3.2.3. fejezet) létrehoztam rácspontonként ( $\bar{T}_2^h$ ) a korrigálatlan RegCM adatsorokat felhasználva. Az éves menetet szinuszgörbével közelítettem, melynek meghatározásához rácspontonként ( $x,y$ ) kiszámoltam a hőmérséklet éves amplitúdóját ( $A$  [°C]) az éves átlag ( $\bar{T}_2^e$ ) és a júliusi átlagok felhasználásával ( $\bar{T}_2^h(h = 7, x, y)$ ):

$$A(x, y) = \bar{T}_2^h(h = 7, x, y) - \bar{T}_2^e(x, y). \quad (4.2)$$

Az alsóbb rétegek hőingásának mértéke alacsonyabb a felszíni rétegek hőingásához képest, ezért a kiszámolt amplitúdó értéket csökkentettem egy állandó 3 °C-os értékkel ([Mersich et al., 2001](#)), mely során eltekintettem annak hely- és időfüggésétől. Az alsó szint talajhőmérsékletét ( $T_{soil,4}$ ) az  $i$ -edik hónapban ( $i=1,\dots,12$ ) a fentiek alapján a következő képlettel közelítettem:

$$T_{soil,4}^i = -(A(x, y) - 3) \sin\left(\frac{i}{12}\right) + \bar{T}_2^e(x, y). \quad (4.3)$$

A talajnedvességhez hasonlóan a köztes szintek hőmérsékletét az alsó és a legfelső értékek felhasználásával, egyenletesen felosztva adtam meg.

### 4.3.3. Felszíni adatok

A WRF inicializálásához szükséges számos felszíni mező, többek között a felszíni nyomás, a felszíni és a 2 m magasságra vonatkozó hőmérséklet, a szélkomponensek, valamint a nedvességi karakterisztikák. A következőkben részletesen bemutatom a szükséges állapothatározók létrehozásának lépéseit, továbbá a rendelkezésre álló adatokat.

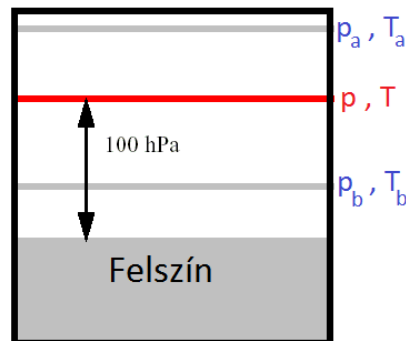
### Felszíni nyomás és légköri nyomás

Az általam feldolgozott RegCM szimulációk eredményei hatóránként tartalmazzák a felszíni légnyomás értékeket a vizsgált időszakokban. Minden egyes modellszint ( $z=1, \dots, 26$ ) nyomási értékeinek ( $p_z$ ) horizontális eloszlása kiszámolható a felszíni nyomás értékek ( $p_{sfc}$ ), az  $\eta$  szintek és a legmagasabb nyomási szint ( $p_{top}=50$  hPa) ismeretében:

$$\eta = \frac{p - p_{top}}{p_{sfc} - p_{top}}. \quad (4.4)$$

### Tengerszinti légnyomás

A tengerszinti légnyomás horizontális eloszlása nem állt rendelkezésre a szimulációkból, azonban a WRF működéséhez elengedhetetlen. A kezdeti mezők létrehozása során a tengerszinti légnyomás napi változékonyságának minimalizálása érdekében a számításokat a felszíntől vett 100 hPa-os (vagy ahhoz legközelebb eső) szinten lévő adatokból ( $p$  [Pa],  $T$  [K]) származtattam (21. ábra). A használt algoritmus az MM5 modell előfeldolgozó rendszerében használt módszer ([Dudhia et al., 2003](#)).



**21. ábra: A tengerszinti nyomás számításához használt módszer illusztrálása. ( $p$  és  $T$ : a felszíntől számított 100 hPa-ra lévő szint nyomása és hőmérséklete;  $p_a$  és  $T_a$ : a felszíntől számított 100 hPa-ra lévő szint feletti modellszint nyomása és hőmérséklete;  $p_b$  és  $T_b$ : a felszíntől számított 100 hPa-ra lévő szint alatti modellszint nyomása és hőmérséklete).**

A tengerszinti nyomás ( $p_{slv}$ ) számítása a következő formulával történt:

$$p_{slv} = p_{sfc} \exp \left[ \frac{g z_{sfc}}{R_d \frac{(T_s + T_{slv})}{2}} \right], \quad (4.5)$$

ahol  $g$  ( $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ) a nehézségi gyorsulás,  $R_d$  ( $287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) a száraz levegő gáz állandója,  $z_{sfc}$  a felszín tengerszintfeletti magassága adott pontban,  $T_s$  az aljzati ( $T_{ground}$ ) hőmérséklet, míg  $T_{slv}$  a tengerszintre átszámított hőmérséklet. A  $T_s$  számításához szükséges volt meghatározni a felszíntől számított 100 hPa-ra lévő szint hőmérsékletét ( $T$ ), melyet a

szomszédos szintek hőmérsékletéből és nyomásából ( $p_A$ ,  $T_A$ ,  $p_B$ ,  $T_B$ ) származtattam a következő alakban:

$$T = \frac{T_A \ln \frac{p_B}{p} + T_B \ln \left( \frac{p}{p_A} \right)}{\ln \left( \frac{p_B}{p_A} \right)}. \quad (4.6)$$

$T_S$  és  $T_M$  (ld 4.8 egyenlet) meghatározására a következő összefüggéseket használtam fel:

$$T_S = T \left( \frac{p_{sfc}}{p} \right)^{\frac{R\gamma_s}{g}}, \quad (4.7)$$

ahol  $\gamma_s$  a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens:

$$T_M = \frac{T_S + T}{2}. \quad (4.8)$$

A tengerszintre vonatkozó hőmérséklet ( $T_{slv}$ ) számszerűsítésére felhasználtam  $Z$ -t (4.9. egyenlet), ami megadja a felszíntől számított 100 hPa-ra lévő szint magasságát a következő alakban:

$$Z = z_{sfc} - \frac{R}{g} \ln \left( \frac{p_{sfc}}{p} \right) T_M, \text{ és} \quad (4.9)$$

$$T_{slv} = T + \gamma_s Z. \quad (4.10)$$

#### *Felszíni hőmérséklet*

A WRF modell inicializálásához szükséges továbbá megadni a felszíni hőmérsékletet ( $T_s$ ) is, azonban a változó értékei nem álltak rendelkezésre a RegCM modell szimulációiból. Az adathiány miatt a felszíni hőmérsékletet a 2 m magasságra vonatkozó ( $T_2$ ) és az aljzati ( $T_{ground}$ ) hőmérséklet átlagával közelítettem:

$$\hat{T}_s = \frac{T_2 + T_{ground}}{2}. \quad (4.11)$$

Tekintve, hogy a modellt éjszakai időszakban inicializáltam, így a valódi  $T_s$  és a becsült  $\hat{T}_s$  közti hiba még kisebb, mint a nappali órákban. Ugyanakkor nagyobb hiba esetén is jellemzően a szimuláció első 30 percében megszűnik a kezdeti mező hatása.

#### *2 m-es hőmérséklet és szélkomponensek*

A 2 m magasságra vonatkozó hőmérséklet, illetve a 10 m magasságra érvényes szélkomponensek ( $U_{10}$ ,  $V_{10}$ ) mezői közvetlenül elérhető a RegCM szimulációk nyers adataiból, ezért a kezdeti mezők létrehozásánál csupán a horizontális interpolációt végeztem el.

### Relatív nedvesség

A WRF modellel történő inicializációhoz szükséges a 2 m magasságban jellemző relatív nedvesség ( $r_{h2}$ ) horizontális eloszlását is definiálni, melyhez a RegCM szimulációkban megtalálható keverési arányt ( $r_2$ ) használtam fel. Első lépésben a 2 m magasságra vonatkozó hőmérséklet segítségével rácspontonként kiszámoltam a telítési gőznyomás ( $e_s$ ) értékeket a Magnus-Tetens formula felhasználásával:

$$e_s = 6,112 \cdot \exp\left[\frac{a \cdot t_2}{b + t_2}\right], \quad (4.12)$$

ahol  $a$  és  $b$  állandók értékei:  $a=17,67 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $b=243,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , míg  $t_2$  a 2 m magasságban érvényes hőmérséklet  $^\circ\text{C}$ -ban kifejezve ([Bolton, 1980](#)). A relatív nedvesség ( $r_{h2}$ ) meghatározható az aktuális ( $r$ ) és a telítési keverési arány ( $r_s$ ) hányadosaként, melyhez az utóbbit az alábbi egyenlettel közelítettem:

$$r_s \approx 0,622 \cdot (e_s/p_{sfc}) \quad (4.13)$$

$$r_{h2} = \frac{r}{r_s} \cdot 100. \quad (4.14)$$

### Tengeri jég

Vizsgálataimban a szimulációkat Közép-Európára és azon belül is a Kárpát-medencére végeztem el, mely során a valóságnak megfelelően a tengeri jég mennyiségét nullának tekintettem.

#### 4.3.4. Légekőri adatok

Légekőri változók esetén szükséges megadni a légekőri vertikális szerkezetére vonatkozó információkat: hőmérsékletet, relatív nedvességet, geopotenciált és a szélkomponenseket. A RegCM adatok 26  $\eta$ -szintre voltak elérhetők. A geopotenciálmezőt kivéve a kezdeti mezők létrehozását az előző (4.3.3.) fejezetben bemutatott módszerekkel hoztam létre. Geopotenciál esetén a barometrikus magasságformulát alkalmaztam a következő alakban:

$$\Phi = \left(\frac{-R \cdot T_v}{M}\right) \cdot \lg\left(\frac{p}{p_{sfc}}\right) + tszf \cdot g, \quad (4.15)$$

ahol  $R$  az univerzális gázállandó ( $R=8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $M$  a levegő moláris tömege ( $M=0,0289644 \text{ kg mol}^{-1}$ ), míg  $T_v$  [K] a virtuális hőmérséklet:

$$T_v = \left( \frac{1 + \frac{r}{0,622}}{1 + r} \right) \cdot T, \quad (4.16)$$

ahol  $r$  [kg/kg] és  $T$  [K] a légréte vonatkozó háromdimenziós keverési arány és hőmérséklet.

#### 4.4. Numerikus szimulációk jellemzése

Ebben a fejezetben áttekintem az általam elkészített szimulációk összességét. Részletesen kitérek az alkalmazott városi paraméterek vizsgálatára és használatára. A 4.4.3. alfejezetben összegzem a dolgozat során elkészített szimulációkat és jellemzőiket. Végül a 4.4. fejezet zárásaként bemutatom a városi hőadvekciónak kiszűrésére alkalmazott módszert.

##### 4.4.1. Városi paraméterek érzékenységvizsgálata

A WRF modell rendelkezik egy egy-dimenziós ún. oszlopmodell verzióval ([Skamarock et al., 2008](#); [Randall & Cripe, 1999](#); [Ghan et al., 2000](#)). A modell a számításokat egy  $3 \times 3$  rácson végzi, melyből a középső cella értékei kerülnek felhasználásra. Ennek a modellverzióknak a használata segíthet a lejátszódó főbb fizikai folyamatok megértésében, azonban fontos kiemelni, hogy a horizontális advekciónak nem veszi figyelembe ez az oszlopmodell. A 3D-modellhez hasonlóan a következő paraméterek megadása szükséges az integráláshoz: vegetációra és talajra vonatkozó paraméterek, illetve az oszlopra vonatkozó kezdeti feltételek megadása légréte, talajra és felszíni állapotváltozókra. Elvégeztem a többszintes városi parametrizációnak során felhasznált paraméterek érzékenységvizsgálatát, hogy képet alkossak a kulcsfontosságú paraméterekről, illetve arról, hogy a paraméterek milyen hatással vannak a felszíni állapotváltozókra, kiemelten a 2 m magasságra vonatkozó léghőmérséklet alakulására.

Az oszlopmodellnek egy téli és egy nyári esetre (részei a tesztidőszakoknak) teszteltem: 2015. február 15. és 2015. július 3, mely során anticiklonális, felhőmentes időszak volt jellemző. A modellt úgy konfiguráltam, hogy az uralkodó felszínkategória város, azon belül vagy ipari, vagy alacsony beépítettségű volt, és a BEP+BEM városi almodellt használtam oly módon, hogy a felhasznált paramétereket folyamatosan változtattam a 8. táblázatban összefoglalt értékek között. A táblázatban szerepelnek mindazok a paraméterek, melyek minimálisan vagy számottevően hatással vannak a hőmérséklet alakulására. Megjegyzendő, hogy a modell instabilitása miatt voltak olyan szimulációk, melyek hibás értékeket adtak eredményül.

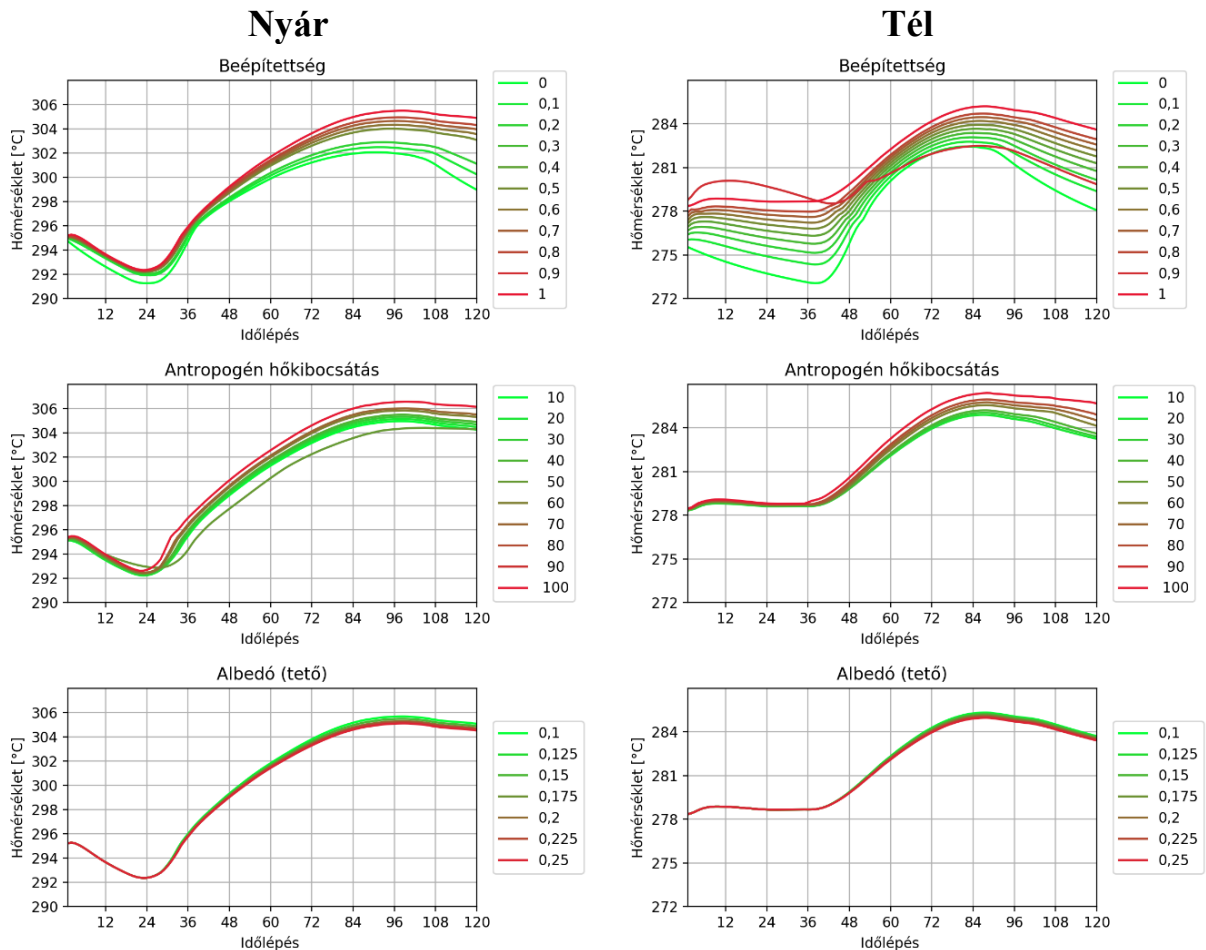


**8. táblázat: A városi parametrizációban szereplő paraméterekre vonatkozó érzékenységvizsgálat összегzése.**

<i>Paraméter</i>	<b>Alsó határ</b>	<b>Felső határ</b>	<b>Lépésköz</b>	<b>Hatás (T<sub>2</sub>)</b>	
Antropogén hő kibocsátás [W m <sup>-2</sup> ]	10	100	10	<u>Télen, nyáron:</u> Nappali és éjszakai órákban növeli a hőmérsékletet. Éjszaka akár 1,5 °C mértékű is lehet a hatása.	
Beépítettség [-]	0	1	0,1	<u>Nyáron:</u> Számottevő melegítő hatás naplemente után. <u>Télen:</u> Nappali órákban minimális; napfelkelte előtt és naplemente után akár 5 °C mértékű hatás.	
Térfogati hőkapacitás (tető/fal/aljzat) [J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> ]	1·10 <sup>6</sup>	2·10 <sup>6</sup>	0,1·10 <sup>6</sup>	<u>Télen:</u> tetőkön akár 0,2 °C mértékű hatás; minél nagyobb a hőkapacitás, annál melegebb a levegő. <u>Nyáron:</u> tetőkön minimális 0,1 °C mértékű hatás; minél nagyobb a hőkapacitás, annál hidegebb a levegő.	
Hővezetés (tető/fal/aljzat) [J m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	0,2	1,2	0,15	<u>Télen:</u> Tetőn napfelkelte előtti időszakban, 0,6 °C mértékű hatás; minél nagyobb hővezetés, annál melegebb a levegő. <u>Nyáron:</u> a szimulációk instabilitása miatt nem meghatározható.	
Albedó (tető/fal/aljzat) [-]	0,1	0,25	0,025	<u>Télen, nyáron:</u> Minimális hatás tetőkön (<0,2 °C). (Felszíni hőmérsékletben akár 0,7 °C mértékű hatás a déli órákban)	
Emisszivitás (tető/fal/aljzat) [-]	0,88	0,98	0,01	-	
Épület hőcserélő hatékonysága [-]	0,1	1	0,1	<u>Télen:</u> napfelkeltekor akár 1 °C mértékű hatás; minél jobb a hatékonyság annál alacsonyabb hőmérséklet <u>Nyáron:</u> -	
Légkondicionáló hatékonysága [-]	1	5	0,5	<u>Télen:</u> Minimális hatás napfelkelte előtt és napnyugat után (0,1–0,2 °C); minél kisebb a hatékonyság, annál melegebb a levegő <u>Nyáron:</u> Éjszaka akár 1 °C mértékű hatás; minél kisebb hatékonyság, annál melegebb a levegő	
Épület falának ablak borítottsága [-]	0,1	1	0,1	<u>Télen:</u> Napfelkeltekor, minél nagyobb üvegborítottság, annál melegebb a levegő, akár 0,75 °C-kal is <u>Nyáron:</u> Egész nap akár 0,3 °C mértékű hatás, minél több üvegfelület, annál hidegebb a levegő	
Érdesség [m]	<b>Fal</b>	0,001	0,002	0,001	-
	<b>Tető</b>	0,01	0,36	0,05	Télen, nyáron: maximum 0,1 °C mértékű hatás; minél érdesebb, annál melegebb a levegő
	<b>Aljzat</b>	0,01	0,21	0,035	-

Az érzékenységvizsgálat eredményei (22. ábra) alapján az a következtetés vonható le, hogy számottevő hatást nem a várost felépítő anyagok fizikai tulajdonságai (hővezetés, hőkapacitás, emisszivitás, stb.) okoznak a modellben. A legerősebb hatást a város

beépítettsége, illetve a modellben megadható rácscellára vonatkozó antropogén hőkibocsátás okozta, amely évszaktól függően elérte akár az 5 °C, illetve 1,5 °C módosító hatást is. A (3.23) egyenlet alapján is egyértelműen látszik, hogy a rácscella beépítettsége kulcsfontosságú paraméter a számítások során, hiszen a hőáramok a növényvel fedett és a városi területek aránya alapján kerülnek számításra.



**22. ábra: Paraméter érzékenységvizsgálat három kiválasztott városi paraméterre vonatkozóan (beépítettség [-], antropogén hőkibocsátás [ $\text{W m}^{-2}$ ], albedó [-])**

**Bal oszlop: nyári eset; jobb oszlop: téli eset.**

**Teljes integrációs idő: 30 óra, a kiíratott modelleredmények időlépése: 15 perc.**

#### 4.4.2. Alkalmazott városi paraméterek

A paraméterek érzékenységvizsgálata alapján képet kaptam arról, hogy mely városi paraméter hatása a leghangsúlyosabb a számítások során. A paraméterek meghatározásakor két célt tartottam szem előtt: (i) a megadott paraméterek értéke tartson a valóságban tapasztalt/mért értékhez, azonban (ii) a validáció során a modell működése minimális hibával legyen terhelt, ezért a paramétereket a szakirodalomban megtalálható értékek és a városról meglévő információk segítségével határoztam meg (9. táblázat). A 4.4.1. alfejezet eredményei alapján látható, hogy a legfontosabb paraméter a beépítettség, melynek meghatározásakor figyelembe vettem a kategóriák egymáshoz képesti eltérését és Budapest jellemzőit. Így az ipari területeket teljesen beépítettnek vettem, míg a zöldövezeti kategóriát 35%-os beépítettséggel közelítettem. Utóbbi esetén irányadó az OTÉK 253/1997 (XII.20) Kormányrendelet volt, mely a beépítettséget maximum 30%, a zöld területet minimum 40%-ban határozza meg építési engedéllyel rendelkező telkek esetén. Budapest Városfejlesztési Konceptiója (2011) alapján az új építésű házaktól eltekintve a zöld területek aránya többségében inkább a 60–70%-hoz közelít a fővárosban. Szintén fontos az antropogén hő kibocsátás mértéke, ennek meghatározásához Taha (1997), illetve Pigeon et al. (2007) eredményeit használtam fel. Előbbi Budapestre egy  $43 \text{ W m}^{-2}$ -es átlagos értéket ad, míg utóbbi Toulouse-ra ad mérés alapú eredményt: eszerint nyáron a belvárosban  $15 \text{ W m}^{-2}$ , míg télen  $70 \text{ W m}^{-2}$  a jellemző érték. A felszíni hőmérsékletre a városi felszínnek albedója hat (azok közül is leginkább a tető albedója), melynek meghatározásához a WRF-ben alapértelmezett adatokat, MODIS szenzorral mért értékeket (6. ábra) és Oke (1987) által publikált értékeket használtam fel. A zöldövezeti kategóriában lévő épületekről azt feltételeztem, hogy az uralkodó építőanyag a téglá, melynek albedója 0,2 és 0,4 közötti értékkel rendelkezik, míg az ipari területeken a beton a legelterjedtebb, aminek az albedója 0,1 és 0,35 közötti (Oke, 1987). A szakirodalmi adatokat finomítottam a MODIS mérések értékeivel, így a legkisebb albedójú területek: az ipari területek és a repülőtér lett. A hőkapacitás értéke szintén olyan paraméter, mely hat a városi felszínközeli hőmérsékletre. A szakirodalom alapján (Pomianowski et al., 2014) a beton hőkapacitása 2 és  $2,4 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  közötti értékkel jellemezhető, míg az aszfalt 2 és  $2,1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  közötti értéket vehet fel átlagosan, ezért az ipari területeken  $2 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  értéket adtam meg. A többi városi felszíni kategóriában az aljzatot állítottam be a legmagasabb hőkapacitással, jelezve, hogy jellemzően aszfalt vagy beton alkotja-e. A legkisebb értéket zöldövezeti kategóriában a falaknak és tetőnek adtam Lizana et al. (2017) tanulmánya alapján, amiben a téglá hőkapacitása  $0,9 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  értékű. A hővezetés

meghatározásánál szintén azt feltételeztem, hogy a kategóriánkénti aljzatot aszfalt és beton alkotja, így annak értéke:  $0,9 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . A felszínek emisszivitásának meghatározásához Sobrino et al. (2012) Madridban mért eredményeit használtam fel: az aszfaltos út emisszivitása: 0,967, míg a tető építőanyagától függően 0,88 (aszfalt/beton) és 0,9165 (tégla). Korábbi kutatások az aljzat emisszivitását szintén módosították, az eredeti 0,95 értékről 0,97-re (Kusaka et al., 2001; Kim et al., 2013). Érdesség esetén a modell eredeti alapbeállításait meghagytam. Budapest jellemzői alapján a zöldövezeti kategóriában nem feltételeztem légkondicionálókat, míg a repülőtér kivételével minden további kategóriában egész napos működést feltételeztem (egész évben), lévén, hogy a modern légkondicionálók hűtésre és fűtésre is alkalmasak. A modellben továbbá meg kell adni az épületek hőcserélő hatékonyságát is, melyekre szintén az eredeti alapbeállításokat alkalmaztam, mivel nem áll rendelkezésre pontos szakirodalmi adat. A következőkben bemutatásra kerülő szimulációk mindegyike a jelen fejezetben bemutatott értékekkel készült.

9. táblázat: A szimulációkban alkalmazott városi paraméterek;  
t: tető, f: fal, a: aljzat (kivonat).

Paraméter	Városi terület	Belváros	Ipari terület	Repülő-tér	Zöld-övezet	Hivatkozás
Beépítettség	0,7	0,9	1	0,9	0,35	-
Antropogén hőkibocsátás maximuma [W m <sup>-2</sup> ]	20	30	40	40	10	<a href="#">Pigeon et al., 2007</a> ; <a href="#">Taha, 1997</a>
Albedó [-]	t, f: 0,19 a: 0,17	t: 0,18 f: 0,19 a: 0,17	t: 0,15 f: 0,19 a: 0,17	t: 0,13 f: 0,14 a: 0,14	t: 0,22 f: 0,25 a: 0,19	<a href="#">Oke, 1987</a>
Térfogati hőkapacitás [J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> ] $\cdot 10^6$	t, f: 1,4 a: 1,65	t, f: 1,35 a: 1,8	t, f: 1,7 a: 1,9	t, f, a: 2	t, f: 1 a: 1,7	<a href="#">Lizana et al., 2017</a> ; <a href="#">Jansson et al., 2006</a> ; <a href="#">Crevier &amp; Delage, 2001</a>
Hővezetés [J m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	t: 0,8 f: 0,4 a: 0,95	t: 0,8 f: 0,4 a: 0,95	t: 1,2 f: 0,75 a: 0,9	t, f: 0,95 a: 0,9	t, f: 0,35 a: 0,95	<a href="#">Incropera &amp; Dewitt, 2011</a> ; <a href="#">Crevier &amp; Delage, 2001</a> ; <a href="#">Oke, 1987</a>
Emisszivitás [-]	t, f: 0,93 a: 0,967	t, f: 0,96 a: 0,967	t, f: 0,97 a: 0,967	t, f, a: 0,95	t, f: 0,916 a: 0,883	<a href="#">Sobrino et al., 2012</a>
Érdesség [m]	t: 0,0001 f: 0,01 a: 0,01					eredeti modellbeállítás
Légkondicionáló hatékonysága [-]	3,5			1,5	-	eredeti modellbeállítás
Épület hőcserélő hatékonysága [-]	0,75					eredeti modellbeállítás
Épület falának ablak borítottsága [-]	0,2	0,3	0,6	0,3	-	-
Légkondicionáló (működési idő, helyi idő szerint)	van (0–24)			van (5–22)	nincs	eredeti modellbeállítás

#### 4.4.3. Numerikus szimulációk áttekintése

A doktori kutatás során számos WRF szimuláció készült, melyek közül volt olyan, ami rendelkezésre álló reanalízis mező felhasználásával készült, és volt olyan is, ami a 3.2.3. fejezetben részletesebben bemutatott RegCM modell eredményeinek felhasználásával. Ebben az alfejezetben áttekintő táblázatok segítségével összegzem a készült szimulációkat és az alkalmazott beállításokat.

A WRF modellben számos parametrizáció és azok opciói állnak a felhasználók rendelkezésére, a modell beállítása során variációjuk száma megközelíti a több százat. Bizonyos parametrizációk azonban összefüggenek, például a BEP városi parametrizáció előfeltétele, hogy a hozzácsatolt határreteg séma számszerűsítse a TKE-t. Munkám során az egyes szimulációkhoz a következő parametrizációkat használtam: sugárzási séma esetén RRTM és Dudhia ([Mlawer et al., 1997](#); [Dudhia, 1989](#)), mikrofizika esetén Thompson graupel ([Thompson et al., 2008](#)), felszíni folyamatok számítására a Noah ([Chen & Dudhia, 2001](#)), míg határreteg séma esetén a Mellor-Yamada-Janjić sémát (Janjić, [1990](#), [1994](#)). A két belső modellterület (d02, d03) 1 km-es, illetve 3 km-es horizontális felbontása nem indokolja a cumulus parametrizáció használatát, ugyanis 5–10 km alatti horizontális felbontás esetén a modell képes a felhőképződést dinamikusan kezelni. Ezáltal a külső modell terület esetén alkalmaztam csak cumulus parametrizációt ([Grell, 1993](#); [Grell & Dévényi, 2002](#)), míg a két belső esetén nem. A beállítások kombinációja korábbi modellezési tapasztalatokon alapulnak ([Göndöcs, 2013](#); [Göndöcs, 2015](#)), további finomhangolást jelen vizsgálatban nem végeztem.

##### *a., Validációs és teszt szimulációk*

A dolgozat 5. fejezetében azokat a szimulációs eredményeket elemzem, melyek a modellműködés, annak validációja, illetve a felszínhasználati adatbázisok hatását mutatja be. A megfelelő beállítások megadásához két egyhetes anticiklonális időszakra végeztem esettanulmányt: a kiválasztott nyári és téli időszakra. A 10. táblázat összegezi az alkalmazott meteorológiai/felszíni adatbázisokat.

**10. táblázat: Validációs/tesztelési és reanalízissel meghajtott szimulációkban alkalmazott beállítások**

Név	Időszak	Kezdeti- és peremfeltétel	Validációs adatbázis	Felszínhasználati adatbázis	Talaj-textúra
nyári tesztidőszak (5.1. fejezet)	2015. július 2–10.	IFS modell	· MODIS LST · állomási mérések (Bp.)	MODIS USGS	FAO
				OSM	DKSIS
téli tesztidőszak (5.2. fejezet)	2015. február 14–20.	IFS modell	· MODIS LST · állomási mérések (Bp.)	OSM	DKSIS

*b., RegCM adatokkal meghajtott szimulációk*

A dolgozat 6. fejezete a RegCM modell eredményeivel inicializált modellszimulációk eredményeit elemzi, melyhez a 11. táblázatban szereplő szimulációkat készítettem el. Ez alapján látható, hogy egy múltbeli és két jövőbeli időszakot fedtek le a szimulációk a 4.2. fejezetben bemutatott megtalált esetekre. A korlátozott gépidő és tárhely miatt a megtalált hőhullámos és átlagos napokra vonatkozó szimulációkat januárra, júliusra és augusztusra készítettem el. A szimulációkon végrehajtandó korrekció miatt további szimulációkat készítettem a megtalált esetek alapján, melyekből eltávolítottam minden városi pontot a definiált felszínhasználat eloszlásból. E korrekció célja az volt, hogy a szimulációkat függetlenítsem a meteorológiai viszonyoktól, és eltávolítsam a szélirányváltozás okozta városi területekről advektált hőmennyiséget a környékbeli pontokból (4.5. fejezet).

**11. táblázat: RegCM adatokkal meghajtott szimulációk összegzése és az alkalmazott beállítások**

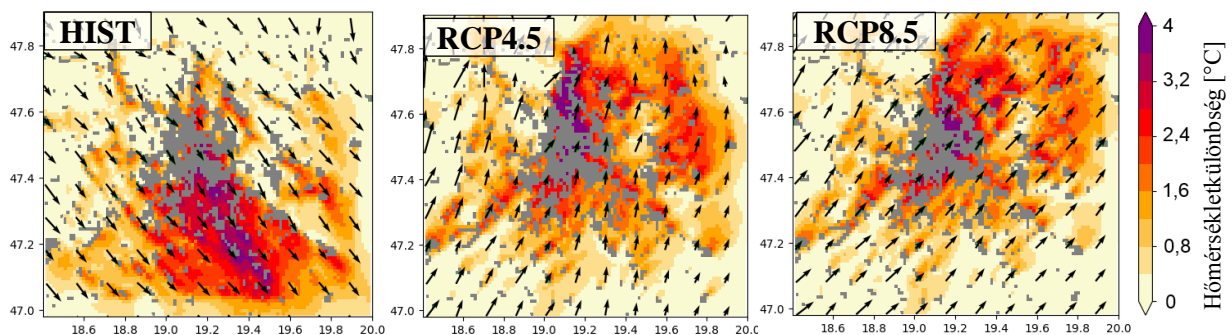
Időszak	Kezdeti- és peremfeltétel	Eset
<b>HIST</b> (1971–2000)	RegCM historikus futás	Átlagos napok Hőhullámos napok (január, július, augusztus) + Város nélküli szimulációk átlagos napokra hőhullámos napokra (január, július, augusztus)
<b>RCP 4.5</b> (2016–2045; 2061–2090)	RegCM jövőbeli RCP4.5 futás	
<b>RCP 8.5</b> (2016–2045; 2061–2090)	RegCM jövőbeli RCP8.5 futás	

**4.5. Városi hőadvekciónak kiszűrése**

A dolgozat célkitűzései között szerepel a városi meteorológiai folyamatok éghajlatváltozás okozta változásainak számszerűsítése, melyet a RegCM modellszimulációs eredmények WRF modell segítségével történő dinamikus leskálázásával végeztem. Az összehasonlító vizsgálat

során a kiválasztott jövőbeli szimulációk összességét tekintem és hasonlítom a múltbeli időszak eredményeihez. A WRF modell futtatásához kiválasztott átlagos és hőhullámos napokon a meteorológiai viszonyok nyilvánvalóan eltérőek lehetnek. A különböző meteorológiai feltételek hathatnak a városi hősziget megjelenésére és intenzitására, ezért korrekció szükséges, mely során a szimulációkat függetlenítem az aktuális meteorológiai változóktól. A korrekció során eltávolítottam a szélirányváltozás okozta városi területekről advektált hőmennyiséget a környékbeli pontokból, mégpedig oly módon, hogy elkészíttem minden meglévő hőhullámos és átlagos szimulációhoz egy olyan párt, ami nem tartalmaz városi pontokat a modellterületen.

A 23. ábra szemlélteti a hőmérsékletkülönbség éjszakai (napnyugtától napkeltéig) átlagát három kiválasztott szimuláció (hőhullámos esetekből) és a hozzá tartozó várost nem-tartalmazó szimuláció között, illetve az uralkodó szélirányt. Látható, hogy az uralkodó széliránynak megfelelően a külterületek 3–4 °C-kal is melegebbé válhatnak a városból advektálódó hőtöbblet miatt. A térképeken továbbá az is látható, hogy minden városi felszínnek definiált rácspont lee oldalán melegedés jelenik meg. Az elszállított hő jelentősen befolyásolja a városokon kívüli területek hőmérsékletét.



**23. ábra: Hőmérsékletkülönbség a kiválasztott HIST, RCP4.5 és RCP8.5 szimuláció és a hozzá tartozó várost nem-tartalmazó szimuláció között, illetve az utóbbi szimulációhoz tartozó uralkodó szélirány az éjszakai órákban. (Nyíl nagysága a szélsébséget jelzi; szürke: városi terület).**

Mindezen elgondolásokat megfontolva elvégeztem az eredeti szimulációk korrekcióját, mely során kivontam a hőmérsékletkülönbséget a külterületi pontok hőmérsékletéből. Az eredmények alapján azt tapasztaltam, hogy a korrekció a nappali órákban kisebb volt, mint az éjszakai órákban (12. táblázat). A 12. táblázat értékei alapján az is elmondható, hogy a különböző szimulációkban az átlagos korrekció a hősziget intenzitáshoz felhasznált rácspontokban (tengerszint feletti magasság kisebb, mint 200 m, nem víz és nem városi rácspont) nem különbözik jelentősen. Éjszakai órákban a legkisebb átlagos korrekció az

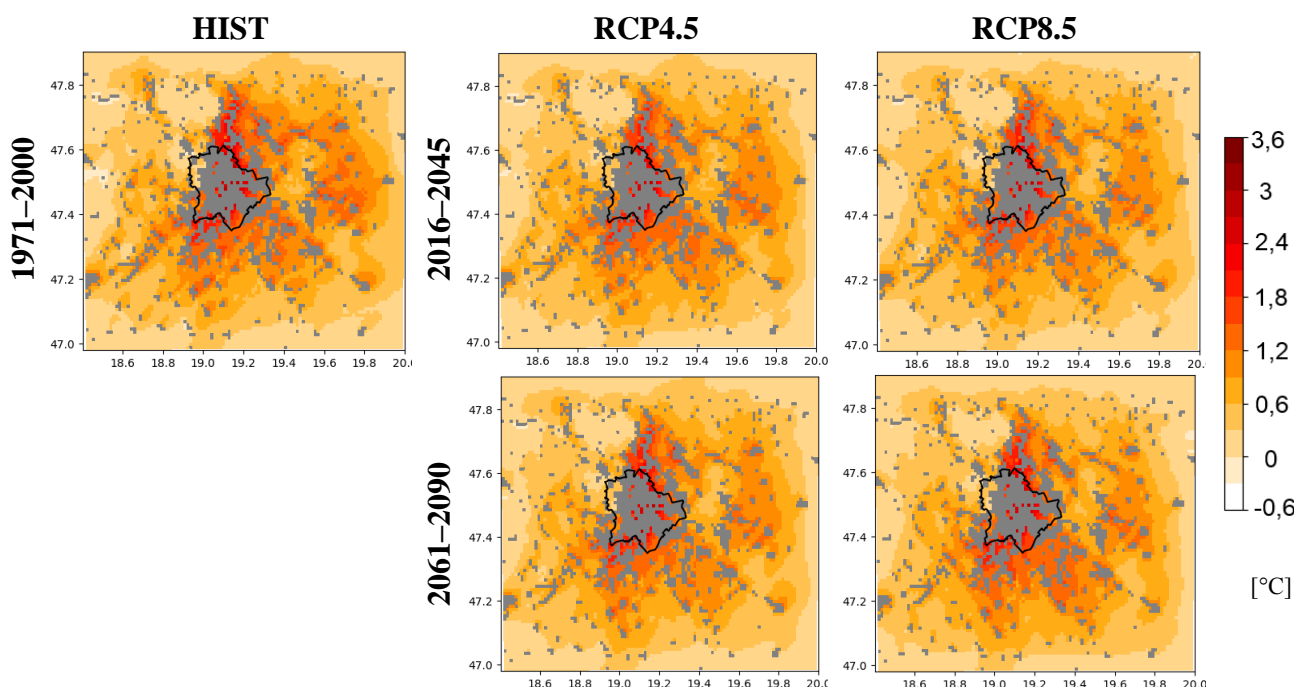


RCP8.5 szimulációnál a közeli jövő időszakában volt, míg a nappali órákban az RCP4.5 távoli jövő esetében volt a legkisebb a korrekció mértéke.

**12. táblázat: Átlagos hőmérséklet korrekció [°C] a vizsgált adatsorokban az UHI intenzitáshoz felhasznált rácspontok esetén.**

Szimuláció	Nappal	Éjszaka
HIST (1971–2000)	0,31	1,25
RCP4.5 (2016–2045)	0,32	1,18
RCP8.5 (2016–2045)	0,40	1,17
RCP4.5 (2061–2090)	0,30	1,18
RCP8.5 (2061–2090)	0,38	1,22

A választott időszakokban elvégeztem a korrekciók átlagolását a modellterületen is, melyet a 24. ábra szemléltet. A korrekció területi eloszlása közel azonos a szimulációkban mind éjszaka, mind nappal. Minimális korrekció történt a Budai-hegység területén. Budapesttől északra, keletre és délre viszont az agglomerációt övező területeken emelkedett a hőmérséklet, mely az alapáramlás által odaszállított, belvárosi területekről származó hőtöbbletből ered. A hőadvekción Budapest közvetlen környezetében megközelítőleg 2–2,5 °C-os melegedést okozott, mely a távolság növekedésével folyamatosan csökken.



**24. ábra: Időszakonkénti, szimulációnkénti átlagos korrekció az éjszakai órákban a hőhullámos esetekre.**

## 5. Esettanulmányok

Ebben a fejezetben esettanulmányokon keresztül mutatom be a városi parametrizációval futtatott WRF modellszimulációk eredményeit két kiválasztott időszakra. A nyári esettanulmány során részletesen kitérek a különböző felszíni adatbázisokkal futtatott szimulációk különbségeire és az így keletkezett hősziget intenzitására és területi kiterjedésére, valamint bemutatom a modell MODIS műholdképekkel végzett validációját is ([Göndöcs et al., 2017a](#)). A téli időszak során a városi hősziget megjelenését vizsgálom részletesebben, továbbá az állomási mérések segítségével végzett további összehasonlító vizsgálatok eredményeit is áttekintem. Ebben a fejezetben bemutatott szimulációk mindegyikében kezdeti- és peremfeltételként az IFS modell reanalízis mezőit használtam. A vizsgálatokban számításra került mind az UHI, mind a SUHI<sup>61</sup>, melyek intenzitásának meghatározásakor a városi és környékbeli pontok átlaghőmérsékletének (UHI esetén 2-m-es hőmérséklet, SUHI esetén felszíni hőmérséklet) különbségét képezem. A számítás feltételei a következők: (i) a felhasznált rácspontok a BP\_dom (K.h. 18°48' – 19°30'; É.sz. 47°18' – 47°42') által lehatárolt területen legyenek; (ii) a felszín ne legyen vízzel fedett, és tengerszint feletti magassága ne haladja meg a 200 m-t, illetve, (iii) a város esetén teljesüljön, hogy a rácspontok Budapest közigazgatási területén belül beépített terület kategóriához tartozzanak a szimulációkban, míg (iv) a külterület a várost körülvevő nem beépített terület.

### 5.1. Nyári esettanulmány

A nyári esettanulmány elkészítéséhez egy 2015 nyarán kialakult hőhullámos hetet választottam. Ennek két fő oka volt: (i) a hőhullám anticiklonális időszak során alakult ki, amely a nagytérségű leáramlás hatására derült időt eredményezett, így lehetőség nyílt műholdképekkel összevetni a szimulációkat, továbbá (ii) a kiválasztott hét modellezés szempontjából kevésbé komplexnek tekinthető, ami csökkentette a bizonytalanságot. A nyári esettanulmány elkészítésével céлом az volt, hogy számszerűsítsem az újonnan létrehozott felszíni adatbázissal (OSM) készült szimulációkban megjelenő pontosabb eredményeket. A 10. táblázat összegzi a vizsgálat során készült szimulációkat: mindegyik esetben a kezdeti- és peremfeltételeket az IFS modell biztosította. Három szimulációs csoport készült: (i) MODIS felszín borítottsági adatokkal (továbbiakban: WRF/MODIS), (ii) USGS felszíni adatbázissal (továbbiakban: WRF/USGS) (1. ábra) (iii) valamint az OSM felszínnel inicializált szimuláció (továbbiakban: WRF/OSM). A modellhibák csökkentésének érdekében mindegyik

---

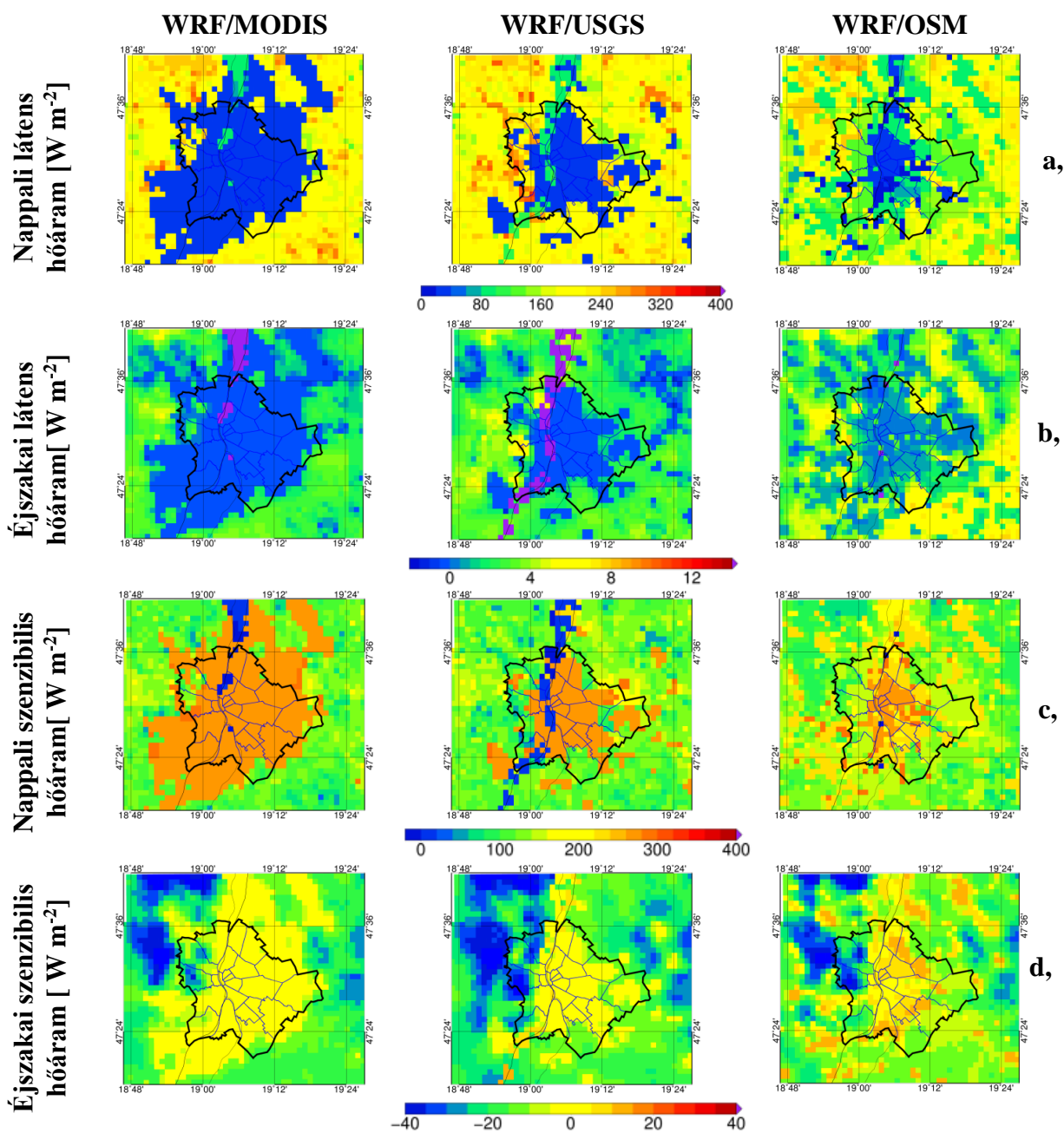
<sup>61</sup> Surface Urban Heat Island – Felszíni városi hősziget

modellfuttatás a vizsgált hét minden napjának 00 UTC (02 HLT) órájában indult és 30 órán keresztül futott. A modell felpörgési időszakának az első 6 órát vettem, így ezt az időszakot az elemzéseknél nem használtam fel. A WRF/OSM szimuláció esetén frissítettem továbbá a talajtextúra adatbázist (9. ábra), a városi morfológiát (5. ábra) és az albedó adatbázist (6. ábra) is.

### 5.1.1. Felszíni adatbázisok hatása

A 25. ábra és 26. ábra összegzi a felszíni energiakomponensek, a planetáris határreteg-magasság valamint a felszíni/felszínközeli hőmérséklet nappali (05:15 HLT–20:15 HLT) és éjszakai (20:30 HLT–05:00 HLT) átlagait. A számos származtatott felszíni változó közül azok kerültek ábrázolásra és értékelésre, melyek hatással vannak a felszíni hőmérsékletre és a város termikus tulajdonságaira. A kiválasztott hőhullámos időszakban a kis mennyiségű felhőzet alig vagy egyáltalán nem módosította az időszak alatt beérkező rövidhullámú sugárzást, így a szimulációkban a napi maximális beérkező RH sugárzásintenzitás  $920 \text{ W m}^{-2}$  és  $940 \text{ W m}^{-2}$  között alakult. A 25. ábra a és b sorában látható a látens hőáram (LH) alakulása a szimulációkban. A nappali és éjszakai órákban egyaránt elmondható, hogy a városi területek sűrű beépítettsége (növényi felszín hiánya) miatt minden esetben kialakult ugyan az ún. városi száraz sziget ([Wang & Gong, 2010](#); [Wang et al., 2012](#)), azonban az egyes szimulációk mintázata eltérő. A WRF/MODIS és WRF/USGS szimulációkban a városi területeken egységesen megközelítőleg  $0 \text{ W m}^{-2}$  az LH az egész nap folyamán ez erős kontrasztban áll a külterületi hőárammal, amely a nappali órákban  $200 \text{ W m}^{-2}$  és  $250 \text{ W m}^{-2}$  között alakult. A szenzibilis hőáram (SH) hasonló mintázattal rendelkezik (a felszínhasználat adatbázis okán): a nappali órákban a városi területeken  $260\text{--}280 \text{ W m}^{-2}$ , míg a külterületeken  $100\text{--}110 \text{ W m}^{-2}$  közötti átlagokkal (25. ábra c, d sora). A WRF/OSM esetén mind az LH-ről, mind az SH-ről elmondható, hogy sokkal valóságosabb mintázatot mutat a városközpontból sugárirányban rendre növekedő, illetve csökkenő hőáramokkal. A 25. ábrán az is szembetűnő, hogy az LH és az SH esetén a WRF/OSM a külterületeken is eltér a másik két szimulációtól, ami a jelentősen módosított talajtextúra eloszlással magyarázható. Az eredeti FAO adatbázis használata a WRF/OSM szimulációban (nem kerül bemutatásra) alacsonyabb LH értékeket és ezáltal, további külterületi melegedést okozott volna, ami a kevesebb rendelkezésre álló talajnedvességgel ([Breuer et al., 2012](#)) magyarázható. Összességében a külterületi LH különbség a WRF/OSM és a másik két szimuláció között átlagban  $50 \text{ W m}^{-2}$  körüli értékre tehető. Továbbá fontos kiemelni, hogy a WRF/OSM szimulációkban a városi kategóriák kiterjesztésével lehetőség nyílt az agglomerációs zónákban lévő beépített területek pontosabb

figyelembevételére is, ezáltal és az 50% beépítettség hatására az LH a nappali órákban átlagosan eléri, néhol meg is haladja a  $100\text{--}120 \text{ W m}^{-2}$  értéket. Az SH esetén a WRF/OSM szimulációban külterületi többletet láthatunk a másik két szimulációhoz képest, ami a külterület nagyobb mértékű melegedését eredményezi, ezzel csökkentve az UHI és a SUHI értékét. Az erdős területeken (Budai-hegység) szintén kialakultak különbségek (nappali órákban a WRF/OSM szimulációban intenzívebb párolgás), ami az albedó adatbázis és a felszíni adatbázis módosításához köthető. A várostól északkeletre található Gödöllői-dombság lankáira települt agglomeráció szintén megjelenik a WRF/OSM és WRF/MODIS szimulációkban: a zöldövezeti városi kategóriának köszönhetően  $100 \text{ W m}^{-2}$ , míg a MODIS esetén  $0 \text{ W m}^{-2}$  az átlagos nappali LH.



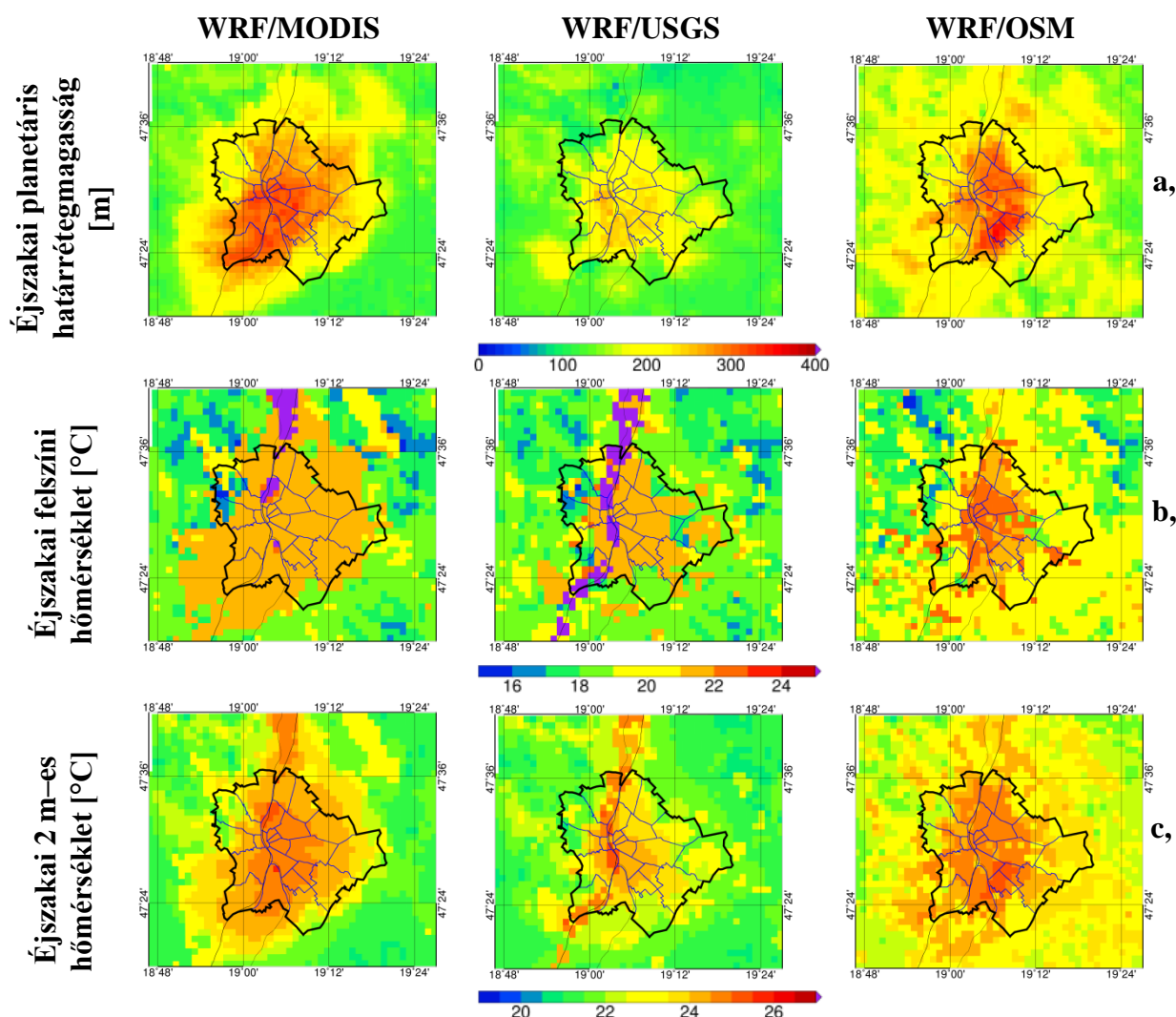
25. ábra: A felszíni hőáramok nappali és éjszakai átlagai 2015. 07. 02–08. közötti időszakban: látens (a, b sor) és szenzibilis hőáram [W m<sup>-2</sup>] (c, d sor), (fentről lefelé).

A városi területeken kialakuló magasabb SH és alacsonyabb LH értékek magasabb Bowen-arányt eredményeznek, ami a beérkező RH sugárzással együtt a planetáris határréteg (PHR) és a városi határréteg (UBL<sup>62</sup>) felépülését eredményezi, ami a szimulációkban a nappali órákban eléri átlagban az 1100–1400 m-t is, míg a külterületeken ez az érték 350–400 m-rel alacsonyabb (nem ábrázoltam). Az éjszakai PHR-vastagság függ a vertikális turbulens átkeveredéstől, és hat az éjszakai városi hősziget fejlődésére, ezáltal a városi energetikai

<sup>62</sup> Urban Boundary Layer – Városi határréteg

viszonyok megbecsülhetők a PHR-vastagság alakulásával. Az éjszakai órákban a WRF/OSM és a WRF/MODIS szimulációban definiált nagyobb városi terület esetén magasabb átlagos határréteg alakul ki, mint a WRF/USGS szimulációban (a különbség kb. 80–100 m), azonban az utóbbi kettő esetén a város élesen elkülönül a körülette lévő alacsonyabb PHR-lel rendelkező külterülettől (26. ábra). Budapest agglomerációs zónájában definiált kisebb települések hatására a WRF/OSM szimulációban a külterületeken is magasabb határréteg alakul ki (magasabb SH értékek), ami a másik két szimulációhoz képest kb. 100 m-rel magasabb. A WRF/USGS szimulációban az éjszakai UBL megközelítőleg 190–23 m között alakult átlagosan.

Az eddigiekben bemutatott meteorológiai paraméterek hatnak a 2 m-es és a felszíni hőmérséklet alakulására, amelyek térbeli eloszlását az éjszakai órákban a 26. ábra b, és c sora foglalja össze. Magasabb hőmérsékletek kapcsolódnak a nagyobb PHR magasságokhoz és a nagyobb SH értékekhez, míg a növényzettel és vízzel borított felszíneken (pl. a Duna vonala a MODIS és az USGS felszíni adatbázisban) a megnövekedett LH értékek csökkentik a hőmérsékletet. A WRF/OSM szimuláció a másik két szimulációhoz képest melegebb külterületet becsül mind a felszíni, mind a felszínközeli hőmérséklet esetén, azonban a városra kapott hőmérsékleti szerkezet jobban rekonstruálja a valós térbeli szerkezetet: a meleg belvárossal és a sugárirányban csökkenő hőmérséklettel. A WRF/MODIS és a WRF/USGS szimuláció közel azonos külterületi (16–18 °C) és városi (21–22 °C) felszíni hőmérsékletet becsülnek. A legszembevetőbb különbség a hőmérsékletek területi eloszlásában a Duna vonalához kapcsolódik, azonban a következőben bemutatott SUHI/UHI számításokban ezeket a pontokat nem veszem figyelembe. A 2 m-es hőmérsékletéhez kapcsolódó ábrákon egyértelműen kirajzolódik az éjszakai órákban intenzív városi hősziget jelenség, azonban az intenzitás a különböző szimulációkban eltérő (13. táblázat). Mind a 13. táblázatban, mind a 26. ábrán látható, hogy a legerősebb hősziget intenzitás a WRF/MODIS szimulációhoz (2,13 °C), míg a leggyengébb a WRF/OSM (1,59 °C) szimulációhoz kapcsolódik.



**26. ábra: Planetáris határréteg-magasság (a sor) [m], felszíni hőmérséklet (b sor) [°C], és 2-m-es hőmérséklet (c sor) [°C] (fentről lefelé) nyáron.**

A 13. táblázat összegzi az átlagos felszíni és 2 m-es hőmérsékletek alakulását a szimulációkban, továbbá a becsült SUHI és UHI intenzitásokat. Az eredmények alapján látható, hogy a WRF/MODIS szimulációban alakult ki a legintenzívebb városi hősziget mind éjszaka, mind nappal, ami a szimulációban kialakult különösen meleg belvárosi területtel (egyedül a WRF/OSM szimuláció városi területe volt melegebb éjszaka) és a hűvösebb külterülettel magyarázható (egyedül a WRF/USGS szimuláció külterülete volt hűvösebb). A leggyengébb UHI a WRF/OSM szimulációban alakult ki: a 2 m-es hőmérséklet esetén a városi területek kellőképpen felmelegedtek a légkondicionáló eszközök és más antropogén hatások okán, azonban a külterületek esetén is túlzott melegedés történt, ami a 26. ábrán bemutatott intenzívebb külterületi SH értékekhez kapcsolódik. A felszíni hőmérséklet esetén a

nappali órákban szintén túlzott melegedés figyelhető meg a külterületeken, azonban éjszaka a WRF/USGS és WRF/MODIS értékeihez hasonló hőmérsékletek alakultak ki. A WRF/OSM és a WRF/USGS szimulációban a nappali órákban az átlagos UHI intenzitás rendre  $-0,19\text{ }^{\circ}\text{C}$  és  $-0,03\text{ }^{\circ}\text{C}$ , ami gyenge városi „hideg sziget” jelenséget eredményez (Oke, 1982; Theeuwes et al., 2015; Yang et al., 2017), azaz a külterület kissé melegebbé válik a városi területekhez képest. Napközben az UHI intenzitás  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  és  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  között mozog egészen napfelkeltétől (4:15 UTC) délutánig. Az eredmények alapján a felszíni hőmérsékletből ( $T_s$ ) számított hősziget intenzitások magasabb értékeket vettek fel a felszínközeli hőmérsékletből számított értékekhez képest.

**13. táblázat: Szimulációnkénti 2 m-es ( $T_2$ ) és felszíni ( $T_s$ ) hőmérséklet átlagok városi és városkörnyéki pontokra, valamint az ezekből származtatott SUHI és UHI intenzitás.**

	$T_2\text{ [}^{\circ}\text{C]}$					$T_s\text{ [}^{\circ}\text{C]}$			
	nappal		éjszaka			nappal		éjszaka	
	város	környék	város	környék		város	környék	város	környék
WRF/USGS	27,78	27,81	24,12	22,43	WRF/USGS	33,79	30,63	22,68	20,21
WRF/OSM	27,68	27,87	24,75	23,16	WRF/OSM	32,53	31,19	22,25	20,11
WRF/MODIS	27,78	27,64	24,48	22,35	WRF/MODIS	33,93	30,76	22,87	19,64
USGS <sub>UHI</sub>	-0,03		1,68		USGS <sub>SUHI</sub>	3,16		2,46	
OSM <sub>UHI</sub>	-0,19		1,59		OSM <sub>SUHI</sub>	1,34		2,14	
MODIS <sub>UHI</sub>	0,14		2,13		MODIS <sub>SUHI</sub>	3,17		3,24	

### 5.1.2. Validáció

A szimulációkban megjelenő budapesti UHI kialakulásának és napi menetének elemzése előtt megvizsgáltam a rendelkezésre álló MODIS szenzor által mért felszínhőmérsékleti adatok (3.2.1. fejezet) és a szimulációk közötti különbségeket. Ehhez az alábbi két hiba mutatót használtam fel:

$$RMSE^{63} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (MOD_i - SAT_i)^2} \quad (5.1)$$

$$MNB^{64} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(MOD_i - SAT_i)}{MOD_i} 100\% \quad (5.2)$$

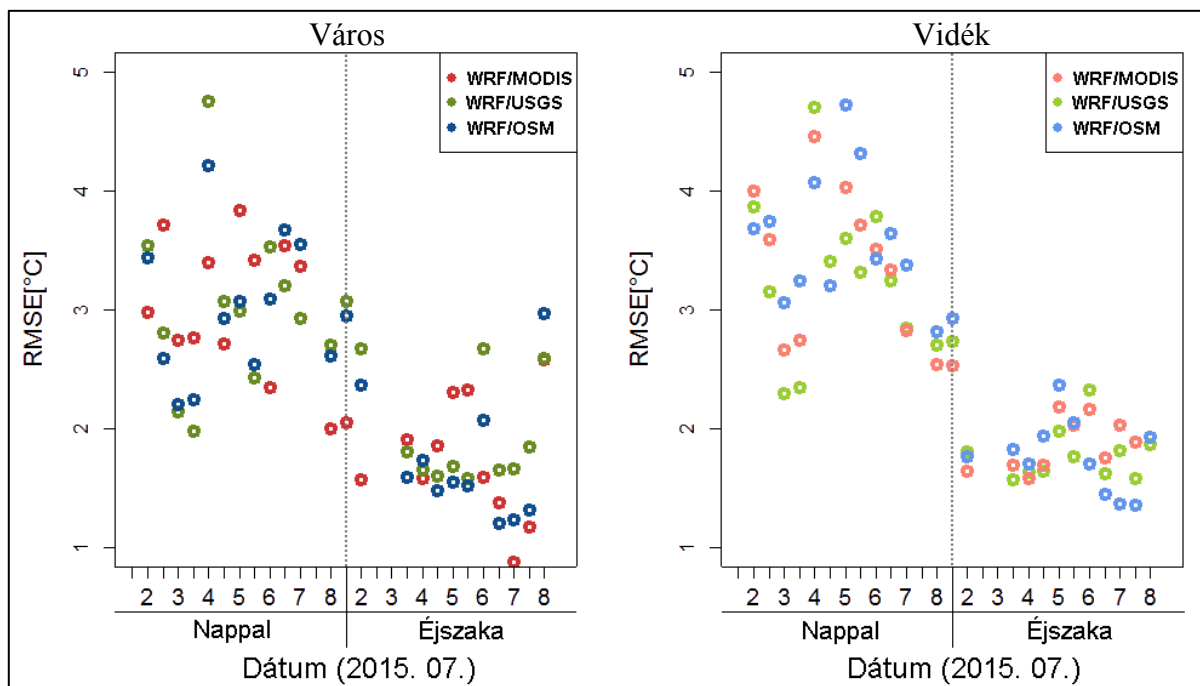
A 27. ábra szemlélteti az átlagos négyzetes hibát (RMSE, 5.1 egyenlet) a szimuláció (MOD) és a műholdas megfigyelések (SAT) között minden, a kiválasztott időszak alatt történt

<sup>63</sup> Root Mean Square Error – Átlagos négyzetes hiba

<sup>64</sup> Mean Normalized Bias – Átlagos normalizált eltérés



műholdas átvonulás esetén akkor, ha a kiválasztott területen a felhőborítottság nem haladja meg a 30%-ot sem a megfigyelésben, sem a szimulációkban. Az RMSE számításakor azok a rácspontok kerültek felhasználásra, amelyek a további SUHI vizsgálatok során a környékbeli vagy városi felszínhez tartoznak. A 27. ábrán elkülönítve jelennek meg a nappali és éjszakai értékek, kisebb hibával az éjszakai, míg nagyobb eltéréssel a nappali órákban. Az éjszakai órákban a beérkező RH sugárzás hiánya miatt a városi és a vidéki területeken is egyaránt megközelítőleg  $1,75\text{ }^{\circ}\text{C}$  a négyzetes eltérés (városi területeken nagyobb szórással), míg a nappali órákban az eltérés meghaladja a  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is (vidéki területeken nagyobb a hiba). A városi és vidéki területek napszakonkénti hibái azonos nagyságrenddel rendelkeznek, ezáltal a SUHI intenzitás alkalmazható a szimulációk és a műholdas megfigyelések közötti relatív különbségek feltérképezéséhez. Az ábrázolt RMSE értékek alapján elmondható, hogy nincs szisztematikus különbség a szimulációk között (27. ábra). További eredményeket a 14. táblázat összegez a korlátozott BP\_dom és teljes BP\_dom területre vonatkozóan.



**27. ábra: Átlagos négyzetes eltérések a szimulációk és a MODIS szenzor által mért felszínhőmérséklet megfigyelések között (RMSE), városi és vidéki területen, a 2019.07.02–08. időszak során műhold-átvonulásonként.**

A teljes BP\_dom területre végzett számítások során a cellák leválogatásánál nem vettem figyelembe a magassági korlátozást, vagy a vízzel fedett területeket, azonban a városi és vidéki pontok továbbra is elkülönítésre kerültek, s Budapest közigazgatási határát is számításba vettem. A 14. táblázat alapján elmondható, hogy a WRF/OSM szimulációval kapott eredmények egyeznek legjobban a műholdas megfigyelések értékeivel városi és vidéki

területeken egyaránt, míg a WRF/USGS eredményezte a legnagyobb hibákat. A városi területeken a WRF/OSM szimuláció RMSE értékei kisebbek voltak a másik két szimulációhoz képest (2,64 °C és 2,34 °C), ami köthető a WRF/MODIS és WRF/USGS szimulációkban (i) a vízzel fedett rácspontok nappali alulbecsléséhez és éjszakai felülbecsléséhez, valamint (ii) a definiált városi területek durva felbontásához és nem megfelelő definiálásához. A növényzettel fedett területeken a nappali órákban a WRF/OSM szimuláció eredményezte a legkisebb RMSE értékeket, miközben az éjszakai órákban a WRF/MODIS becsülte legjobban a műholdas méréseket. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy csak kis mértékben tértek el egymástól az egyedi szimulációkból számított RMSE értékek. Mindegyik szimulációról elmondható, hogy a lombhullató erdős területeken a nappali órákban a műholdas mérések felülbecsültek (nem ábrázoltam), mindazonáltal a WRF/OSM esetében ezen hibák 2–3 °C-kal alacsonyabbak voltak, ami a felszíni adatbázis frissítésével magyarázható.

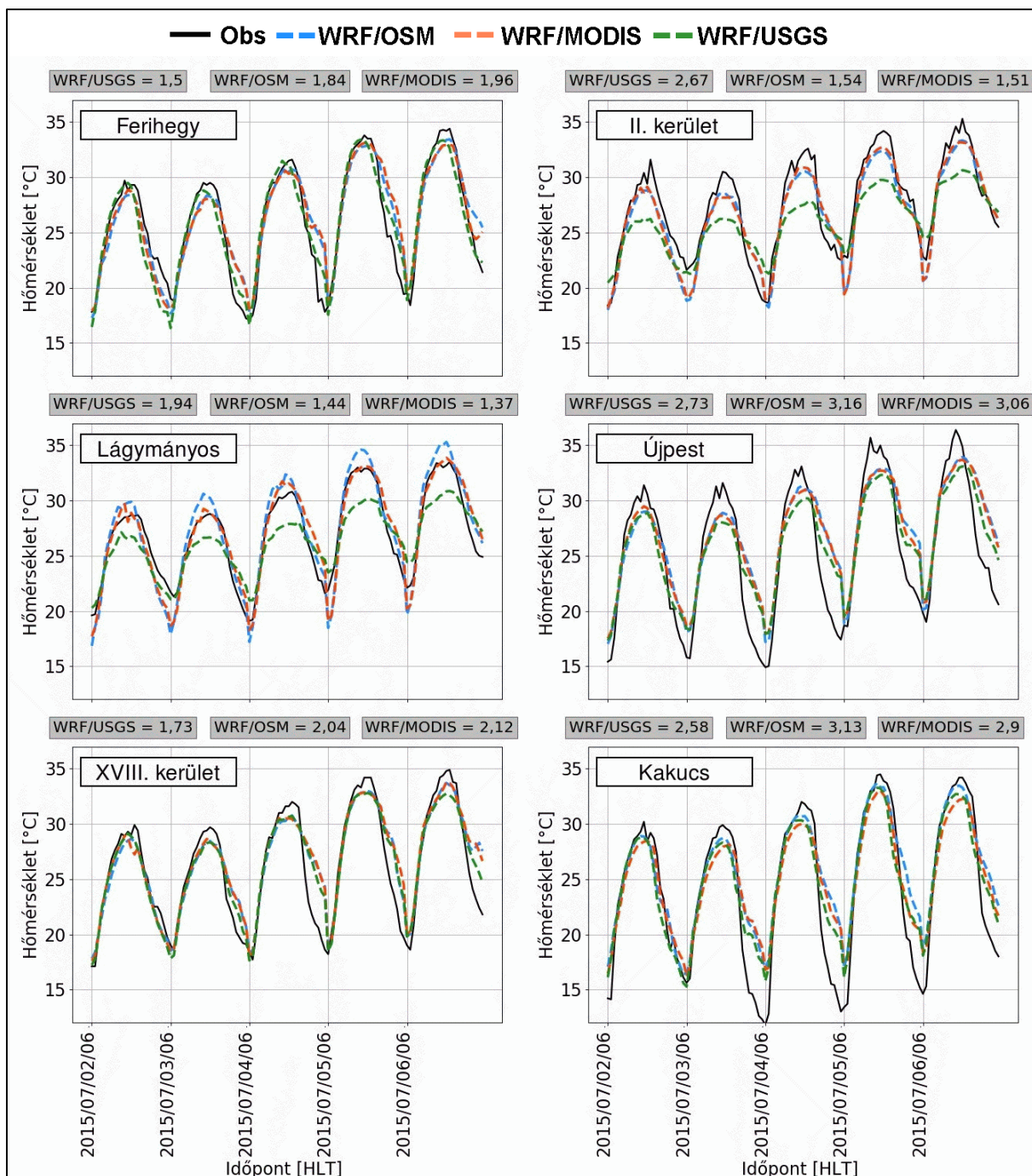
A statisztikai vizsgálatok kiegészítéséhez és a folyamatok részletesebb ismeretéhez az átlagos normalizált eltéréseket (MNB, 5.2 egyenlet) is megvizsgáltam, hasonlóan az RMSE-hez. Ideális esetben az MNB értéke nulla vagy akörüli értéket vesz fel, illetve előjele mutatja az eltérés irányát is. A 14. táblázat alapján látható, hogy a WRF/MODIS szimuláció felülbecsli a hőmérsékletet a műholdas méréshez képest, ami a pozitív MNB értékekből látszik (mind a nappali, mind az éjszakai órákban). Mindemellett a WRF/MODIS eredményezte a legnagyobb alulbecslést (-0,3 °C) is a nappali órákban a külterületen a korlátozott BP\_dom területen. A teljes BP\_dom területet figyelembe véve ez az alulbecslés kiegyenlítődik (-0,01 °C) az erdős területeken tapasztalt felülbecslés miatt. A WRF/USGS esetében nincs számottevő különbség a teljes vagy korlátozott BP\_dom területre vonatkozóan: a szimuláció mindkét esetben alulbecsüli a műholdas adatokat. Városi területeken a WRF/OSM becsülte a legkisebb eltéréssel a felszíni hőmérsékletet, ezzel ellentétben az éjszakai órákban a külterületeken egy felülbecslés látható, ami a kialakuló SUHI intenzitás csökkenését okozza.

**14. táblázat: Átlagos négyzetes eltérés (RMSE) és átlagos normalizált hiba (MNB) értékeket összefoglaló táblázat a nappali és az éjszakai időszakokra, a korlátozott és teljes BP\_dom területre. (A félkövérrel, illetve dőlttel kiemelt értékek a három közül a legpontosabb modellszimulációt jelölik rendre a városi és a vidéki területekre vonatkozóan.)**

			WRF/MODIS		WRF/USGS		WRF/OSM	
			Város	Vidék	Város	Vidék	Város	Vidék
<b>RMSE</b> [°C]	Korlátozott BP_dom	Nappal	<b>2,39</b>	2,78	2,70	2,77	2,47	2,75
		Éjszaka	2,40	2,29	<b>2,27</b>	2,32	2,28	2,70
	Teljes BP_dom	Nappal	2,98	3,31	3,96	3,43	<b>2,64</b>	3,13
		Éjszaka	2,60	2,90	2,85	2,91	<b>2,34</b>	2,96
<b>MNB</b> [%]	Korlátozott BP_dom	Nappal	0,17	-0,30	-0,35	-0,28	<b>-0,15</b>	0,06
		Éjszaka	0,31	0,10	-0,12	0,10	<b>0,01</b>	0,40
	Teljes BP_dom	Nappal	0,18	-0,01	-0,42	-0,14	<b>-0,10</b>	0,12
		Éjszaka	0,23	0,16	-0,15	0,08	<b>-0,01</b>	0,25

A szimulációk eredményeit összevetettem felszíni állomási mérések adataival is (3.2.4. fejezet) kiválasztott budapesti és környéki mérőállomásokra (4. táblázat). A 28. ábra összesíti az állomásonkénti méréseket és a szimulációk napi felszínközeli hőmérsékleti adatait a városi állomásokra és Kakucsra vonatkozóan (legközelebbi külterületi állomás), illetve megjeleníti az egyes szimulációk méréstől való átlagos négyzetes eltérését is. A legjobb beválást a János-hegyi állomás esetén kaptam (nem ábrázoltam) közel 1 °C-os négyzetes eltérésekkel (itt fontos megjegyezni, hogy a kiválasztott rácspont esetén a magassági hatások érvényesülnek, továbbá tenger szintfeletti magassága miatt később a városi hősziget vizsgálatokban sem kerül felhasználásra). A ferihegyi állomás sem tekinthető maradéktalanul városi rácspontnak, ezért hőmérsékleti előrejelzése is kevésbé komplex, mint akár a belvárosi területeké. A repülőtéri állomás esetén az átlagos eltérések a 2 °C-ot sem érik el, melyből kiemelhető a WRF/USGS szimuláció az átlagos 1,5 °C-os RMSE értékkel. Fontos azonban megjegyezni, hogy ezen szimulációban a repülőtéri pont mezőgazdasági területként jelenik meg. A WRF/OSM esetén a repülőtér külön felszínhasználati kategóriát kapott azért, hogy a felszínhőmérsékleti térképeken a fővárosban létrejövő SUHI másodlagos maximuma meg tudjon jelenni, ennek ellenére a reptéri felszínközeli hőmérséklet értékeit átlagosan 1,84 °C hibával sikerült közelíteni. A kiválasztott állomások közül kiemelhető még a lágymányosi mérőpont, ahol a hibák szintén 2 °C alatt maradtak, mely (i) kapcsolódik az adatbázisokban történt felszínhasználati félrekategorizálásokhoz, (ii) a Duna hatásához, illetve (iii) a mérőház elhelyezkedéséhez. A legkisebb hibát (1,37 °C) a WRF/MODIS szimuláció esetén kaptam, ahol a napi maximumhőmérsékletekben csupán 1–2 °C-os eltérést tapasztaltam, s még a WRF/OSM átlagos hibája sem haladta meg az 1,5 °C-ot, ami annak köszönhető, hogy az

említett szimulációban a lágymányosi pont füves területnek lett definiálva. A WRF/USGS esetén a lágymányosi pont vízzel fedett terület, aminek eredményeképpen a napi maximumhőmérsékletek jelentősen alul-, míg a minimumhőmérsékletek felül lettek becsülve. A városi pontok (II. kerület, XVIII. kerület, Újpest) közül kiemelhetőek a II. kerületi állomáshoz kapcsolódó eredmények, ahol a hibák szintén  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  körül mozogtak, kivéve a WRF/USGS szimulációban, ahol a Duna vonalának félrekegrizálása miatt az átlagos hiba meghaladta a  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is. A XVIII. kerület (Budapest-Pestszentlőrinc) és Újpest esetén a szimulációk napi menetei közel azonosak, ami ahhoz kapcsolódik, hogy a felszíni adatbázisokban (1. ábra) ezen pontok városi, ipari vagy zöldövezeti pontnak lettek megadva (4. táblázat). Ennek eredményeképpen az alkalmazott városi parametrizáció figyelembe veszi a beépített területek módosult fizikai tulajdonságait, többek között a megnövekedett hőkapacitást, ami egyik kiváltója a városi hősziget jelenségének. Mindezek ellenére a 28. ábrán egyértelműen látszik az említett pontok esetén, hogy a város az éjszakai órákban nem hűl le kellőképpen, ami akár  $5\text{--}6\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os eltérést is eredményez a mérésekhez képest. További nehézséget okoz, hogy az újpesti állomást sem tekinthetjük teljesen városi pontnak (annak ellenére, hogy üzemi területek közelében található), hiszen közvetlen környezetében található a Duna és további növényzettel borított területek.



**28. ábra:** A kiválasztott nyári időszakra (2015. július 2–7.) vonatkozó napi hőmérsékleti (2 m-es) menetek a kiválasztott, budapesti vagy környéki meteorológiai állomásokra. Fekete színnel: állomási mérés (Obs); kék színnel: WRF/OSM; piros színnel: WRF/MODIS; zöld színnel: WRF/USGS. A diagramok felett található szürke háttérrel kitöltött téglalapokban az időszakra vonatkozó RMSE [°C] értékek szerepelnek az egyes szimulációkra.

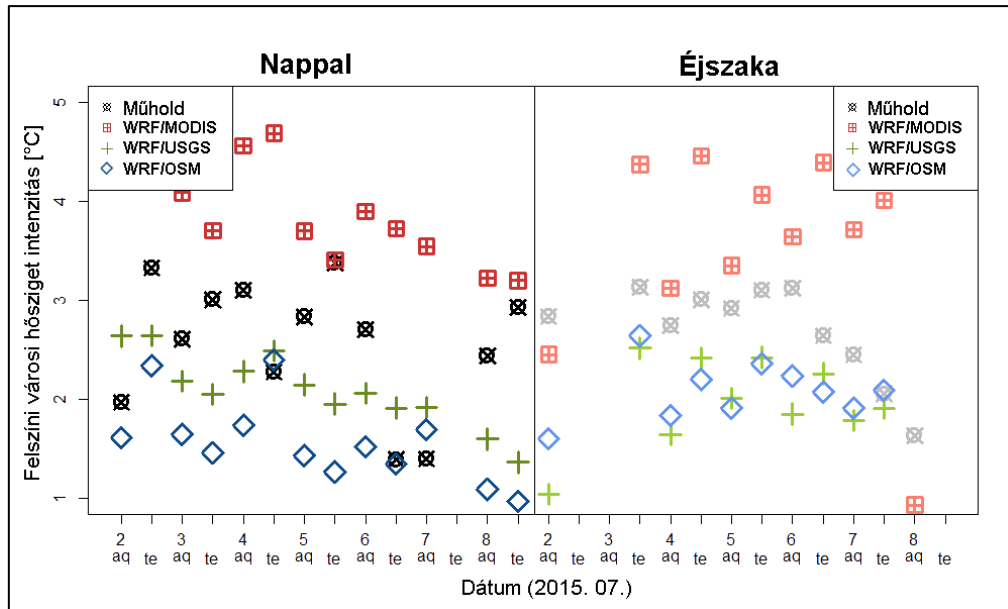
A választott teszthétre készítettem további szimulációkat, melyek konfigurációjukat tekintve kis mértékben különböztek az eredeti beállításoktól (F.1. és F.2. ábra). Ezeket a modellszimulációkat annak érdekében végeztem, hogy választ kapjak arra a kérdésre, hogy a beállítások módosításával elérhető-e további javulás. Az első módosítás során növeltem a

modell rácsfelbontását az eredeti 1 km-ről 370 m-re (F.1. és F.2. ábra, Mod T2 370), így a felszínhasználat félrekeategorizálásából adódó lehetséges hibákat tudtam kiküszöbölni. Teszteltem továbbá a városi parametrizáció okozta hatásokat is oly módon, hogy kikapcsoltam a modellben a városi parametrizációt (F.1. ábra, F.2. ábra, Mod T2 noub). Számottevő javulást egyik esetben sem sikerült elérni, azonban a nyári esetekre igaz volt, hogy a városi parametrizációtól eltekintve kis mértékben javultak az eredmények, különösképpen a nappali órákban az újpesti, II. kerületi és a Budapest-Pestszentlőrinc állomás esetén. Az újpesti állomás eredményeit a felbontás növelésével sikerült jelentősen javítani, ami a felszínhasználat helyes kategorizálásához köthető – ekkor az RMSE javulásának mértéke elérte a 0,6 °C-ot. A téli esetben a városi parametrizáció kikapcsolásával romlottak az átlagos négyzetes eltérések, főleg a városi területeken, továbbá egyértelmű javulást a felbontás növelésével sem sikerült elérni (F.2. ábra). Összességében elmondható, hogy a városi környezet és a lejátszódó folyamatok összetettsége miatt nem lehet egy univerzális modellbeállítást alkotni, mellyel a felmerülő hibák teljes mértékben kiküszöbölhetőek. Továbbá fontos megemlíteni a felszínhasználat nagy térbeli változékonyságából adódó bizonytalanságot is.

### **5.1.3. Városi hősziget megjelenése**

A készített szimulációk eredményei megerősítik azt, hogy a WRF modell képes reprodukálni a városi meteorológiai folyamatokat, azonban a különböző felszínhasználati adatbázisok eredményeképpen a városi hősziget kialakulása, térbeli eloszlása és intenzitása különböző. A 27. ábrán látható, hogy a napszakonkénti város-vidék hőmérséklet eltérések közel azonos nagyságrendbe esnek, ebből kifolyólag a SUHI segítségével vizsgálhatók a szimulációk és a műholdas mérések eltérései. A 29. ábra illusztrálja a műholdátvonulások időpontjában számított SUHI intenzitásokat elkülönítve a nappali és éjszakai órákra. Mind a 13. táblázat, mind a 29. ábra alapján látható, hogy a WRF/MODIS esetén kaptam a legintenzívebb SUHI-t, amely átlagosan 1,1 °C-kal becsli felül a műholdas mérésekből származó SUHI-t, amely visszavezethető a felszíni adatbázisában található nagyobb és kiterjedtebb budapesti agglomerációs területhez. Ugyanakkor a WRF/USGS és a WRF/OSM szimuláció nappal és éjszaka egyaránt alulbecsüli a megfigyelt értékeket átlagosan rendre 0,63 °C-kal, illetve 0,88 °C-kal. A leggyengébb intenzitás a WRF/OSM-ben jelent meg, ahol a Budapest külső kerületeiben található zöldövezeti zónák fás területeinek hatására csökkent a felszíni hőmérséklet, továbbá az albedó és talajtextúra adatbázis módosítása során a felszíni szenzibilis és látens hőáramok jelentősen megváltoztak (26. ábra). Ahogy a 13. táblázat

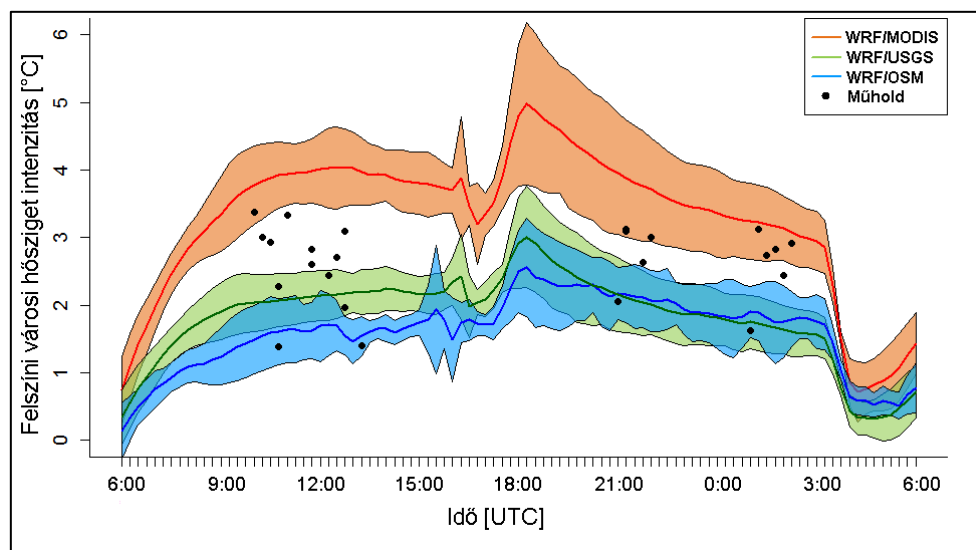
mutatja, ez a szimuláció eredményezte a legmelegebb külvárosi területet is a nappali órákban, ami a negatív UHI intenzitást okozott. A 29. ábrán az is látható, hogy a nappali órákban ugyan a WRF/USGS szimuláció becsülte legkisebb hibával a SUHI intenzitásokat, az éjszakai órákban viszont a WRF/OSM bizonyult a legjobbnak. Az ábráról hiányzó értékek, melyek vagy a túl felhős (felhőborítottság > 30%) megfigyelésekhez vagy szimulációhoz köthetők.



**29. ábra: Szimulációból és műholdas megfigyelésből származó SUHI intenzitások összehasonlítása műhold-átvonulásonként (aq: Aqua, te: Terra) a kiválasztott nyári anticiklonális időszakra (2015. 07. 02-08.).**

A műholdas mérésekkel ellentétben – melyek csupán négy alkalommal állnak rendelkezésre naponta – a modellszimulációk 15 percenként (beállítástól függ, esetünkben 15 perc) biztosítják a felszíni hőmérséklet területi eloszlását a modellterületen. A SUHI és az UHI jelensége között számos hasonlóság van, azonban fontos felhívni a figyelmet az alapvető különbségekre: míg az UHI a felszínközeli városi és külterületi léghőmérséklet különbségéből származtatható, és értéke a nappali órákban alacsony, vagy nulla körüli, addig az ellenkezője igaz a SUHI-ra, azaz értéke a nappali órákban is meghaladja a nulla értéket (város méretétől függően) (Roth et al., 1989b; Gallo et al., 1993). A 30. ábra szemlélteti a SUHI intenzitás változékonyságát szimulációként (színezett terület) és tartalmazza az egyes műholdátvonulásokra kapott műholdas SUHI intenzitásokat is. Az első maximum a SUHI napi menetében akkor figyelhető meg, amikor a beérkező RH sugárzás direkt módon éri a felszínt, majd napnyugta környékén – amikor a PHR „összeesik” (Stull, 1988) a TKE csökkenésének hatására – a SUHI intenzitás lassan csökken. Napnyugta után a városi területek a városkörnyéki területekhez viszonyítva elkezdnek számottevően (2–4 °C) melegebbé válni a megnövekedett hőkapacitás, hővezetés és emisszivitás hatására. A

korábban bemutatott eredményekkel összhangban a WRF/MODIS szimuláció eredményezte a legerősebb SUHI-t (átlagosan 3,2 °C) és a legnagyobb változékonyságot: a nappali órákban 0,65 °C, míg éjszaka 0,43 °C adódott a szórásra. A WRF/USGS és a WRF/OSM szimulációk hasonló napi menettel rendelkeznek, azonban napi átlaguk rendre 1,8 °C és 1,6 °C volt, míg a szórásuk mindkét esetben 0,39 °C. A nappali órákban a WRF/OSM szimuláció átlaga nem éri el a WRF/USGS által generált SUHI intenzitást, azonban az éjszakai órákban eléri és néhol meg is haladja azt. A 30. ábrán megtalálható a műhold áthaladások időpontjában mért és azokból származtatott SUHI intenzitás, amiből látható, hogy a nappali órákban erősen szóródik az értéke, míg éjszaka a több felhős eset miatt kevesebb műholdas érték jelenik meg a diagramon.

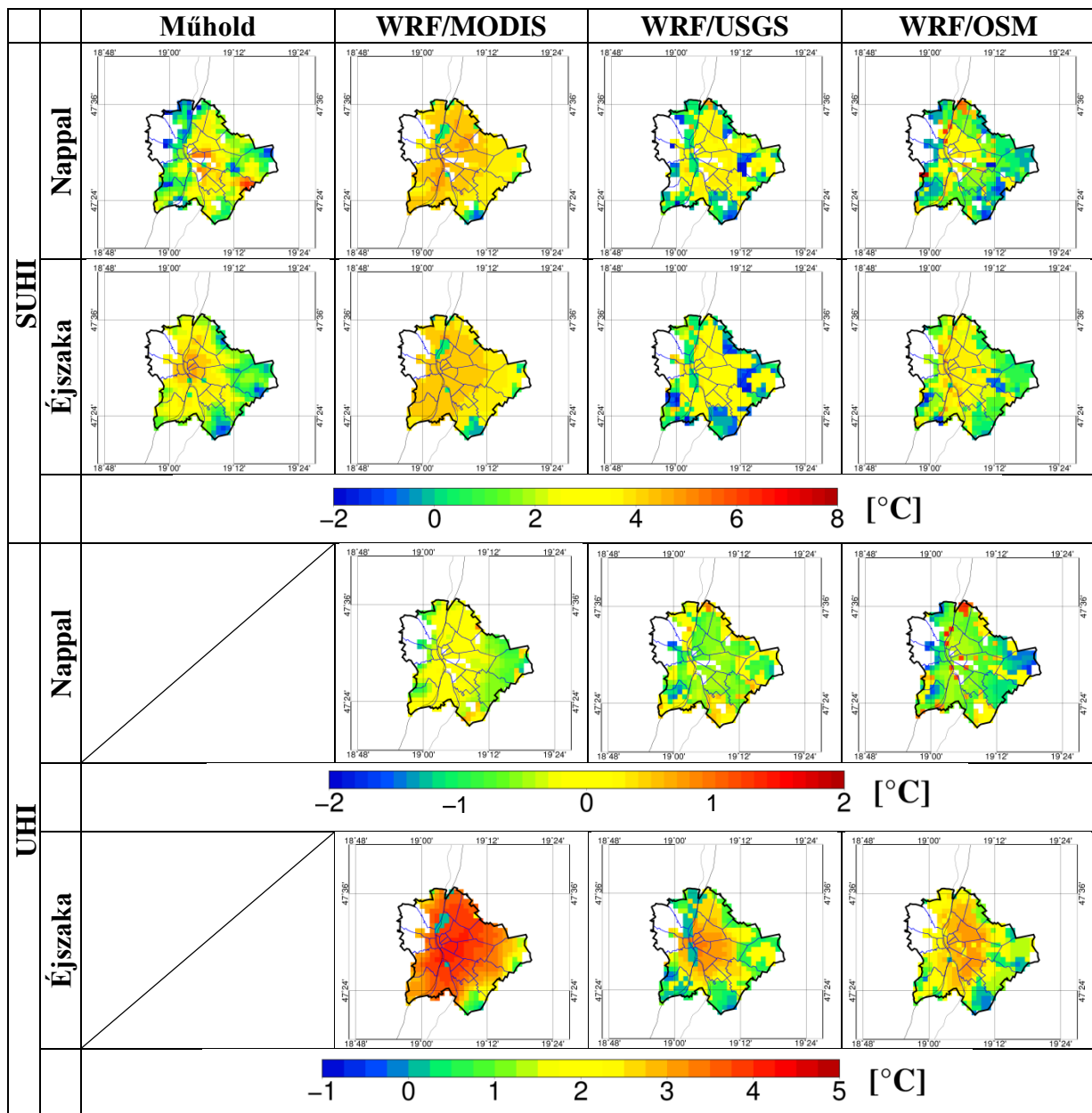


**30. ábra: SUHI intenzitás átlaga (folytonos vonal) és változékonysága szimulációként (színezett terület), illetve a műholdas SUHI intenzitás a rendelkezésre álló átvonulásokra (pöttyök) a vizsgált héten (2015. 07. 02-08).**

A SUHI időbeli fejlődése mellett a térbeli eloszlását is megvizsgáltam Budapest területén, melyet a 31. ábra szemléltet. Az ábra a kiválasztott időszak átlagos SUHI intenzitását mutatja a nappali és éjszakai órákban. Korábbi budapesti műholdas méréseken alapuló kutatás alapján ([Pongrácz et al., 2010](#)) a mért SUHI intenzitás maximuma a belvárosban, a pesti oldalon található, míg egy másodlagos maximum is megfigyelhető a Liszt Ferenc repülőtér környékén. Ahogy a 31. ábrán is látható a WRF/OSM szimuláció esetén kaptam a legvalóságosabb területi elrendeződést, mind a SUHI, mind az UHI esetében: a meleg belvárosi területekkel és a repülőtéren látható másodlagos maximummal (csak a SUHI-t mutató), illetve a belvárosi területektől induló, sugárirányban csökkenő intenzitásokkal – annak ellenére, hogy ez a szimuláció alulbecsüli a valós intenzitásokat. A városi felszíni



kategóriák kiterjesztésével a modell képessé vált reprodukálni a város különböző fizikai tulajdonságait, ezzel pontosabban becslve a klimatikus jellemzőket a városban és azon kívül is. A WRF/MODIS és a WRF/USGS szimulációkban található egyetlen városi kategóriának hatására a SUHI intenzitások homogénnek tekinthetők mind az éjszakai, mind a nappali órákban. Ugyanakkor negatív értékek is megfigyelhetők a növényzettel és vízzel fedett területeken (SUHI: (-2) – (-1) °C). Az UHI területi eloszlása összecseng a korábbi eredményekkel is, miszerint a nappali órákban az átlagos intenzitás negatív, vagy nulla körüli értéket vesz fel; mindazonáltal éjszaka elérheti akár átlagosan a 4 °C-ot is.

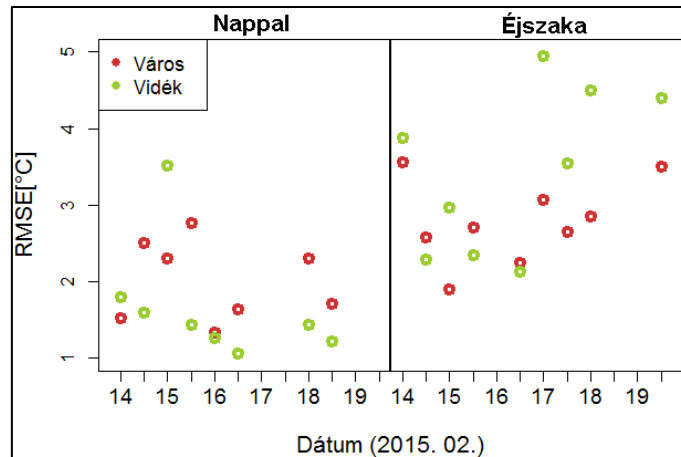


31. ábra: Az átlagos SUHI és UHI intenzitás napszakonkénti térbeli eloszlása Budapest területén a modellszimulációk és a MODIS műholdas mérések alapján (2015. 07. 02-08).

## 5.2. Téli esettanulmány

A téli esettanulmány időszakának kiválasztásánál szintén figyelembe vettem a validáció során fellépő korlátokat, miszerint a MODIS műholdképek csupán felhőmentes időben tartalmazzák a felszínhőmérsékletet. A szimulációkat a téli időszakra végeztem el (2015.02.14–19.), azonban így is voltak olyan műhold átvonulások, melyek a felhős/ködös idő miatt használhatatlanok voltak (pl. február 17-e nappal). A nyári esettanulmánnyal ellentétben a téli időszakra nem végeztem el a felszínhasználati adatbázisok hatásainak összehasonlítását. Ugyanis a téli esettanulmány készítésének célja az volt, hogy megismerjem a WRF modell működésének hibáját és korlátait a téli időszakban is. A téli időszak modellezés szempontjából sokkal összetettebb, ami visszavezethető a nagyobb arányú felhőborítottsághoz, a határréteg séma korlátaival és köd kialakulásához, melynek modellezése a modern meteorológia egyik legbizonytalanabb témaköre ([Román-Cascón et al., 2012](#); [Steenefeld et al., 2015](#)). A nyári esettanulmányhoz hasonlóan megvizsgáltam a műholdas mérések és a modellszimulációs eredmények közötti átlagos négyzetes eltéréseket (32. ábra), illetve az átlagos SUHI intenzitásokat (33. ábra).

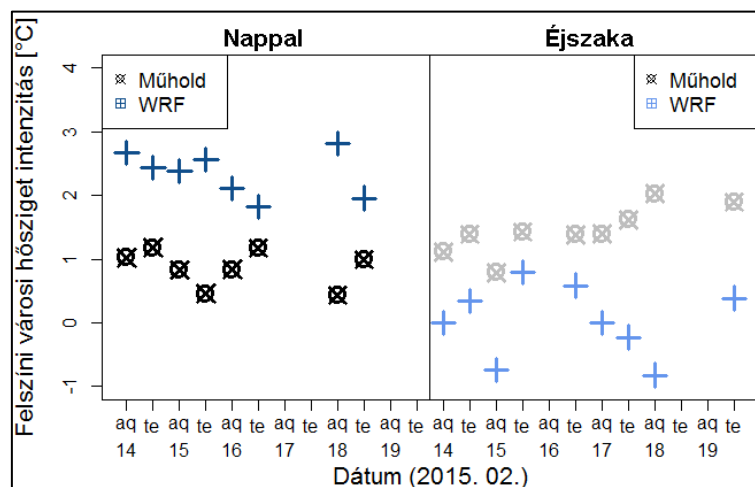
A 32. ábra alapján látható, hogy a nappali órákban kisebb eltérések alakultak ki, mint az éjszakai órákban. Nappal a városi területek hőmérsékletét a modell jellemzően felülbecsülte átlagosan 2 °C-kal, míg a környékbeli pontokban az alulbecslés volt jellemző átlagosan 1,66 °C-kal (nem ábrázoltam). A városhatáron belüli növényzettel fedett területeken végig alulbecslés volt jellemző. Az éjszakai órákban az időszak során átlagosan 3 °C volt az RMSE értéke. A nappali időszakkal ellentétben éjszaka a modellszimulációk az egész területen felülbecsülték a MODIS megfigyelésekből számolt felszínhőmérsékleteket, kivéve a zöldövezeti lakóövezetek területeit: a Budai-hegység budapesti részein (II. kerület, III. kerület, XII. kerület); illetve a városperem lakott területeit: Gyál, Vecsés, Pécel, Ecsér (nem ábrázoltam). Ez az alulbecslés kisebb mértékű, mint a környező területek felülbecslése, így ennek eredményeképpen az éjszakai órákban a városi területeken átlagosan 2,7 °C, míg a vidéki területeken 3,3 °C-os felülbecslés történt.



32. ábra: Átlagos négyzetes eltérések (RMSE) a szimuláció és a MODIS szenzor által mért felszínhőmérséklet megfigyelések között nappal és éjszaka, városi és vidéki területen, a szimulált hét során (2015. 02.14-19.).

### 5.2.1. Városi hősziget megjelenése

A téli időszakról általánosságban elmondható, hogy a kialakuló SUHI gyengébb, mint a nyári időszakban (Dezső, 2009; Oke, 1982), azonban a műholdképek alapján a vizsgált téli időszakban a városközpontban az átlagos SUHI az éjszakai órákban elérte a 4 °C-ot is. Ezt összehasonlítva a szimulációkkal éjszaka és nappal eltérő előjelű hibákat láthatunk (33. ábra). A nappali órákban a szimuláció jelentősen felülbecsli a valós SUHI-t, ami a külterületi alulbecslés és városi felülbecslés együttes eredménye. A nyári időszakkal összhangban a modellezett SUHI a nappali órákban is pozitív, és mérsékelt intenzívebb az éjszakai órákban. A SUHI intenzitás átlagos eltérése a műholdas megfigyelések és szimulációk között nappal és éjszaka közel azonos, megközelítőleg  $\pm 1,5$  °C. Habár az éjszakai órákban jelentős az alulbecslés, a SUHI területi eloszlása közel azonos a megfigyelés eloszlásával.



33. ábra: Szimulációból és műholdas megfigyelésből származó SUHI intenzitások összehasonlítása műhold-átvonulásonként (aq: Aqua, te: Terra) a kiválasztott téli anticiklonális időszakra (2015. 02.14-19.).

## 6. Jövőbeli szimulációk

A kutatás végső célja a budapesti városi hősziget jövőbeli változásának becslése a 3. fejezetben bemutatott adatok, illetve a 4. fejezetben bemutatott modell segítségével a megtalált esetekre. Jelen fejezetben bemutatásra kerülnek a készült szimulációk elkülönítve a hőhullámos, illetve az átlagos eseteket. A hősziget vizsgálatok bemutatása előtt részletezem a szimulációk átlagos meteorológiai viszonyait, végül a fejezet zárásaképpen összehasonlítom a hőhullámos eseteket az átlagos esetekkel. Így képet kapunk a hőhullámok okozta fokozott hőstresszről, UHI miatti hőtöbbletről a városi területeken. A fejezet során a júliusra és augusztusra vonatkozó szimulációkra nyári esetként, míg a januári szimulációkra téli esetként hivatkozom.

A 15. táblázat évszakonként és esetenként összegzi a RegCM adatsorokban megtalált esetszámot és az elkészült szimulációk darabszámát minden szimulációs csoportra. A tényleges darabszám esetén azokat a szimulációkat vettem figyelembe, melyeknél nem lépett fel numerikus instabilitás sem a várost tartalmazó, sem a város nélküli (továbbiakban: no\_urb, 4.5. fejezet) szimulációban. A 4. fejezetben bemutatott esettanulmányok kiválasztásánál törekedtem arra, hogy minden kiválasztott időszak közel azonos számú esetet tartalmazzon, azonban a hőhullámos eset nyári időszakánál a múltbeli darabszám csupán megközelítőleg fele a jövőbeli időszakokban detektált és elkészült eseteknek, ami a becslt gyakoribb és hosszantartóbb hőhullámokhoz köthető.

**15. táblázat: Dinamikus leskálázáshoz megtalált hőhullámos esetek és ténylegesen elkészült szimuláció-párok darabszáma szimulációs csoportonként és évszakonként.**

		Nyár		Tél	
		Megtalált eset	Tényleges	Megtalált eset	Tényleges
Hőhullámos eset	<i>HIST 1971–2000</i>	35	32	18	17
	<i>RCP4.5 2016–2045</i>	56	52	15	14
	<i>RCP8.5 2016–2045</i>	68	61	27	26
	<i>RCP4.5 2061–2090</i>	63	57	16	14
	<i>RCP8.5 2061–2090</i>	63	59	32	30
Átlagos eset	<i>HIST 1971–2000</i>	49	43	40	35
	<i>RCP4.5 2016–2045</i>	47	45	49	43
	<i>RCP8.5 2016–2045</i>	45	42	36	34
	<i>RCP4.5 2061–2090</i>	33	26	40	33
	<i>RCP8.5 2061–2090</i>	47	46	51	47

## 6.1. Hőhullámos napok

A dolgozatban elsőként a hőhullámos napokra készített szimulációkat tekintem át bemutatva a hőmérsékletekre, illetve annak változására vonatkozó eredményeket. A hőhullámos esetek során korábbi eredményeim ([Göndöcs et al., 2018](#)) azt jelzik, hogy a HWI (4.1 egyenlet) a jövőbeli időszakokban az átlaghőmérséklettel párhuzamosan növekedni fog: a 21. század során; RCP4.5 esetén a század végére meghaladja a 7,8 °C-ot, míg az RCP8.5 szimulációk esetén a 9,5 °C-ot a hőhullámos napokra. A szimulált klímaváltozás hatására nem csak a HWI növekedett a szimulációkban, hanem a nyári időszakban az átlagos hőmérséklet értékek is (16. táblázat), míg a tél időszakokban a múlthoz képest csökkent az átlagos hőmérséklet, mind a városi, mind a külterületeken (kivéve RCP8.5 távoli jövő). A nyári időszakban fokozódó melegedés látható, melyből kiemelhető az RCP8.5 szimuláció távolabbi jövőbeli időszaka, melyben a melegedés mértéke az egyes napszakokban és területeken eléri a 2,5–2,7 °C-ot is. A közeljövőre vonatkozó eredmények azt jelzik, hogy a nappali órákban átlagosan 0,2–0,4 °C-kal nagyobb a melegedés az éjszakaihoz képest. Az eredményekből az is látható, hogy az éjszakai órákban a külterületek minden esetben valamelyest jobban melegednek, mint a városi területek.

A téli időszak esetén – habár a nyárhoz hasonlóan „hőhullámos” esetek kerültek kiválasztásra – a múltbeli időszakhoz képest nagyrészt hőmérsékletcsökkenés jelentkezik. Megvizsgáltam a meghajtó RegCM-szimulációk adatsorából a kiválasztott napokat, és azt tapasztaltam, hogy a WRF szimulációkból kapott közeljövőbeli hűlése a RegCM-ben prognosztizált hűléshez (17. táblázat) kapcsolódik. A közeljövő időszakában a RegCM-szimulációk idősorából kiválasztott hőhullámos napok átlagolásával -0,11 °C (RCP4.5) és -0,73 °C (RCP8.5) mértékű enyhe hűlést kaptam, míg a távoli jövőre már kismértékű melegedés várható a múlthoz képest mind az RCP4.5, mind az RCP8.5 esetén. A nyári időszakban a RegCM szimuláció kiválasztott hőhullámos napjai egységesen melegedést jeleznek.

**16. táblázat: Szimuláció csoportok időszaki átlaghőmérséklete [°C] városi és külterületi pontok esetén a téli és nyári időszakokra hőhullámos esetben.**

Zárójelben a historikus időszaktól vett változás mértéke tizedfokra kerekítve.

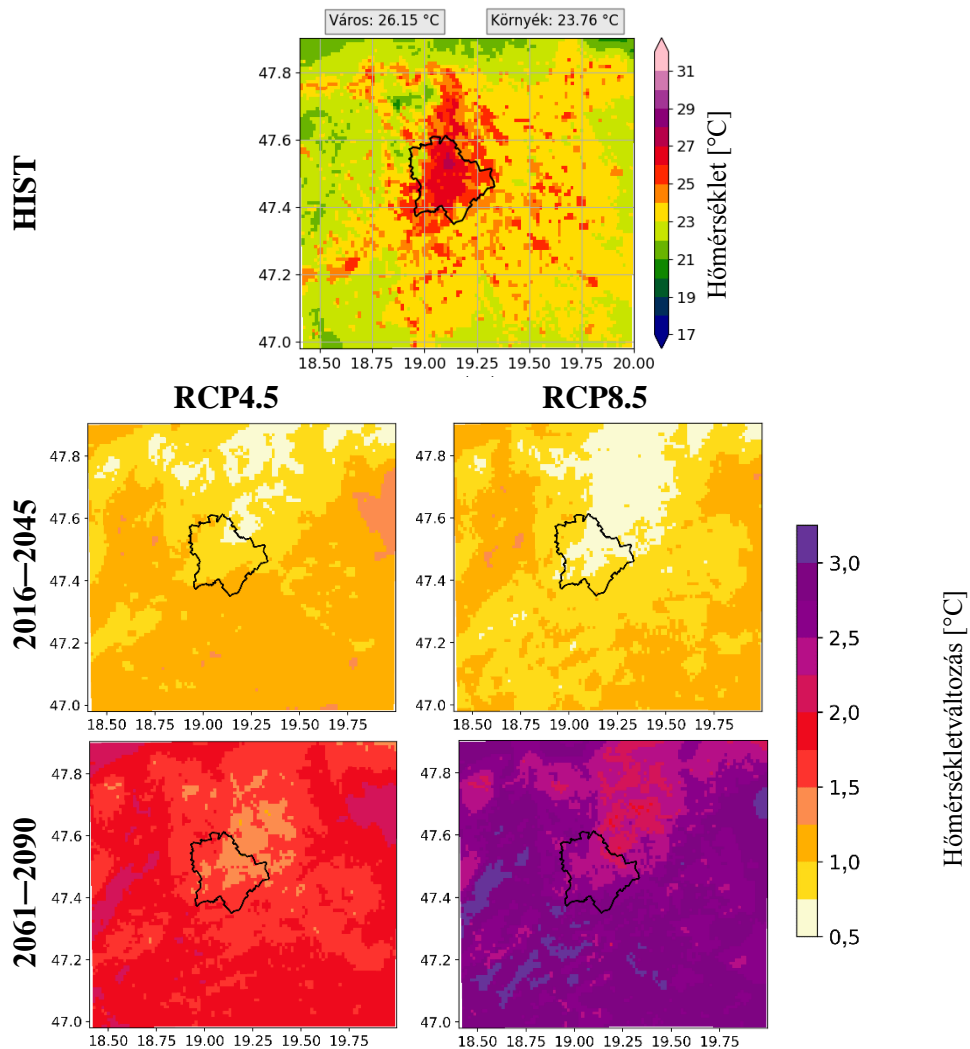
			<b>HIST</b> <b>1971–2000</b>	<b>RCP4.5</b> <b>2016–2045</b>	<b>RCP8.5</b> <b>2016–2045</b>	<b>RCP4.5</b> <b>2061–2090</b>	<b>RCP8.5</b> <b>2061–2090</b>
<b>Nyár</b>	Külterület	nappal	28,2	29,58 (1,4)	30,15 (2,0)	29,3 (1,1)	30,66 (2,5)
	Város		28,19	29,62 (1,4)	30,15 (2,0)	29,33 (1,1)	30,65 (2,5)
	Külterület	éjszaka	23,76	24,77 (1,0)	25,46 (1,7)	24,64 (0,9)	26,45 (2,7)
	Város		26,15	27,04 (0,9)	27,66 (1,5)	26,88 (0,7)	28,6 (2,5)
<b>Tél</b>	Külterület	nappal	6,97	5,63 (-1,3)	6,43 (-0,5)	6,21 (-0,8)	7,48 (0,5)
	Város		7,7	6,42 (-1,3)	7,07 (-0,6)	6,81 (-0,9)	8,12 (0,4)
	Külterület	éjszaka	6,16	4,85 (-1,3)	5,85 (-0,3)	5,8 (-0,4)	6,39 (0,2)
	Város		7,89	6,07 (-1,8)	7,11 (-0,8)	7,07 (-0,9)	7,74 (-0,1)

**17. táblázat: Megtalált hőhullámos esetekre átlagolt hőmérséklet értékek [°C] a RegCM-szimulációk alapján (Magyarország területére átlagolt). Zárójelben a historikus időszaktól vett változás mértéke [°C].**

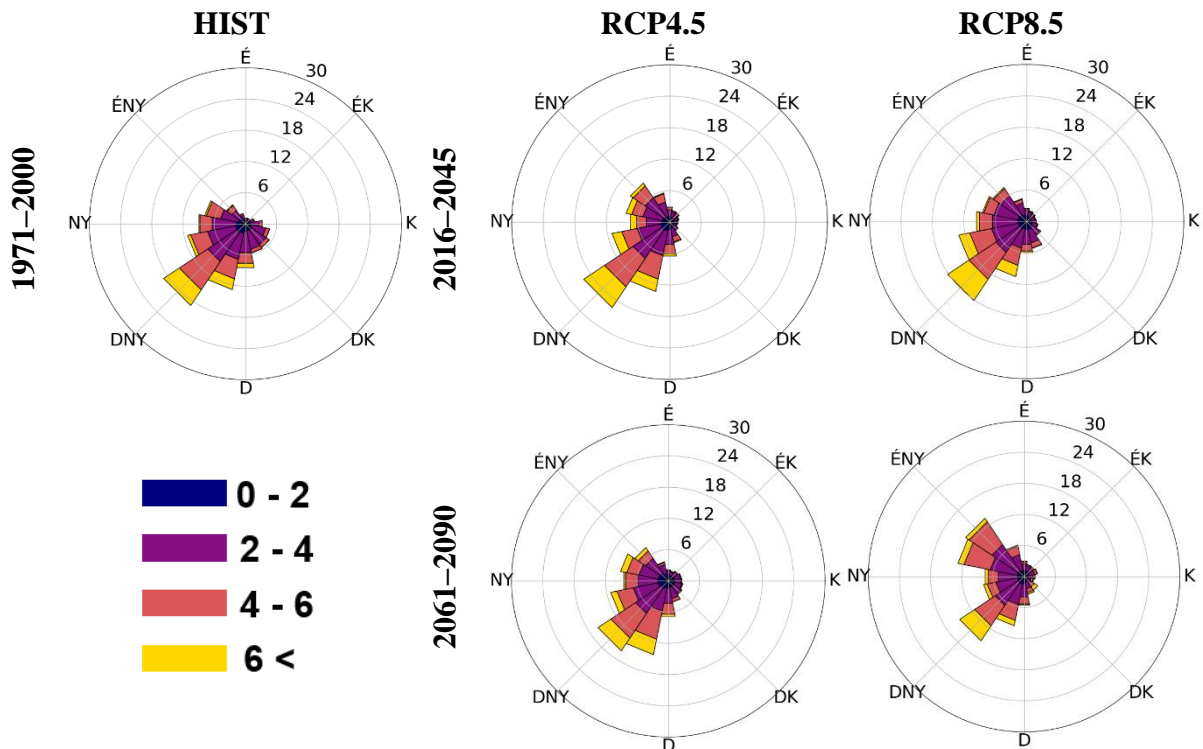
	<b>1971-2000</b>	<b>2016-2045</b>		<b>2061-2090</b>	
	<b>HIST</b>	<b>RCP4.5</b>	<b>RCP8.5</b>	<b>RCP4.5</b>	<b>RCP8.5</b>
<b>Nyár</b>	27,25	28,48 (1,2)	28,29 (1,0)	29,18 (1,9)	29,68 (2,4)
<b>Tél</b>	5,87	5,13 (-0,7)	5,75 (-0,1)	6,07 (0,2)	6,32 (0,5)

A hőmérsékleti átlagok vizsgálatán kívül érdemes a hőmérsékletváltozás területi elrendeződését is elemezni a WRF szimulációkban, hiszen a területi változás mintázata befolyásolja a későbbiekben tárgyalt UHI területi elrendeződését és változását is. A 34. ábra szemlélteti az átlagos hőmérséklet térbeli elrendeződését a HIST szimulációban az éjszakai órákban, valamint az ettől vett eltérést a jövőbeli időszakokban. Nyáron a HIST szimulációban a külvárosi területek – a BP\_dom területet figyelembe véve – éjszaka átlagosan 23,8 °C-ra melegedtek, míg a város hőmérséklete átlagosan 26,2 °C-os volt. Nyáron a változás (34. ábra) minden időszakban hasonló mintázatot mutat, amely kapcsolódik a szimulációkban létrejövő alapáramláshoz (35. ábra). Mindegyik jövőbeli időszakban Budapesttől északkeletre található egy olyan jól lehatárolható terület, mely a HIST-hez képest kevésbé melegszik fel. Ennek a területnek a kiterjedése megközelítőleg akkora, mint Budapest területe, azonban fontos megjegyezni, hogy Gödöllő és a szomszédos települések hatása sem elhanyagolható. Az érintett terület kisebb mértékű melegedése két lehetséges okra vezethető vissza: (i) a jövőbeli szimulációkban a meteorológiai viszonyok hatására visszafogottabb a terület melegedése, és/vagy (ii) a múltbeli időszakban a terület a környezetéhez képest melegebb, így a változás mértéke is kisebb. Esetünkben ez utóbbi lehetőség a domináns, mely az alapáramláshoz és az alacsony szélsőséggel advektált városi hőhöz kapcsolódik. A 35. ábrán látható, hogy a

múltbeli időszakban az uralkodó szélirány mind a kis, mind a közepes szélességeknél DNy-i, valamint az esetek többségében a szélirány Ny-i komponenssel rendelkezik az éjszakai (és a nappali; nem ábrázoltam) órákban. A  $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$  szélességek esetén a városi határreteg kellőképpen fel tud melegedni és lassan advektálódni az alapáramlással ÉK-i irányba, felmelegítve ezzel a várost körülvevő külterületeket. A jövőbeli időszakokban a  $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$  nagyságú szélességek gyakorisági maximuma közel egyenlő mértékben oszlik el ÉNy-i és DNy-i irányban, kivéve az RCP8.5 távoli jövő időszakát, ahol a  $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$  szélességek gyakorisági maximuma ÉNy-i (további szélességek esetén is ÉNy-i maximum jelenik meg). Mindazonáltal fontos újra megjegyezni, hogy az érintett területhez tartozik Gödöllő és más nagyobb kiterjedésű (esetleg összefüggő) település is.



**34. ábra: Átlagos éjszakai hőmérséklet (HIST) és a két jövőbeli időszakra becsült átlagos hőmérsékletváltozás a nyári időszakban hómentes esetben.**

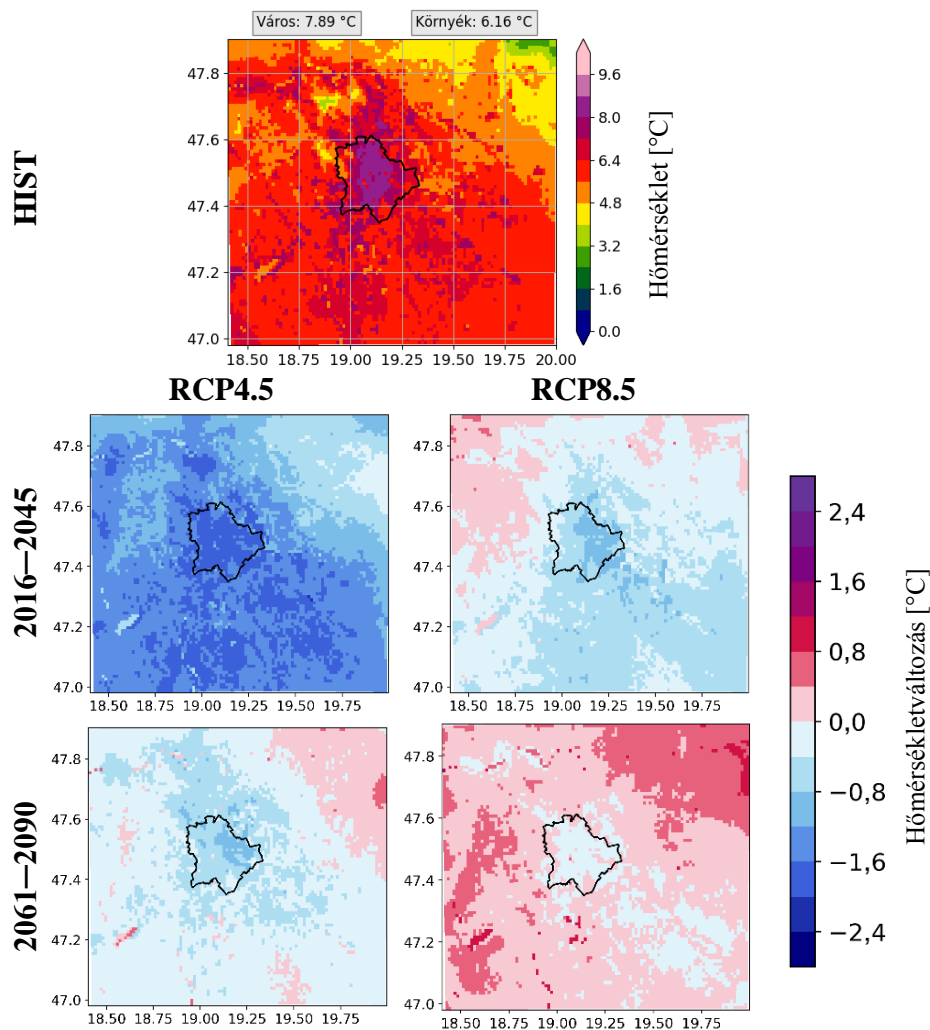


35. ábra: Budapesti rácspontok szimulált széladataiból [ $\text{m s}^{-1}$ ] készített szélirány gyakorisági elemzés az éjszakai órákra vonatkozóan a nyári időszakban.

A 34. ábráról az is leolvasható, hogy melyek a melegedésnek legjobban kitett területek, nevezetesen: az alföldi és hegyvidéki térségek. Ezeken a területeken a távolabbi jövőre becsült melegedés rendre meghaladta a  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot (RCP4.5 esetén), illetve a  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot (RCP8.5 esetén).

A nyári időszakon kívül megvizsgáltam a téli időszak éjszakai átlaghőmérsékletének területi elrendeződését is (36. ábra). A múltbeli időszakban a városi és környékbeli térségek átlagosan rendre  $7,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  illetve  $6,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  hőmérsékletűek voltak az éjszakai órákban. A téli időszak jövőbeli hűlése a területi elrendeződésen egyértelműen látszik: Az RCP8.5 szimulációt leszámítva a külterületek és a város egyaránt hűlnek (kismértékű,  $0,23\text{ }^{\circ}\text{C}$  külterületi melegedés jellemző az RCP8.5-ben).





**36. ábra: Átlagos éjszakai hőmérséklet (HIST) és a két jövőbeli időszakra várható hőmérsékletváltozás a téli időszakban hóhullámos esetben.**

### 6.1.1. Hősziget megjelenése

A következőkben a RegCM modellszimulációk felhasználásával készített jövőbeli WRF szimulációkban megjelenő léghő UHI jelenségét elemzem a 11. táblázatban összefoglalt esetekre a kiválasztott hóhullámos időszakokra. Ahogy korábban (5.1.2. fejezetben) már részletesen tárgyaltam, jelen eredmények előállításához is azonos szabályrendszert alkalmaztam a léghő UHI számszerűsítéséhez. A bemutatásra kerülő UHI térképeken feltüntettem a felhasznált rácspontok területi elrendeződését is (például 37. ábra: 'x'-szel nem jelölt területek). A fejezetben szereplő ábrák egységesen a no\_urb szimulációkkal korrigált eredményekre (korrigált) eredményekre vonatkoznak (az eredeti, korrigálatlan szimulációk ábrái: F.3. ábra és F.4. ábra) az éjszakai időszakban.

Elsőként áttekintem az átlagos UHI intenzitásokat a különböző szimulációkban, napszakokban és évszakokban (18. táblázat), majd a fejezet további részében a területi elrendeződést mutatom be részletesen. Minden esetben elmondható, hogy a léghő UHI

intenzívebb az éjszakai órákban, mint nappal. Wang et al. (2017), illetve Oke & Cleugh (1987) alapján a megfigyelt légköri UHI a téli éjszakákon a legerősebb, ami visszavezethető az intenzív emberi tevékenységhez, fűtéshez a városi területeken. Azonban az UHI éves maximuma függ a földrajzi szélességtől, például Szegeden kora tavasszal figyelhető meg az UHI éves maximuma (Unger, 1992). Az általam kiválasztott esetekben a nyári éjszakai UHI minden esetben magasabb volt a télinél. Az eltérés abból fakad, hogy jelen esetben nem egész évszakokat, csupán speciális szempontok szerint kiválasztott eseteket vizsgállok.

A kapott eredményekből az is látható, hogy a legintenzívebb UHI értékek éjszaka alakultak ki télen és nyáron egyaránt, s minden esetben a HIST szimulációban jelentkeztek. A hőadvekción eltávolítása után a szimulációkban a külterületek lehűltek, ezáltal sokkal intenzívebb UHI alakult ki (18. táblázat zárójeles értékek: korrekció okozta UHI különbség), melynek nagysága évszakonként és napszakonként közel egyenlő volt a szimulációkban: például nyár éjszaka esetén 0,9 °C-kal intenzívebb UHI jelent meg minden vizsgált időszak esetén.

Elvégeztem az átlagos UHI értékek alapján a nem-parametrikus Wilcoxon szignifikancia vizsgálatot is a jövőbeli változásokra vonatkozóan. A 18. táblázat zölddel jelzett időszakai (cellái) szignifikáns eltérést mutatnak a múltbeli időszak során kialakult átlagos UHI intenzitáshoz képest ( $p=0,05$  szignifikancia szinten). Az eredmények alapján szignifikáns változás történhet a távoli jövőben (akár az RCP4.5, akár az RCP8.5 scenárió fog teljesülni). Továbbá a téli évszakban becsült változások szignifikánsnak tekinthetők, kivéve az RCP4.5 közeljövő időszakát.

**18. táblázat: Átlagos UHI intenzitás [°C] hőhullámos esetben (félkövér: legintenzívebb); zárójelben: hőadvekción kiszűrése utáni, korrekció okozta UHI többlet.**

**Zöld háttér: a HIST-től számított eltérés szignifikáns (p=0,05 szignifikancia szinten).**

	Év- szak	Nap- szak	HIST	RCP4.5 2016–2045	RCP4.5 2061–2090	RCP8.5 2016–2045	RCP8.5 2061–2090
<i>eredeti szimuláció</i>	nyár	nappal	-0,09	-0,05	-0,09	-0,06	-0,09
		éjszaka	<b>1,80</b>	1,72	1,66	1,69	1,63
	tél	nappal	0,53	<b>0,54</b>	0,46	0,44	0,46
		éjszaka	<b>1,32</b>	0,91	0,96	0,93	1,02
<i>korrigált szimuláció</i>	nyár	nappal	0,16 (0,2)	0,21 (0,3)	0,16 (0,2)	<b>0,25 (0,3)</b>	0,22 (0,3)
		éjszaka	<b>2,79 (1,0)</b>	2,66 (0,9)	2,59 (0,9)	2,62 (0,9)	2,60 (1,0)
	tél	nappal	<b>1,08 (0,6)</b>	0,90 (0,4)	0,86 (0,4)	0,80 (0,4)	0,78 (0,3)
		éjszaka	<b>1,85 (0,5)</b>	1,36 (0,5)	1,39 (0,4)	1,33 (0,4)	1,47 (0,5)

Az UHI területi elrendeződése erősen függ a 4.1.1.1. fejezetben bemutatott és alkalmazott felszíni modelltől, illetve a 3.1.1. fejezetben bemutatott OSM felszíni adatbázistól. A kialakuló felszíni és felszínközeli hő- és nedvességáramok nagysága és iránya függ az uralkodó felszíni kategóriától, illetve város esetén a beépítettség mértékétől. A 37. ábra, illetve a 38. ábra rendre a nyári és téli átlagos éjszakai múltbeli UHI-t szemlélteti, valamint megjeleníti a jövőre becsült változásokat. Mivel az UHI definíciójából adódóan az intenzitás függ a külterületként definiált terület átlaghőmérsékletétől, ezért fontosnak tartottam a vizsgált tartomány egészét tekinteni a számítások során. Így nem csupán a városi területeken létrejövő UHI-t számszerűsítettem (és ábrázoltam), hanem a számításban alkalmazott teljes tartomány összes pontjára is meghatároztam a külterületi átlaghőmérséklettől vett különbséget. A 37. ábra és a 38. ábra az UHI változását ( $\Delta UHI$ ) is bemutatja, amely a következő képlettel írható fel:

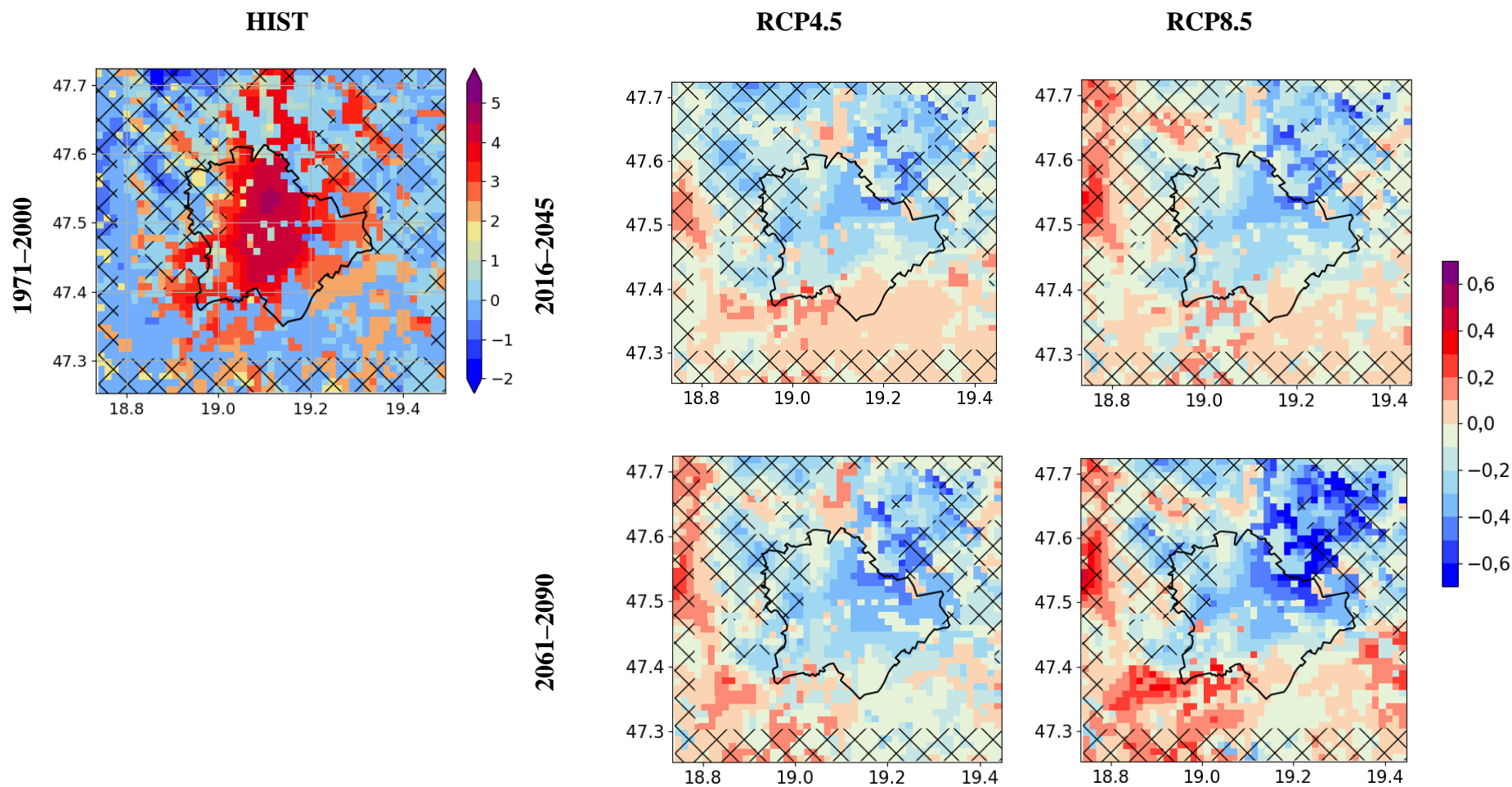
$$\Delta UHI = (T_v - T_k)_D - (T_v - T_k)_H = T_{vD} - T_{vH} - T_{kD} + T_{kH}, \quad (6.1)$$

ahol  $T_v$  jelöli város,  $T_k$  pedig a külterület hőmérsékletét a  $H$  múltbeli és adott  $D$  időszakra vonatkozóan. A (6.1) egyenlet alapján csökkenő UHI intenzitás akkor alakulhat ki, amikor a külterületek jobban melegsznek, mint a város, illetve növekvő UHI intenzitás jelentkezik akkor, amikor a város jobban melegszik, mint a külterület.

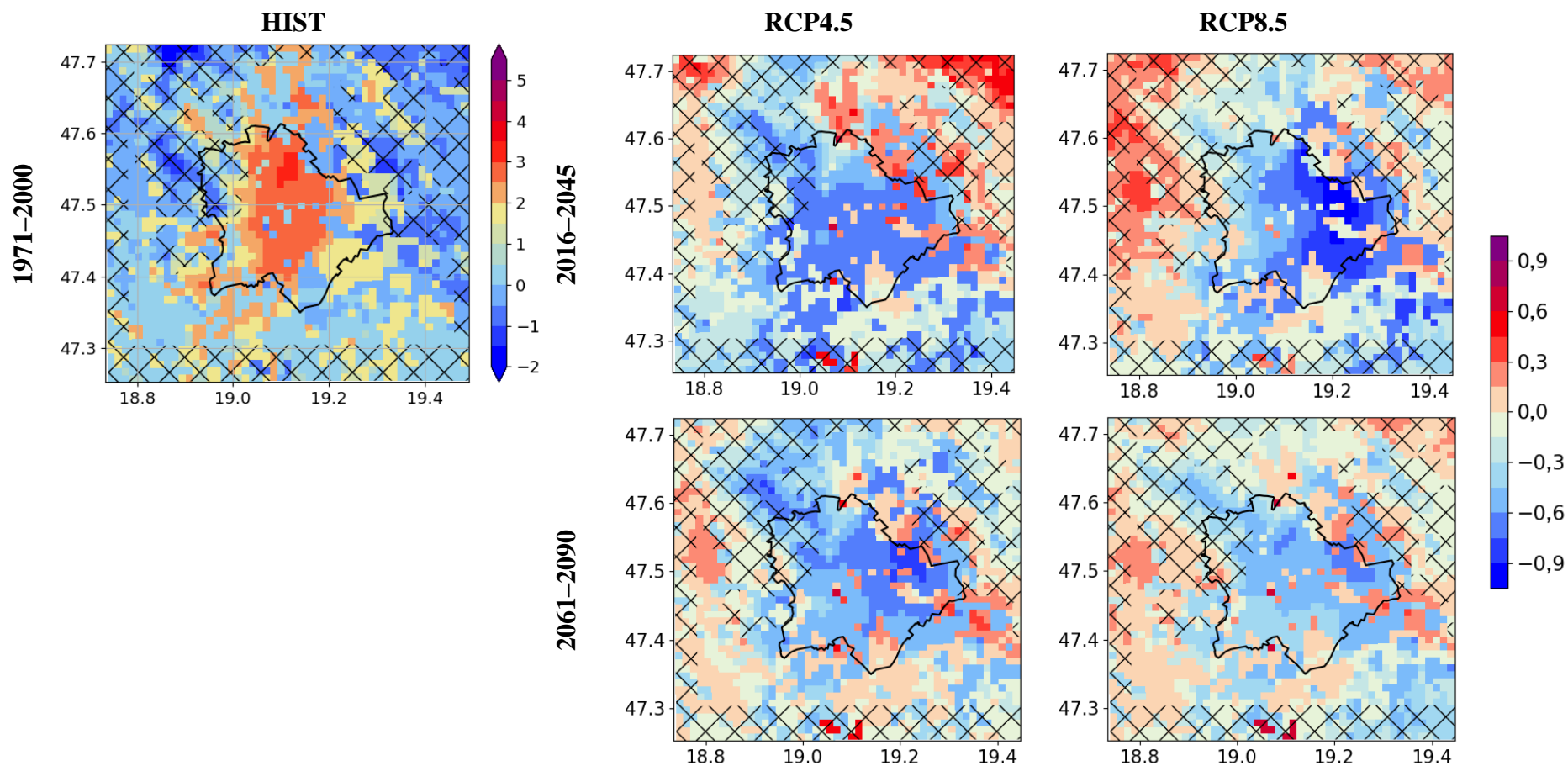
A nyári hőhullámos szimulációk átlagos légköri UHI intenzitása az eredeti és korrigált szimulációk esetén rendre 1,8 °C, illetve 2,8 °C. A külterület átlaghőmérsékletéhez viszonyított legmelegebb területek a belvárosban találhatóak, 4 °C-ot (korrigált), illetve 3 °C-ot (eredeti) meghaladó UHI maximumokkal. Az újonnan létrehozott OSM adatbázisnak köszönhetően a szimulált UHI sugárirányban csökkenő tendenciát mutat a

városhatár irányába, ami a különböző városi felszíni kategóriák eltérő beépítettségének eredménye. A város peremén található zöldövezeti lakózónák esetén az UHI kevesebb, mint  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (korrigált), illetve  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (eredeti). A várost körülvevő agglomerációs települések esetén szintén pozitív UHI intenzitásokat láthatunk, hiszen ezen területek is – a természetes felszínektől való eltérésük miatt – melegebbé váltak, mint a környezetük. A múltbeli szimulációban létrejövő uralkodó DNy-i alapáramlás hatására a Budapesttől É-ÉK-re elhelyezkedő települések UHI értéke minimálisan magasabb, ami a változás térképeken negatív értékkel párosul. A 16. táblázat alapján látható, hogy nyáron az éjszakai órákban a külterület minden esetben kevésbé hűlt, mint a város, ami összességében a budapesti hősziget mérséklődését prognosztizálja (37. ábra). A 37. ábrán látható, hogy a városi területeken becsült  $\Delta UHI$  negatív, átlagosan  $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  és  $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  közötti értékkel. Az is egyértelműen megfigyelhető a térképeken, hogy a legnagyobb változás a városközponttól ÉK-re jelentkezik, ami a múltbeli maximum azonos irányú eltolódásából származik. További nagyobb mértékű csökkenésnek kitett területek az agglomerációhoz köthetők (a hőadvekciónak eltávolításának hatására kiemelkednek a környezetükből), ahol ezen beépített területek a jövőben kevésbé melegednek fel a megváltozó alapáramlás, illetve a csökkenő UHI intenzitás hatására. A várható változás tendenciáját tekintve: a távolabbi jövőben valamelyest kisebb UHI intenzitás várható a nyári hőhullámos időszakokban a közeljövőhöz viszonyítva.

A téli hőhullámos esetekben gyengébb UHI értékeket kaptam a múltbeli időszakra a nyárihoz képest:  $1,32\text{ }^{\circ}\text{C}$  (eredeti) illetve  $1,85\text{ }^{\circ}\text{C}$  (korrigált). Az azonos felszínhasználati adatbázis hatására mind az átlagos UHI, mind pedig a változás területi elrendeződése közel megegyező a nyári területi eloszlással, azonban a változás mértéke nagyobb a téli évszakban. Az átlagos változás a városi területeken megközelítőleg  $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , azonban vannak olyan területek, ahol az UHI csökkenése meghaladja a  $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is. Az agglomerációban található beépített területek esetén ugyanaz mondható el, mint a nyári időszakban, nevezetesen: az UHI intenzitás csökken. A változás télen összességében nem egyértelmű: az RCP8.5 esetén a távolabbi jövőben az UHI csökkenés kisebb lesz (38. ábra, 18. táblázat).



37. ábra: Nyári éjszakai átlagos UHI intenzitás [°C] hóhullámos esetben a HIST szimulációban, illetve a jövőre becsült változások [°C] időszakonként, szimulációnként a korrigált (hőadvekiót nem tartalmazó) szimulációkból számítva. Az 'x'-szel jelölt területek az UHI számításokból kihagyott rácspontok.



38. ábra: Téli éjszakai átlagos UHI intenzitás [°C] hőhullámos esetben a HIST szimulációban, illetve a jövőre becült változások [°C] időszakonként, szimulációnként a korrigált (hőadvekiót nem tartalmazó) szimulációkból számítva.  
Az 'x'-szel jelölt területek az UHI számításokból kihagyott rácspontok.

## 6.2. Átlagos napok

Ebben a fejezetben az átlagos napokra készített, dinamikusan leskálázott WRF szimulációk eredményeit tekintem át, melyeket összehasonlítok a RegCM által prognosztizált hőmérséklet-értékekkel, továbbá elemzem a szimulációkban létrejövő UHI-t és annak jövőbeli változásait.

A 19. táblázat összegzi az átlaghőmérsékleti értékeket az UHI számításokhoz felhasznált rácsponatok esetén. A zárójelben jelzett értékek minden esetben a múlthoz viszonyított becsült hőmérsékletváltozást mutatják, mely minden jövőbeli időszak esetén egyértelműen pozitív volt. A változások irányán kívül az is leolvasható, hogy a különböző időszakokra kapott melegedés mértéke eltérő: a közeljövő esetén alacsonyabb (közel egyenlő az RCP4.5 és RCP8.5), míg a távolabbi jövő esetén magasabb: néhol több mint kétszerese a közeljövő értékeinek. A nyári időszakban az RCP4.5 és RCP8.5 szimulációkban a távoli jövőben a becsült melegedés mértéke rendre 3,2–3,4 °C, illetve 5,6–5,8 °C. A téli évszakban a nyárihoz képest kisebb hőmérséklet-emelkedést kaptunk: a közeljövőben 0,8–1,6 °C, a távoli jövőben 2,5–3,5 °C.

A hóhullámos időszakokkal összehasonlítva két jelentős különbséget vehetünk észre: (i) a hóhullámok esetén a téli időszakban hőmérsékletcsökkenést kaptunk (kivéve az RCP8.5 távoli jövőt), illetve (ii) a hóhullámok során a külterületek minden esetben jobban melegedtek, mint a városi területek, ami az átlagos időjárású eseményekre nem mondható el. A beépített területek és a környezetük azonos mértékű melegedésének eredményeképpen az UHI intenzitása feltételezhetően alig változik átlagosnak tekinthető időjárás esetén.

**19. táblázat: Szimuláció csoportok időszaki átlaghőmérséklete [°C] városi és külterületi pontok esetén a tél és nyári időszakra átlagos esetben. Zárójelben a historikus időszaktól vett változás mértéke tizedfokra kerekítve.**

			<b>HIST 1971–2000</b>	<b>RCP4.5 2016–2045</b>	<b>RCP8.5 2016–2045</b>	<b>RCP4.5 2061–2090</b>	<b>RCP8.5 2061–2090</b>
<b>Nyár</b>	Külterület	nappal	23,62	25,43 (1,8)	25,55 (1,9)	26,83 (3,2)	29,22 (5,6)
	Város		23,61	25,43 (1,8)	25,49 (1,9)	26,84 (3,2)	29,18 (5,6)
	Külterület	éjszaka	18,94	21,08 (2,1)	20,97 (2,0)	22,35 (3,4)	24,75 (5,8)
	Város		20,93	22,97 (2,0)	22,99 (2,1)	24,28 (3,4)	26,67 (5,7)
<b>Tél</b>	Külterület	nappal	-0,22	0,57 (0,8)	1,08 (1,3)	2,43 (2,7)	3,07 (3,3)
	Város		0,54	1,30 (0,8)	1,84 (1,3)	3,19 (2,7)	3,66 (3,1)
	Külterület	éjszaka	-1,39	-0,18 (1,2)	0,20 (1,6)	1,14 (2,5)	2,10 (3,5)
	Város		-0,20	0,96 (1,2)	1,31 (1,5)	2,32 (2,5)	3,11 (3,3)

A hóhullámos esethez hasonlóan itt is megvizsgáltam, hogy a melegedés a meghajtó RegCM-szimulációkból származik-e. Az eredmények (20. táblázat) azt mutatják, hogy a

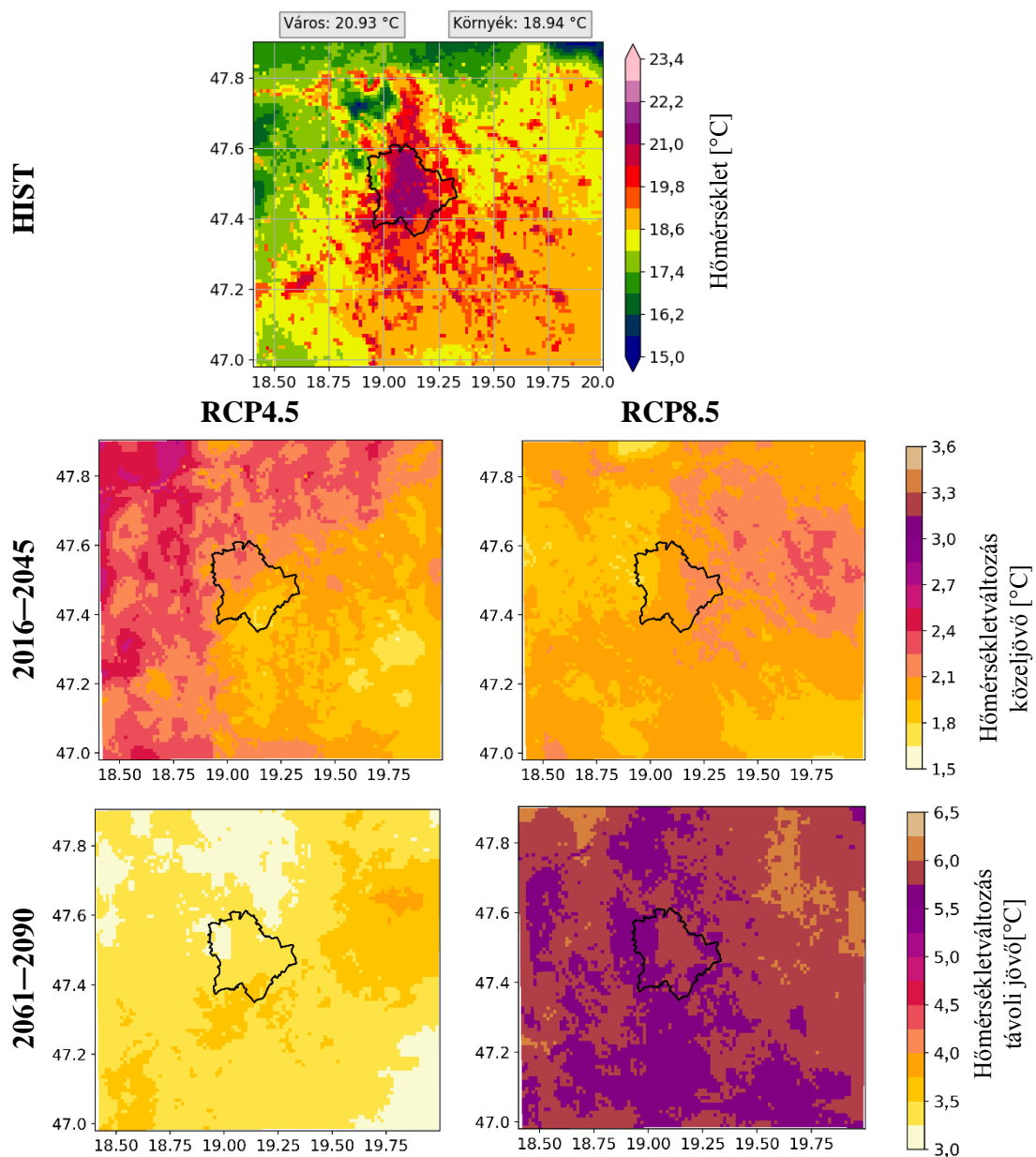
WRF-szimulációkban a dinamikus leskálázást követően közel egyenlő a melegedés mértéke, mint a kezdeti feltételként szolgáló RegCM fájlokban.

**20. táblázat: Megtalált átlagos esetekre átlagolt hőmérsékleti értékek [°C] a RegCM-szimulációk alapján. Zárójelben a historikus időszaktól vett változás mértéke [°C].**

	<b>1971-2000</b>	<b>2016-2045</b>		<b>2061-2090</b>	
	<b>HIST</b>	<b>RCP4.5</b>	<b>RCP8.5</b>	<b>RCP4.5</b>	<b>RCP8.5</b>
<b>Nyár</b>	22,6	24,6 (1,9)	24,9 (2,2)	26,2 (3,6)	28,4 (5,8)
<b>Tél</b>	-1,1	0,1 (1,0)	0,2 (1,4)	1,4 (2,6)	2,5 (3,6)

A folyamatok részletes követéséhez megvizsgáltam a szimulációk átlaghőmérsékletének területi elrendeződését és a becsült melegedések mintázatát is (39. ábra). A kiválasztott múltbeli nyári esetekben a városi és külterületek hőmérséklete átlagosan 20,9 °C illetve 18,9 °C volt. A hőhullámos időszakhoz hasonlóan nappal (nem ábrázoltam) és éjszaka egyaránt Budapesttől keletre kialakul egy jobban melegedő terület, amely a talajtextúra eloszlásához kapcsolódik. Ettől eltér az RCP4.5 közeljövő időszaka, melyben a melegedés maximuma a vizsgált terület Ny-i oldalán található (39. ábra: a középső sorban balra lévő térkép). Ennek oka a szimulációkban kialakult csapadéktevékenységhez kapcsolódik. A vizsgált szimulációk közül a legtöbb csapadék az RCP4.5 2016–2045 időszakban hullott (észak-alföldi csapadék maximummal; az időszakai csapadékösszeg területi átlaga 76 mm), ezt követi az RCP8.5 távoli jövő időszakában megjelent eső ÉNy-i maximummal (rácsponthonkénti időszakai csapadékösszeg átlaga: 66 mm). Mindkét időszak során a múltbeli időszakai csapadékösszeg (átlagosan 36 mm) közel kétszerese hullott a modellterületen (az utolsó 24 órát figyelembe véve a 30 órás szimulációkban).

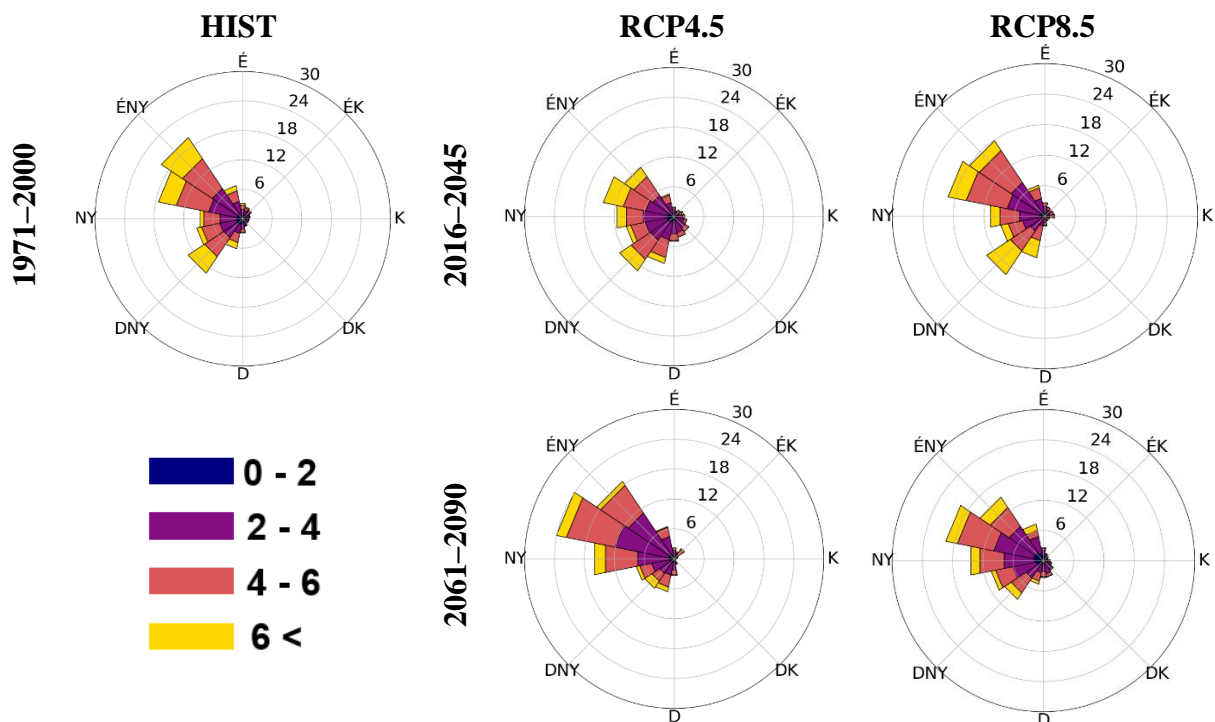




**39. ábra: Átlagos éjszakai hőmérséklet (HIST) és a két jövőbeli időszakra becsült átlagos hőmérsékletváltozás a nyári időszakban az átlagos eseteket figyelembe véve.**

A kapott eredmények összehasonlítása során a kezdeti felszíni talajnedvesség mezőket is megvizsgáltam, hiszen a nap folyamán kialakuló felszíni hőáramok nagysága erősen függ a talaj nedvességtartalmától. Az eredmények alapján elmondható, hogy a jövőben a kiválasztott eseteket tekintve kismértékben csökken a talaj felső szintjének nedvességtartalma, mind a WRF-szimulációk kezdeti (és egész napos) talajnedvesség mezőin, mind a RegCM-szimulációk idősorában. A HIST szimuláció esetén a kezdeti időpillanatban a talaj nedvességtartalma átlagosan  $0,22 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  volt, míg a távoli jövőben az RCP4.5 és az RCP8.5 futtatásokban egyaránt  $0,21 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ .

A 6.1. fejezethez hasonlóan az uralkodó szélirányt is megvizsgáltam a különböző szimulációkban (40. ábra). Magyarország éghajlati atlasza (Bihari et al., 2018) alapján Pest megye uralkodó széliránya ÉNy-i, évi átlagban 2–4 m/s szélességgel. A szimulációk alapján készített 40. ábra hasonló eredményeket mutat az átlagosnak tekinthető napok esetén. Az uralkodó szélirány – az RCP4.5 közeljövő időszakát kivéve – ÉNy-i, és megjelenik egy másodlagos maximum DNy-i iránnyal. Az RCP4.5 közeljövő időszakának múlttól való eltérése szintén a szimulációkban kialakult ciklon-átvonulásokhoz és csapadéktevékenységhez köthető.



40. ábra: Budapesti rácspontok szimulált széladataiból [ $\text{m s}^{-1}$ ] készített gyakorisági elemzés az éjszakai órákra vonatkozóan a nyári időszakban.

### 6.2.1. Hősziget megjelenése

Az átlagos napokra készült szimulációk esetén is elmondható, hogy a nyári éjszakákon alakul ki a legerősebb hősziget, melynek közel a fele a téli éjszakákon megjelenő intenzitás. A hőhullámos esetekhez hasonlóan a nappali órákban az UHI értékek nyáron negatív, télen pozitív értékeket vesznek fel. Az átlagos intenzitások alapján az is látható, hogy a jövőbeli időszakokban csak kismértékű változás várható a múlthoz képest. Az RCP8.5-szimuláció távolabbi jövő időszakára várható minimális UHI csökkenés, azonban a nyári évszakra kapott változás a nem-paraméteres Wilcoxon-próba alapján nem szignifikáns. A hipotézis vizsgálatok alapján szignifikáns változás csak a téli időszakban következhet be, azonban ebben az esetben is csak kis mértékben térnek el az átlagos jövőbeli értékek a múltbeliekhez

képest. A szélirány és a meteorológiai viszonyok változásának kiküszöbölésére a no\_urb szimulációkat felhasználva korrekciót hajtottam végre, melynek következtében az UHI intenzívebb lett (21. táblázat zárójeles értékek) a hőhullámos esethez hasonlóan. Ehhez kapcsolódóan a legnagyobb módosulás a nyári éjszakai időszakokban jelentkezik: megközelítőleg 0,8 °C. A téli évszakban a korrekció mind éjszaka, mind nappal 0,4 °C volt. A táblázatban szintén kiemeltem (félkövérrel) azokat az időszakokat, melyekben a kapott UHI intenzitás a legerősebb: az eredmények alapján az RCP4.5 esetén a távolabbi jövőben és az RCP8.5 esetén a közeljövőben a legnagyobb a városi és környékbeli átlaghőmérséklet közötti különbség, amely szintén a szimulációkban kialakult, korábban már említett csapadéktevékenységhez kapcsolódik.

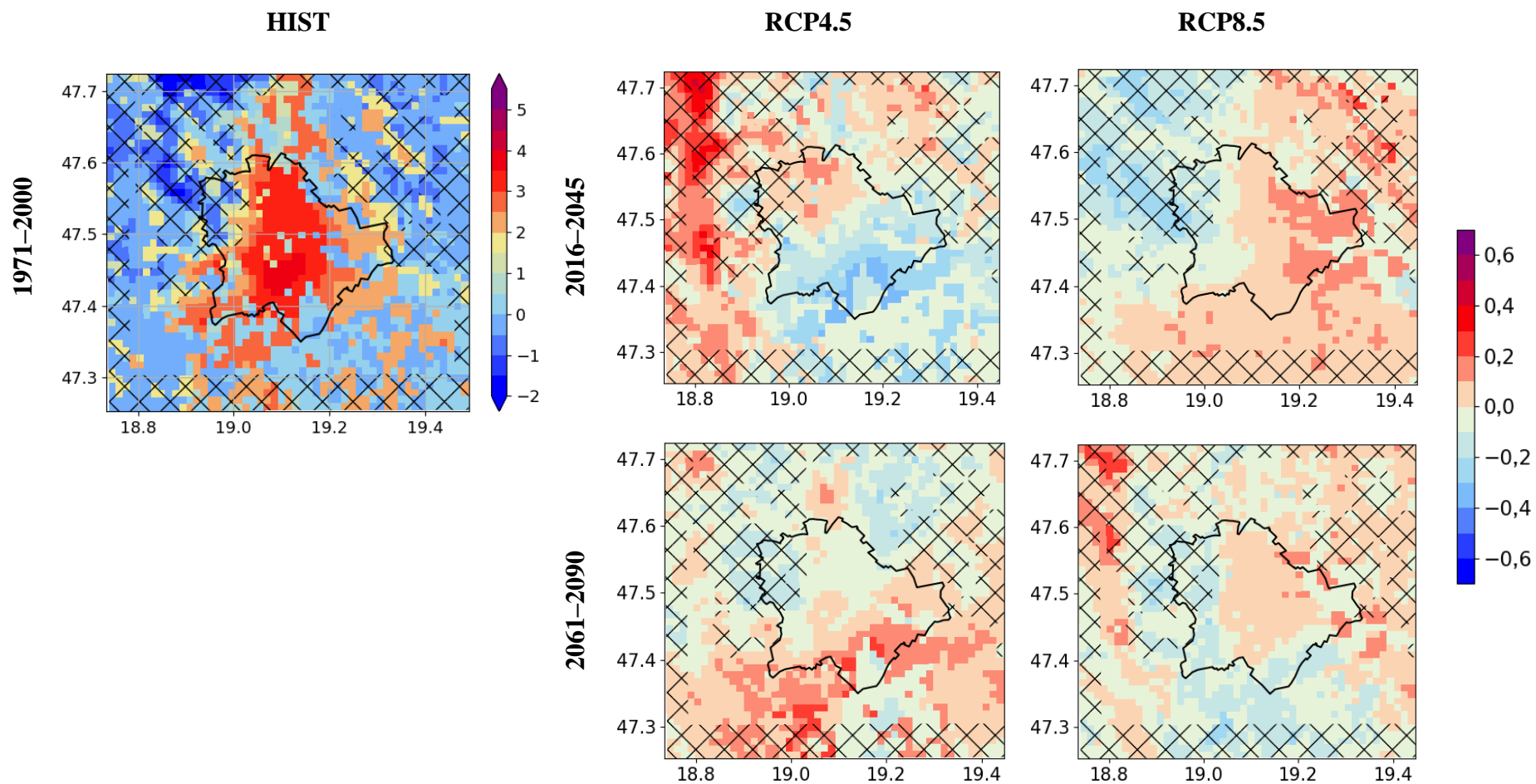
**21. táblázat: Átlagos UHI intenzitás [°C] az átlagos esetekben (félkövér: legintenzívebb); zárójelben: hőadvekcio kiszűrése utáni UHI emelkedés mértéke. Zöld háttér: a HIST-től számított eltérés szignifikáns (p=0,05 szignifikancia szinten).**

	Év- szak	Nap- szak	HIST	RCP4.5 2016–2045	RCP4.5 2061–2090	RCP8.5 2016–2045	RCP8.5 2061–2090
<i>eredeti szimuláció</i>	nyár	nappal	-0,09	-0,08	-0,07	-0,13	-0,13
		éjszaka	1,54	1,44	1,50	<b>1,56</b>	1,45
	tél	nappal	0,54	<b>0,51</b>	<b>0,55</b>	<b>0,55</b>	0,42
		éjszaka	<b>0,88</b>	<b>0,83</b>	<b>0,88</b>	<b>0,82</b>	<b>0,76</b>
<i>korrigált szimuláció</i>	nyár	nappal	0,13	0,13 (0,2)	<b>0,15</b> (0,2)	0,07 (0,2)	0,09 (0,2)
		éjszaka	2,30	2,20 (0,8)	2,32 (0,8)	<b>2,34</b> (0,8)	2,27 (0,8)
	tél	nappal	0,89	0,88(0,4)	<b>0,96</b> (0,4)	0,94 (0,4)	0,74 (0,3)
		éjszaka	1,31	1,30 (0,5)	<b>1,33</b> (0,5)	1,26 (0,4)	1,16 (0,4)

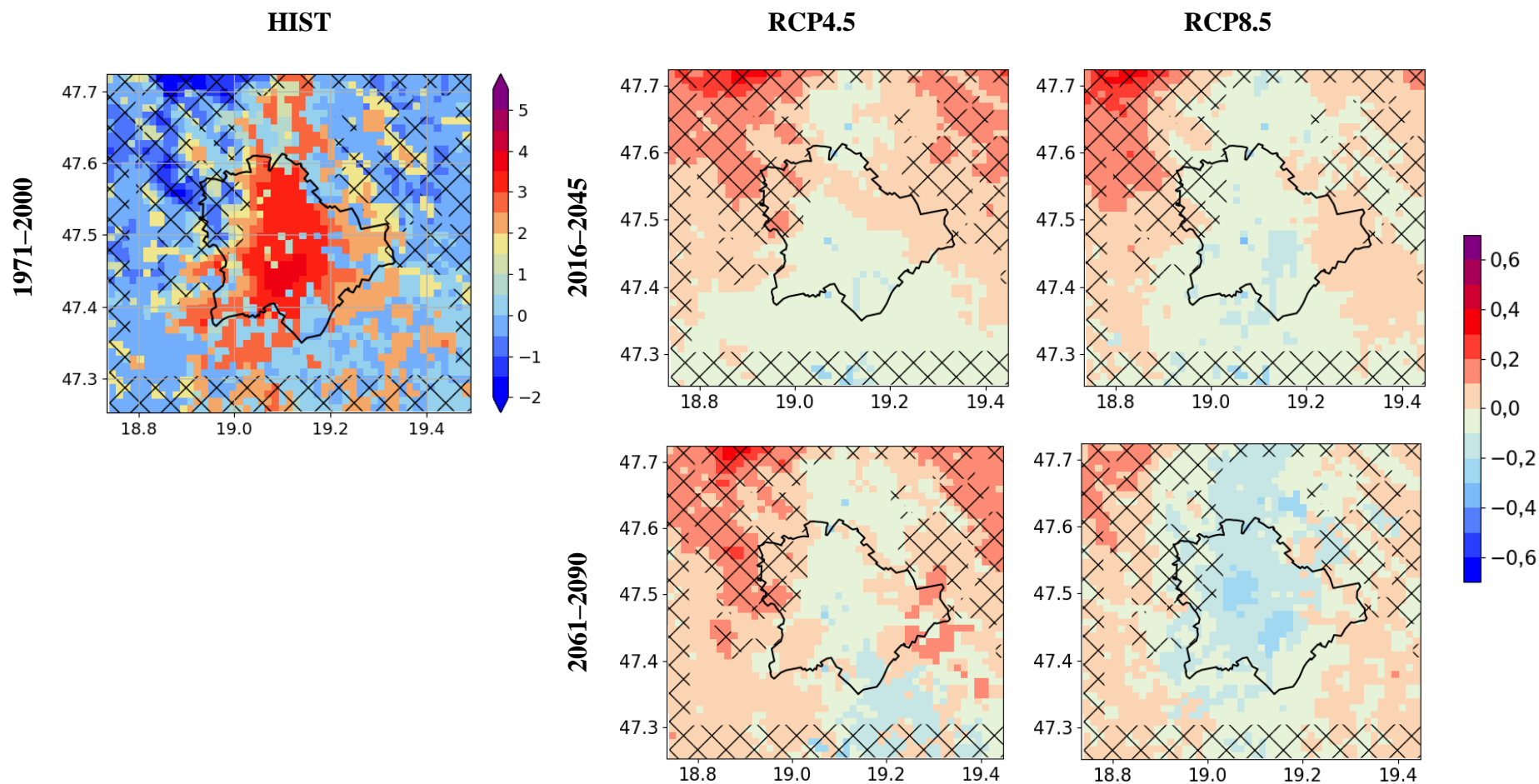
A 41. ábra, illetve a 42. ábra szemlélteti rendre a nyári és a téli átlagos éjszakai UHI-t a múltira, valamint a jövőre becsült változásokat a kiválasztott átlagos napokra átlagolva. A változások mintázata nem egységes a vizsgált időszakokban, így egyértelmű változás nem olvasható le a térképekről. A várható kis méretű változások (21. táblázat) azt jelzik, hogy a csökkenő és növekvő intenzitású területek hatása kiegyenlíti egymást. Nyári esetben egy csekély mértékű intenzitás növekedés jelentkezik elsősorban a város déli és keleti területein (az uralkodó szélirány hatására) az RCP4.5 esetén a távolabbi jövőben, illetve az RCP8.5 esetén a közeljövőben.

A téli időszakban egyértelmű intenzitás csökkenés jelentkezik az RCP8.5-futtatásokban a távolabbi jövőben: átlagosan 1,31 °C-ról 1,16 °C-ra módosul az UHI, ennek a csökkenésnek a maximuma a város központjára koncentrálódik. A többi vizsgált időszak esetén is az látható,

hogy a város táján értelmezett központjában csekély – mindössze  $0-(-0,1)$  °C – a várható változás mértéke.



41. ábra: Nyári éjszakai átlagos UHI intenzitás [°C] átlagos esetben a HIST szimulációban, illetve a jövőre becsült változások [°C] időszakonként, szimulációnként a korrigált (hőadvekción nem tartalmazó) szimulációkból számítva.  
Az 'x'-szel jelölt területek az UHI számításokból kihagyott rácspontok.



**42. ábra: Téli éjszakai átlagos UHI intenzitás [°C] átlagos esetben a HIST szimulációban, illetve a jövőre becült változások [°C] időszakonként, szimulációnként a korrigált (hőadvekción nem tartalmazó) szimulációkból számítva. Az 'x'-szel jelölt területek az UHI számításokból kihagyott rácspontok.**

### 6.3. Összehasonlítás

A 6. fejezet ezen utolsó alfejezetében áttekintem és megvizsgálom a hőhullámok okozta városi hőtöbbletet és a keletkező UHI intenzitásbeli különbséget. A vizsgálathoz az előző fejezetekben (6.1. és 6.2. fejezet) bemutatott átlagos UHI intenzitások különbségét számszerűsítettem minden modellezett időszak esetén. Továbbá megvizsgáltam a WRF modell területén megtalálható, Budapestet alkotó városi felszíni kategóriák átlagos UHI különbségeit is, melyet a 22. táblázatban összesítettem.

A táblázat évszakos és napszakonkénti bontásban mutatja az egyes felszíni kategóriák (Városi terület; Sűrűn beépített terület; Ipari terület; Repülőtér; Zöldövezet) esetén prognosztizált UHI különbséget a hőhullámos és átlagos napok esetén. Szürke háttér esetén a változás a nem-paraméteres Wilcoxon-próba alapján, ( $p=0,05$  szignifikancia szinten) szignifikánsnak tekinthető. Az eredmények alapján (22. táblázat) a következő megállapításokat tehetjük:

- Legnagyobb intenzitás többlet a hőhullámok esetén a nyári időszakban várható az éjszakai órákban, ahol a hőhullámok hatására az UHI a belvárosi területeken  $0,6\text{--}0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ -kal lehet intenzívebb (minden időszak esetén szignifikáns a különbség a hőhullámos és az átlagos esetek között). A repülőtér (34-es kategória) kivételével szignifikáns különbség – megközelítőleg  $0,3\text{--}0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$  UHI többlet – prognosztizálható a hőhullámos időszakok során Budapest területén a nyári éjszakai órákban.
- A nyári éjszakai órákban a távoli jövőben a múltbeli időszakhoz képest kismértékű csökkenés ( $0,2\text{--}0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) várható.
- A nyári nappali órákban csekély különbség ( $0\text{--}0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) várható a hőhullámos és az átlagos napok során kialakuló UHI intenzitások között Budapest területén. A modellben definiált repülőtér területe a legkevésbé érintett az eredmények alapján.
- A téli éjszakai órákban szignifikáns UHI többlet a HIST ( $0,6\text{--}0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) és az RCP8.5 ( $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) távoli jövő időszakában alakult ki.
- A modellszimulációs eredmények alapján a téli nappali órákban az RCP4.5 távoli jövőben és az RCP8.5 közeljövő időszakában az UHI intenzitások különbsége negatív volt, vagyis az átlagos szimulációk során alakult ki erősebb UHI, ami az átlagos esetekre vonatkozó szimulációkban kialakult csapadéktevékenységhez köthető (legkevésbé csapadékos szimulációk).

**22. táblázat: Városi felszín kategóriánkénti UHI többlet [°C]  
hőhullámos időszakok esetén (átlagos esetekhez viszonyítva).  
Szürke háttér: szignifikáns különbség (p<0,05 szignifikancia szinten).  
Felszíni kategóriák: 31: Városi terület; 32: Sűrűn beépített terület; 33: Ipari terület;  
34: Repülőtér; 35: Zöldövezet.**

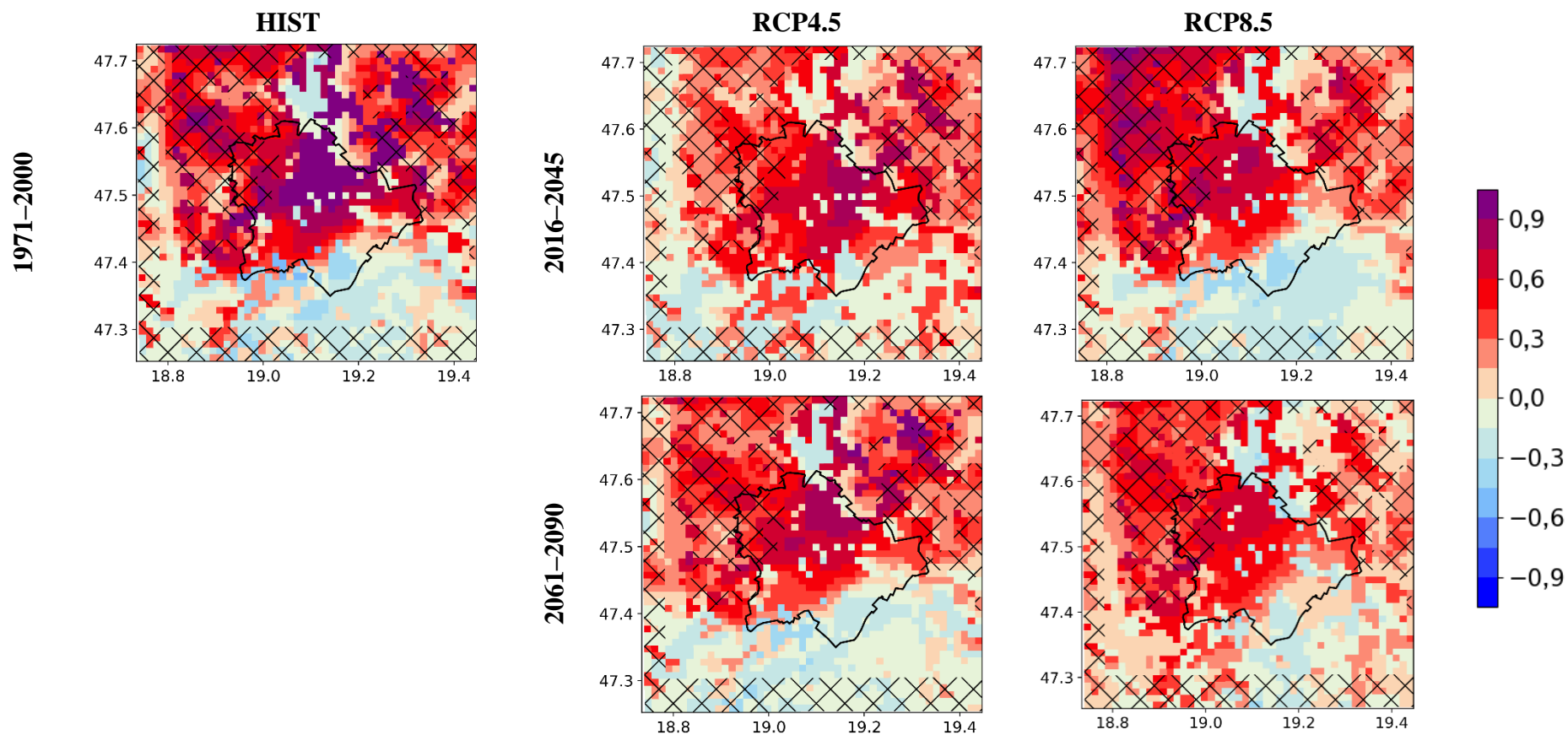
Felszíni kategória		Nyár					Tél				
		31	32	33	34	35	31	32	33	34	35
<b>HIST 1971–2000</b>	<b>Éjszaka</b>	0,8	<b>0,9</b>	0,7	0,2	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	<b>0,8</b>
<b>RCP4.5 2016–2045</b>		0,7	<b>0,7</b>	0,6	0,4	0,5	0,1	0,0	0,0	0,0	<b>0,1</b>
<b>RCP4.5 2061–2090</b>		0,5	<b>0,7</b>	0,4	-0,1	0,3	0,1	<b>0,1</b>	0,1	-0,1	0,1
<b>RCP8.5 2016–2045</b>		0,5	<b>0,7</b>	0,4	0,0	0,3	0,0	0,1	0,1	-0,2	<b>0,1</b>
<b>RCP8.5 2061–2090</b>		0,4	<b>0,6</b>	0,5	0,1	0,4	<b>0,4</b>	0,4	0,4	0,2	<b>0,4</b>
<b>HIST 1971–2000</b>	<b>Nappal</b>	0,0	<b>0,1</b>	0,0	0,0	0,1	0,2	<b>0,4</b>	0,2	-0,2	0,2
<b>RCP4.5 2016–2045</b>		0,1	<b>0,1</b>	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	<b>0,1</b>
<b>RCP4.5 2061–2090</b>		0,0	<b>0,1</b>	0,0	-0,2	0,0	-0,2	<b>-0,1</b>	-0,1	-0,2	-0,2
<b>RCP8.5 2016–2045</b>		0,2	<b>0,3</b>	0,2	0,1	0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3	<b>-0,2</b>
<b>RCP8.5 2061–2090</b>		0,1	<b>0,2</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	<b>0,1</b>

A 43. ábra a hőhullámos (37. ábra) és átlagos (41. ábra) időszakok során kialakult átlagos éjszakai UHI intenzitások különbségeinek területi elrendeződését szemlélteti a modellezett időszakok során a nyári korrigált szimulációból származtatva. Pozitív értékek esetén a hőhullámos időszakok fellépő UHI többletet láthatjuk, míg negatív értékek esetén az átlagos időszakok során volt intenzívebb az UHI. Az eredmények alapján negatív értékek Budapest közigazgatási határain belül a növényzettel borított felszínek esetén alakulnak: (i) a városi É-ÉK-i határán, (ii) a város Pest felőli oldalának déli részén, (iii) a repülőtér város felőli oldalának meghosszabbításánál található erdős területen, valamint (iv) a városban elszórtan egy-egy rácspont.

A városi beépített, mesterséges felszínek esetén pozitív értékeket láthatunk, melyből kiemelhető a belváros, ahol az UHI többlet minden szimuláció-csoport esetén meghaladja a 0,5 °C-ot. A HIST esetében a belváros UHI többlete eléri az átlagos 0,9 °C-ot is. Az eltérő meteorológiai állapotok (szélirány, szélsébség) hatására azonban a legintenzívebb területek nem minden esetben a város központjában találhatók. Az RCP4.5 szimulációkban például egy É-ÉK-i eltolódást láthatunk, amely nagy valószínűséggel a hőhullámos időszakokban tapasztalt alapáramlás irányához köthető.

A várost körülvevő agglomerációs térség esetén is elmondható, hogy hőhullámos időszakok során kialakulhat UHI többlet a terület felett (ezek a rácspontok a budapesti UHI számításban nem szerepelnek).





43. ábra: Nyári éjszakai átlagos UHI intenzitás különbség [°C] a hőhullámos és átlagos no\_urb (hőadvekiót nem tartalmazó) szimulációkkal korrigálva számítva a múltbeli, illetve a jövőbeli időszakokban. Az 'x'-szel jelölt területek az UHI számításokból kihagyott rácspontok.

## 7. Összefoglalás

A várostervezési és városklimatológiai vizsgálatok urbanizálódó világunkban kiemelt fontossággal bírnak, hiszen 2017-ben a Föld népességének már 54,74%-a városokban élt. A városi területek beépítésével egyre nagyobb mértékben módosulnak természetes felszíneink, aminek következtében kialakulhat a városi hősziget. E jelenség tanulmányozására alkalmazhatóak műholdas és felszíni mérések adatai, továbbá modern meteorológiai modellekkel is becsülhető a kialakuló jelenség. A széles körben elterjedt globális és regionális klímamodellek azonban továbbra sem alkalmasak arra, hogy kisebb régiókat, esetlegesen városokat vizsgáljunk velük, hiszen a horizontális felbontásuk ilyen elemzésekhez nem megfelelő. Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszékén a 2000-es évek elejétől kezdve folynak városklimatológiai kutatások, melynek keretén belül közép-európai nagyvárosok hősziget-jelenségét vizsgálták felszínhőmérsékleti mérések alapján. Jelen doktori dolgozat e kutatások folytatásaképpen – úttörőként – fizikai alapú modellek segítségével vizsgálja tovább Budapestre vonatkozóan az UHI jelenségét, felhasználva a RegCM regionális klímamodell Kárpát-medencére vonatkozó szimulációs eredményeit is.

A doktori kutatás során dinamikus leskalázás útján, a WRF időjárás előrejelző modell felhasználásával finomítottam tovább a RegCM klímamodell különböző klímaszenáriókra vonatkozó eredményeit. A szimulációk elkészítéséhez városi parametrizáció alkalmazásával futtattam a WRF modellt, illetve elvégeztem a modell Budapestre történő adaptálását.

A kutatás konkrét célja volt, hogy a WRF modell megfelelő beállítását követően, RegCM eredményeket felhasználva Budapestre vonatkozó szimulációkat készítsek hőhullámos (valamint átlagos) időszakokra, ami alapján becsülhető az UHI, illetve annak potenciális jövőbeli változásai.

Az elvégzett vizsgálatok legfontosabb eredményei témakörönként a következők:

### *Általános megállapítások:*

A modellszimulációk egyik bemenő adata a felszínhasználat, amely kategorikusan definiálja egy adott terület felszín típusát, elkülönítve a különböző vegetációs típusokat és meghatározó felszínborításokat (beépített, vegetációval fedett vagy csupasz felszín). A városi szimulációk elkészítéséhez szükséges volt a felszín valóság-hű definiálása a modelltartományon, mely során az aktuális felszínhasználati jellemzőket adtam meg finom felbontással. Ehhez létrehoztam egy felszínhasználat adatbázist Budapest területére közel

40 m felbontással az ingyenesen elérhető OpenStreet Map adatbázis alapján, melyben öt városi kategóriát különítettem el.

A szimulációkhoz szükséges esetek kiválasztásánál megvizsgáltam a RegCM adatsorokban előforduló hőhullámok különböző karakterisztikáit hat hőhullám definíciót felhasználva. Az eredmények alapján, definíciótól függő mértékben nőtt a hőhullámok gyakorisága és hossza is, mind a korrigált, mind a korrigálatlan RegCM adatsor esetén. Az azonosított hőhullámok átlagos hossza valószínűsíthetően növekedni fog a Kárpát-medencében a vizsgált időszakokban (közelebbi (2016–2045) és távolabbi (2061–2090) jövő) mindkét scenárióra (RCP4.5, RCP8.5). Ez a változás a megtalált hőhullámokra az RCP4.5 esetén átlagosan 1–2 nap, míg az RCP8.5 esetén 3–4 nap. A növekedés oka a szélsőségesen hosszú hőhullámok számának emelkedésével magyarázható. A múltbeli időszakhoz képest a hőhullámok átlagos gyakorisága a század végére 3–6-szoros lesz az RCP4.5, míg 5–9-szeres az RCP8.5 scenárió esetén. Habár a különböző definíciók eltérő hőhullám gyakoriságokat prognosztizálnak Magyarország területére, a becsült növekedés egyértelmű ([Göndöcs et al., 2018](#)).

A dinamikus leskalázás során a készülő szimulációkat a RegCM eredményeiből leválogatott átlagos, illetve hőhullámos esetekre készítettem el. A leválogatás ellenére az azonos csoportba tartozó szimulációk meteorológiai viszonyai valamelyest eltérőek, s ez természetesen hatással van a városi hősziget megjelenésére és intenzitására. Ennek kiküszöbölésére korrekciót hajtottam végre, mely során a szimulációkat függetlenítettem a alapáramlástól. A korrekciót követően a következő eredményeket kaptam:

- Városkörnyéki pontokra hat a város jelenléte, mely Budapest közvetlen környezetében megközelítőleg 2–2,5 °C-os melegedést okoz. A hatás a várostól vett távolság növekedésével folyamatosan csökken.
- A város környezetre gyakorolt hatása hőhullámok során széliránytól függően átlagosan megközelítőleg 1–1,5 °C a város kb. 3,5 km sugarú környezetében, illetve 0,5–1 °C a város kb. 10 km sugarú környezetében, azonban Budapesten belül széliránytól függően meghaladhatja a 2 °C-ot is.

#### *Esettanulmányok eredményei:*

A dinamikus leskalázás előtt két esettanulmányon keresztül elvégeztem a modell validációját, mely során a megfelelő beállításokat és adatbázisokat definiáltam a modellben. A különböző felszínhasználati adatbázisok tesztelése során az eredmények alapján az általam készített OSM adatbázissal készült szimuláció (WRF/OSM) bizonyult a legjobbnak. Az egy hét tartamú anticiklonális nyári/téli időszakot lefedő szimulációk alapján a város hőmérsékleti

eloszlása sokkal realiztikusabbá vált: a város központjától távolodva sugárirányban csökkent a hőmérséklet. Továbbá a teljes modelltartományt figyelembe véve a városi területeken javultak az eredmények a felszínhasználati adatbázis frissítése után: a WRF/OSM becsülte a legkisebb eltéréssel a felszíni hőmérsékletet a városi területeken (RMSE a WRF/OSM szimulációban a teljes BP\_dom területre nappal és éjszaka rendre 2,64 °C és 2,34 °C), azonban az éjszakai órákban a külterületeken felülbecslés történt, ami a kialakuló SUHI intenzitás csökkenését okozta. Az eredmények alapján a szimulációk a nappali órákban becsülték a felszíni hőmérsékletet nagyobb hibával (nappali RMSE átlagosan 2,5–4 °C; éjszakai RMSE átlagosan 2–2,5 °C). A szimulációkat összehasonlítottam rendelkezésre álló felszíni állomási mérések adataival és az eredmények alapján városi felszíni kategóriától függően a WRF/OSM szimuláció hőmérsékleti RMSE értékei 1,44–3,16 °C között változtak.

#### *Dinamikus leskálázás útján kapott eredmények:*

Az esettanulmányokat követően elkészítettem a RegCM szimulációk dinamikus leskálázását a megtalált hőhullámos és átlagos téli/nyári esetekre, melyekből a következő eredményeket kaptam:

Az UHI értékelését megelőzően megvizsgáltam a szimulációk átlagos meteorológiai viszonyait (szélirány, átlaghőmérséklet, talajnedvesség) mind a RegCM-, mind az elkészült WRF-szimulációkban. Az eredmények alapján a napi átlaghőmérsékletek az átlagos esetekre nagyobb mértékű melegedést mutattak, mint a hőhullámos esetekre. A melegedés mértéke az átlagos napokra a század végére az RCP8.5 alapján elérte az 5,5 °C-ot nyáron és a 3,5 °C-ot télen, ezzel szemben a hőhullámos esetekre ugyanezen időszakokra megközelítőleg rendre 2,5 °C, illetve -0,1– +0,5 °C.

A WRF-szimulációk eredményei alapján hőhullámos napokon a külterület jobban melegszik a jövőben, mint a városi területek, míg az átlagos napokon a melegedés közel egyenlő volt a két térségben. A fokozott külterületi melegedés az eredmények alapján a talajnedvesség-tartalom változásához köthető, amely hat a városi hősziget kialakulására és változásának mértékére. Mindezek alapján az átlagos esetekre kismértékű UHI intenzitás csökkenés várható a jövőben, míg a hőhullámok során az éjszakai órákban a távoli jövőben akár 0,2–0,3 °C (szignifikáns) intenzitás csökkenés is történhet.

Az átlagos és hőhullámos UHI összehasonlítását is célul tűztem ki, és az eredmények alapján a legnagyobb UHI intenzitás többlet a nyári hőhullámok során várható az éjszakai órákban, ahol a hőhullámok hatására az UHI a belvárosi területeken 0,6–0,9 °C-kal lehet

intenzívebb. Továbbá a nyári éjszakai órákban a távolabbi jövőben a múltbeli időszakhoz képest csekély mértékű különbség csökkenés (0,2–0,4 °C) várható, ami a hőhullámos szimulációkban kapott UHI csökkenéséből fakad.

Terveink között szerepel a meglévő RegCM-szimulációk további elemzése, illetve szimulációk készítése a tavaszi és őszi évszakra. A részletesebb vizsgálatokat követően a modell konfigurációjának még részletesebb tesztelése válik lehetővé a szimulációk pontosításához és az esetleges hibák csökkentéséhez. A hosszútávú célok között szerepel a Budapest 2030 – Hosszútávú városfejlesztési koncepció kiadványban szereplő városfejlesztési scenáriók modellbe történő implementálása és esettanulmányok készítése. A felsorakoztatott fejlesztések közül kiemelhetők a városrendezési eszközökkel elérhető városi hősziget-hatás csökkenését célzó fejlesztések, mint például: „településszerkezet és a településrendezési terv kialakítása, zöldfelületi előírások szigorítása, burkolt felületek csökkentése, zöldtetők alkalmazásának előírása és általánosan a zöldebb szemlélet és gondolkodás ösztönzése honosítása” ([Budapest 2030](#)). Doktori kutatásom hosszabb távú célja a városklíma-kutatások eredményeinek gyakorlati alkalmazása az építészeti, városrendezési tervek készítésében, a különféle szabályozások megalkotásában.

## 8. Köszönetnyilvánítás

A dolgozat elkészítéséhez felhasznált műholdas méréseket tartalmazó fájlokat az Egyesült Államok Geológiai Hivatalának „Land Processes Distributed Active Archive Center” (LP DAAC) adatközpontja bocsátotta rendelkezésünkre ([lpdaac.usgs.gov](http://lpdaac.usgs.gov)).

A RegCM szimulációkért szeretnék köszönetet mondani, dr. Pieczka Ildikónak, aki a rendelkezésemre bocsátotta a fájlokat, illetve válaszolt a felmerülő kérdéseimre.

Kutatásainkat az AGRÁRKLIMA2 (VKSZ\_12-1-2013-0034) projekt, illetve az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok K109109 és K120605 számú pályázata, illetve a GINOP-2.3.2-15-2016-00028 számú pályázata támogatta. A WRF szimulációk futtatása az Európai Gazdasági Térség (EGT) Támogatási Alap „Alkalmazkodás az Éghajlatváltozáshoz” Program (EEA-C13-10) keretében beszerzett nagy teljesítményű Dell PowerStation számítógépen történt.

E dolgozat nem készülhetett volna el témavezetóm, dr. Breuer Hajnalka szakmai útmutatása nélkül, aki időt és energiát nem sajnálva válaszolt véget nem érő kérdéseimre és irányította munkámat. Köszönetemet szeretném kifejezni azért is, hogy ötleteivel és technikai ismereteivel folyamatosan tanulásra ösztönzött, ezzel nagyban segítve későbbi szakmai karrieremet.

Továbbá köszönetemet szeretném kifejezni témavezetómnek, dr. Pongrácz Ritának és Dr. Bartholy Juditnak, az áldozatkész segítségért, az építő javaslatokért, és azért, hogy az elmúlt években szakmailag mellettem álltak.

Végül, de nem utolsó sorban szeretnék köszönet mondani a családomnak, akik végig mellettem álltak és mindenben támogattak.

## 9. Irodalomjegyzék

- Ackerman, S., Knox, J.A., 2012: *Meteorology: Understanding the Atmosphere*. 3rd ed. Jones and Bartlett Learning, 578 p.
- Alexander, L.V., Zhang, X., Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A.,M.,G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Kumar, K.R., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D.B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J.L., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 111, D05109. 22 p.
- Anderson, B.G., Bell, M.L., 2009: Weather-related mortality: How heat, cold, and heatwaves affect mortality in the United States. *Epidemiology*, 20(2), pp. 205–213.
- Aqua, 2002: *Science writers' guide to Aqua*. NASA Goddard Space Flight Center, Earth Observing System Project Science Office, Greenbelt, 40 p.
- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J.M., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Dudhia, J., Castro-Diez, Y., 2011: Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multistep regionalization. *Journal of Climate*, 24, pp. 5633–5651.
- Atkinson, B.W., 2003: Numerical modelling of urban heat-island intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, 109(3), pp. 285–310.
- Baik, J-J., Kim, YH., Chunb, H-Y., 2001: Dry and moist convection forced by an urban heat island. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 40, pp. 1462–1475.
- Barlow, K.M., Christy, B.P., O'Leary, G.J., Riffkin, P.A., Nuttall, J.G., 2015: Simulating the impact of extreme heat and frost events on the wheat crop production: A review. *Field Crops Research*, 171, pp. 109–119.
- Bartholy, J., Matyasovszky, I., Weidinger, T., 2001: Regional climate change in Hungary: a survey and a stochastic downscaling method. *Időjárás*, 105(1), pp. 1–17.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Torma, Cs., Pieczka, I., Kardos, P., Hunyady, A., 2009: Analysis of regional climate change modelling experiments for the Carpathian basin. *International Journal of Global Warming*, 1(1-3), pp. 238–252.
- Beniston, M., 2004: The 2003 heat wave in Europe: a shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. *Geophysical Research Letters*, 31, L02202. 4 p.
- Berényi D., 1930: A városi háztömbök hatása az éjjeli lehülésekre. *Időjárás*, 34, pp. 46–49.
- Berkes Z., 1947: A csapadék eloszlása Budapest területén. *Időjárás*, 51, pp. 105–111.
- Best, M.J., 1998: A Model to predict surface temperatures. *Boundary-Layer Meteorology*. 88(2), pp. 279–306.
- Bhati, S., Mohan, M., 2016: WRF model evaluation for the urban heat island assessment under varying land use/land cover and reference site conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 126(1–2), pp. 385–400.
- Bihari, Z., Babolcsai, Gy., Bartholy, J., Ferenczi, Z., Gerhátné, K.J., Haszpra, L., Homokiné U.K., Kovács, T., Lakatos, M., Németh, Á., Pongrácz, R., Putsay, M., Szabó, P., Szépszó, G., 2018: *Éghajlat - Magyarország nemzeti atlasza: természeti környezet*. Magyarország Nemzeti Atlasza (ISBN 978-963-9545-56-4), 187 p.
- Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B., Methven, J., 2004: Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59, pp. 217–223.
- Bobvos, J., Fazekas, B., Páldy, A., 2015: Assessment of heat-related mortality in Budapest from 2000 to 2010 by different indicators. *Időjárás*, 119, pp. 143–158.
- Bokwa, A., Dobrovolny, P., Gál, T., Geletič, J., Gulyás, A., Hajto, M.J., Hollósi, B., Kielar, R., Lehnert, M., Skarbit, N., Stastny, P., Svec, M., Unger, J., Vysoudil, M.,

- Walawender, J.P., Zuvela-Aloise, M., 2015: Modelling the impact of climate change on heat load increase in Central European cities. International Conference on Urban Climate (ICUC 9. Extended abstracts), 5 p.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 1046–1053.
- Bornstein, R., Lin, Q., 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. *Atmospheric Environment*, 34(3), pp. 507–516.
- Bossard, M., Feranec, J., Otahel, J., 2000: CORINE land cover technical guide – Addendum 2000. European Environment Agency. 105 p.
- Bottema, M., 1997: Urban roughness modelling in relation to pollutant dispersion. *Atmospheric Environment*, 31(18), pp. 3059–3075.
- Bottyán, Zs., Kircsi, A., Szegedi, S., Unger, J., 2005: The relationship between built-up areas and the spatial development of the mean maximum urban heat island in Debrecen, Hungary. *International Journal of Climatology*, 25(3), pp. 405–418.
- Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I., & Rajkai, K., 2012: Sensitivity of MM5-simulated planetary boundary layer height to soil dataset: comparison of soil and atmospheric effects. *Theoretical and applied climatology*, 109(3–4), pp. 577–590.
- Brousse, O., Martilli, A., Foley, M., Mills, G., Bechtel, B., 2016: WUDAPT, an efficient land use producing data tool for mesoscale models? Integration of urban LCZ in WRF over Madrid. *Urban Climate*, 17, pp. 116–134.
- Brown, M.J., 2000: Urban parameterizations for mesoscale meteorological models. In: Boybeyi, Z (ed.) (193–255). *Mesoscale atmospheric dispersion*. Wessex Press, 448 p.
- Brutsaert, W., 1982: Some exact solutions for non-linear desorptive diffusion. *Journal of Applied Mathematic and Physics*, 33(4), pp. 540–546.
- Budapest 2030, Hosszútávú Városfejlesztési koncepció. Megbízó: Budapesti Fővárosi Önkormányzat, 2013. 218 p.
- Bujdosó, L., Páldy, A., 2006: Az ÁNTSZ feladatai a klímaváltozás egészségi hatásainak megelőzése érdekében. „AGRO-21” Füzetek, 48, pp. 60–67.
- Buser, C.M., Künsch, H.R., Lüthi, D., Wild, M., Schär, C., 2009: Bayesian multi-model projection of climate: bias assumptions and interannual variability. *Climate Dynamics*, 33(6), pp.849–868.
- Changnon Jr., S.A., Huff, F.A., Semonin, R.G., 1971: METROMEX: An investigation of inadvertent weather modification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 52(10), pp. 958–968.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001: Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, pp. 569–585.
- Chen, F., Kusaka, H., Bornstein, R., Grimmond, S., Ching, J., Grimmond C.S.B., Grossman-Clarke, S., Loridan, T., Manning, K.W., Martilli, A., Miao, S., Sailor, D., Salamanca, F.P., Taha, H. Tewari, M., Wang, X., Wyszogrodzki, A.A., Zhang, C., 2011: The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, 31, pp. 273–288.
- Cheng, F-Y., Hsu, Y-C., Lin, P-L., Lin, T-H., 2013: Investigation of the Effects of different land use and land cover patterns on mesoscale meteorological simulations in the Taiwan area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, pp. 570–587.
- Ching, J., Brown, M., McPherson, T., Burian, S., Chen, F., Cionco, R., Hanna, A., Hultgren, T., Sailor, D., Taha, H., Williams, D., 2009. National Urban Database and



- Access Portal Tool, NUDAPT Bulletin. American Meteorological Society, 90(8), pp. 1157–1168.
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A.D., Friedlingstein, P., Grünwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J.F., Sanz, M.J., Schulze, E.D., Vesala, T., Valentini, R., 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, pp. 529–533.
- Coirier, W.J., Kim, S., 2006: CFD modeling for urban area contaminant transport and dispersion: Model description and data requirements. Preprints, Sixth Symp. on the Urban Environment, Atlanta, GA, American Meteorological Society, JP2.11, 11 p.
- Collins, W.J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., Hughes, J., Jones, C.D., Joshi, M., Liddicoat, S., Martin, G., O'Connor, F., Rae, J., Senior, C., Sitch, S., Totterdell, I., Wiltshire, A., Woodward, S., 2011: Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, 4, pp. 1051–1075.
- Cowan, T., Purich, A., 2014: More frequent, longer, and hotter heat waves for Australia in the twentieth century. *Journal of Climate*. 27, pp. 5851–5871.
- Crevier, L.P., Delage, Y., 2001: METERo: a new model for road-condition forecasting in Canada. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 2026–2037.
- Csima, G., Horányi, A., 2008: Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás* 112(3–4), pp. 155–177.
- Csiszar, I., Gutman, G., 1999: Mapping global land surface albedo from NOAA/AVHRR data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104, pp. 6215–6228.
- D'Ippoliti, D., Michelozzi, P., Marino, C., de'Donato, F., Menne, B., Katsouyanni, K., Kirchmayer, U., Analitis, A., Medina-Ramon, M., Paldy, A., Atkinson, R., Kovats, S., Bisanti, L., Schneider, A., Lefranc, A., Iniguez, C., Perucci, C.A., 2010: The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT project. *Environ Health*, 9, Article number: 37. 9 p.
- Danielson, J.J., Gesch, D.B., 2011: Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010): U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073, 26 p.
- Davis, C., Wang, W., Chen, S.S., Chen, Y., Corbosiero, K., DeMaria, M., Dudhia, J., Holland, G., Klemp, J., Michalakes, J., Reeves, H., 2008: Prediction of landfalling hurricanes with the advanced hurricane WRF model. *Monthly Weather Review*, 136(6), pp. 1990–2005.
- Della-Marta, P.M., Luterbacher, J., Weissenfluh, H., Xoplaki, E., Brunet, M., Wanner, H., 2007: Summer heat waves over western Europe 1880–2003, their relationship to large-scale forcings and predictability. *Climate Dynamics*, 29(2), pp. 251–275.
- Dezső, Zs., 2009: A Magyarországi és Közép-Európai nagyvárosokban kialakuló városi hősziget vizsgálata finomfelbontású műholdképek alapján. Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. 113 p.
- Dezső, Zs., Bartholy, J., Pongrácz, Rita., Lelovics, E., 2012: Városi hősziget vizsgálatok műholdas és állomási mérések alapján. *Légkör: Az Országos Meteorológiai Szolgálat szakmai tájékoztatója*, 57(4), pp. 170–173.
- Dickinson R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates, G.T., 1989: A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, 15(3), pp. 383–422.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., 1993: Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR. 80 p.

- Diro, G.T., Tompkins, A.M., Bi, X., 2012: Dynamical downscaling of ECMWF Ensemble seasonal forecasts over East Africa with RegCM3. *Climate and Dynamics*, 117(D6), D16103. 20 p.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(2), pp. 3077–3107.
- Dudhia, J., Gill, D., Manning, K., Wang, W., Bruyere, C., Wilson, J., Kelly, S., 2003: PSU/NCAR mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide: MM5 modeling system version 3. Mesoscale and Microscale Meteorology Division. National Center for Atmospheric Research, 390 p.
- Dupont, S., Otte, T.L., Ching, J.K.S., 2004: Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5). *Boundary-Layer Meteorology*, 113, pp. 111–158.
- Edwards, P.N., 2011: History of climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(1), pp. 128–139.
- Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., Giuliani, G., 2011: Regional climatic model RegCM – User manual, Version 4.3. ICTP, Trieste, Italy. 32 p.
- ENSZ (United Nations), Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2014). *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights (ST/ESA/SER.A/352)*. 32 p.
- ENSZ (United Nations), Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2019). *World Urbanization Prospects: The 2018 Revision (ST/ESA/SER.A/420)*. New York: United Nations. 126 p.
- Ferenczi, Z., 2013: Predictability analysis of the PM2.5 and PM10 concentration in Budapest. *Időjárás*, 117(4), pp. 359–375.
- Fischer, E.M., Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Schär, C., 2007a: The contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heatwaves. *Geophysical Research Letters*, 34, L06707. 6 p.
- Fischer, E.M., Seneviratne, S.I., Vidale, P.L., Lüthi, D., Schär, C., 2007b: Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heatwave. *Journal of Climate*, 20(20), pp. 5081–5099.
- Fita, L., Polcher, J., Giannaros, T.M., Lorenz, T., Milovac, J., Sofiadis, G., Katragkou, E., Bastin, S., 2019: CORDEX-WRF v1.3: development of a module for the Weather Research and Forecasting (WRF) model to support the CORDEX community. *Geoscience Model Development*, 12, pp. 1029–1066.
- Flannigan, M.D., Krawchuk, M.A., de Groot, W.J., Wotton, B.M., Gowman, L.M., 2009: Implications of changing climate for global wildland fire. *International Journal of Wildland Fire*, 18, pp. 483–507.
- Fouillet A., Rey G., Laurent F., Pavillon G., Bellec S., Ghihenneuc-Jouyaux C., Clavel, J., Jougla, E., Hémon, D., 2006: Excess mortality related to the August 2003 heat wave in France. *International Archives of Occupational and Environmental Health*. 80(1), pp. 16–24.
- Founda, D., Santamouris, M., 2017: Synergies between urban heat island and heat waves in Athens (Greece), during an extremely hot summer (2012). *Nature, Scientific Reports*, 7(10973). 11 p.
- Frich, P., Alexander, L.V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A.M.G., Peterson, T., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 19(3), pp.193–212.

- Früh, B., Becker, P., Deutschländer, T., Hessel, J.D., Kossmann, M., Mieskes, I., Namyslo, J., Roos, M., Sievers, U., Steigerwald, T., Turau, H., Wienert, U., 2011: Estimation of climate change impacts on the urban heat load using an urban climate model and regional climate projections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, pp. 167–184.
- Fu, P., Weng, Q., 2017: Responses of urban heat island in Atlanta to different land-use scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, 133(1-2), pp. 123–135.
- Gallo, K.P., McNab, A.L., Karl, T.R., Brown, J.F., Hood, J.J., Tarpley, J.D., 1993. The Use of NOAA AVHRR Data for Assessment of the Urban Heat Island Effect. *Journal of Applied Meteorology*, 32, pp. 899–908.
- Garuma, G.F., 2017: Review of urban surface parameterizations for numerical climate models. *Urban Climate*, 24, pp. 830–851.
- Ghan, S., Randall, D., Xu, K-M., Cederwall, R., Cripe, D., Hack, J., Iacobellis, S., Klein, S., Krueger, S., Lohmann, U., Pedretti, J., Robock, A., Rotstain, L., Somerville, R., Stenchikov, G., Sud, Y., Walker, G., Xie, S., Yio, J., Zhang, M., 2000: An intercomparison of single column model simulations of summertime midlatitude continental convection. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105(D02), pp. 2091–2124.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3, pp. 941–963.
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G.R., 2006: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *Bulletin World Meteorol Organ*, 58, pp. 175–183.
- Giorgi, F., Anyah, R. O., 2012: The road towards RegCM4. *Climate Research*, 52, pp. 3–6.
- Giorgi, F., Bates, G.T., 1989: The Climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117, pp. 2325–2347.
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M.B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G.T., Nair, V., Giuliani, G., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T.A., Tawfik, A.B., Shalaby, A., Zakey, A.S., Steiner, A.L., Stordal, F., Sloan, L.C., Brankovic, C., 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, 52, pp. 7–29.
- Giorgi, F., Mearns, L.O., 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29, pp. 191–216.
- Giorgi, F., Mearns, L.O., 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 6335–6352.
- Gochis, D., Chen, F., 2003: Hydrological enhancements to the community Noah land surface model. *NCAR Scientific Tech. Rep.*, 77 p.
- Gosling, S.N., Lowe, J.A., McGregor, G.R., Pelling, M., Malamud, B.D., 2009: Associations between elevated atmospheric temperature and human mortality: a critical review of the literature. *Climate Change*, 92(3), pp. 299–341.
- Gosling, S.N., McGregor, G.R., Páldy, A., 2007: Climate change and heat-related mortality in six cities part 1: model construction and validation. *International Journal of Biometeorology*, 51, pp. 525–540.
- Göndöcs, J., Breuer, H., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2017a: Urban heat island mesoscale modelling study for the Budapest agglomeration area using the WRF model. *Urban Climate*, 21, pp. 66–86.
- Göndöcs, J., 2013: A talajtextúra és felszínhasználat területi eloszlásának hatása a konvektív csapadéokra, Szakdolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék, 37 p.
- Göndöcs, J., 2015: A talajnedvesség kapcsolata a konvektív csapadékképződéssel WRF szimulációk alapján. Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék, 59 p.

- Göndöcs, J., Breuer, H., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2017b: Városi hősziget meghatározásának lehetőségei a WRF modell felhasználásával. *Légkör*, 62(4), pp. 165–170.
- Göndöcs, J., Breuer, H., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2018: Projected changes in heat wave characteristics in the Carpathian Basin comparing different definitions. *International Journal of Global Warming*, 16(2), pp. 119–135.
- Grell, G., Freitas, S.R., Stuefer, M., Fast, J., 2011: Inclusion of biomass burning in WRF-Chem: impact of wildfires on weather forecasts. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, pp. 5289–5303.
- Grell, G.A., Dévényi, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 1693. 4 p.
- Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121, pp. 764–787.
- Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D., 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398 1 STR, 117 p.
- Grimmond, C.S.B., Blackett, M., Best, M.J., Barlow, J., Baik, J.-J., Belcher, S.E., Bohnenstengel, S.I., Calmet, I., Chen, F., Dandou, A., Fortuniak, K., Gouvea, M.L., Hamdi, R., Hendry, M., Kawai, T., Kawamoto, Y., Kondo, H., Krayenhoff, E.S., Lee, S.-H., Loridan, T., Martilli, A., Masson, V., Miao, S., Oleson, K., Pigeon, G., Porson, A., Ryu, Y.-H., Salamanca, F., Shashua-Bar, L., Steeneveld, G.-J., Tombrou, M., Voogt, J., Young, D., Zhang, N., 2010: The International Urban Energy Balance Models Comparison Project: First results from Phase 1. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, pp. 1268–1292.
- Grimmond, C.S.B., King, T.S., Roth, M., Oke, T.R., 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 89(1), pp. 1–24.
- Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., 1986: Urban water balance. 2. results from a suburb of Vancouver, British Columbia. *Water Resource Research*, 22, pp. 1404–1412.
- Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., 2002: Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology*, 41, pp. 792–810.
- Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., Steyn, D.G., 1986: Urban water balance. 1. A model for daily totals. *Water Resource Research*, 22, pp. 1397–1403.
- Gutiérrez, E., Gonzalez, J.E., Martilli, A., Bornstein, R., Arend, M., 2015: Simulations of a heat-wave event in New York City using a multilayer urban parameterization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54, pp. 283–301.
- Haarsma, R.J., Selten, F., Hurk, B.V., Hazeleger, W., Wang, X.L., 2009: Drier Mediterranean soils due to greenhouse warming bring easterly winds over summertime central Europe. *Geophysical Research Letters*, 36, L04705. 7 p.
- Habeeb, D., Vargo, J., Stone Jr., B., 2015: Rising heat wave trends in large US cities. *Natural Hazards*, 76(3), pp. 1651–1665.
- Hafner, J., Kidder, S.Q., 1999: Urban heat island modeling in conjunction with satellite-derived surface/soil parameters. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38, pp. 448–465.
- Haines, K.M., Bromwich, D.H., 2008: Development and testing of Polar WRF. Part I: Greenland ice sheet meteorology. *Monthly Weather Review*, 136, pp. 1971–1989.

- Hajat, S., Kovats, R.S., Atkinson, B.W., Haines, A., 2002: Impact of hot temperatures on death in London: a time series approach. *Journal of Epidemiology and Community Health*, 56(5), pp. 367–372.
- Haszpra, L., Szigeti, A., Szilágyi, I., Tarczay, K., 2001: Emission Factors for the Hungarian car fleet. *EUROTRAC Newsletter*, 23, pp. 23–27.
- Hatfield, J.L., Prueger, J.H., 2015: Temperature extremes: Effect on plant growth and development. *Weather and Climate Extremes*, 10(A), pp. 4–10.
- Heikkilä, U., Sandvik, A., Sorteberg, A., 2011: Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, 37(7–8), pp. 1551–1564.
- Helbig, A., Baumüller, J., Kerschgens, M. J., 1999: *Stadtklima und Luftreinhaltung*. Springer Verlag, Berlin, 467 p.
- Hogan, A.W., Ferrick, M.G., 1998: Observations in nonurban heat islands. *Journal of Applied Meteorology*, 37, pp. 232–236.
- 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), pp. 203–227.
- Huszár, P., Halenka, T., Belda, M., Zak, M., Sindelarova, K., Miksovsky, J., 2014: Regional climate model assessment of the urban land-surface forcing over central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, pp. 12393–12413.
- Huynen, M.M., Martens, P., Schram, D., Weijenberg, M.P., Kunst, A.E., 2001: The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental Health Perspectives*, 109, pp. 463–470.
- Incropera, F., Dewitt, D., 2011: *Fundamental of Heat and Mass Transfer*. John Wiley & Sons, New York. 1052 p.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K, Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.
- IPCC, 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M.]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 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. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Janjić, Z.I., 1990: The step–mountain coordinate–physical package. *Monthly Weather Review*, 118, pp. 1429–1443.
- Janjić, Z.I., 1994: The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122, pp. 927–945.
- Janjić, Z.I., 1996: The surface layer in the NCEP Eta Model. Eleventh conference on numerical weather prediction, Norfolk, VA, 19–23 August 1996. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 354–355.

- Janjić, Z.I., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model. NCEP Office Note No. 437, 61 p.
- Jansson, C., Almkvist, E., Jansson, P., 2006: Heat balance of an asphalt surface. Observation and physically-based simulations. *Meteorological Applications*, 13, pp. 203–221.
- Kebe, I., Sylla, M.B., Omotosho, J.A., Nikiema, P.M., Gibba, P., Giorgi, F., 2017: Impact of GCM boundary forcing on regional climate modeling of West African summer monsoon precipitation and circulation features. *Climate Dynamics*, 48(5–6), pp. 1503–1516.
- Kerkhoff, C., Künsch, H.R., Schär, C., 2014: Assessment of bias assumptions for climate models. *Journal of Climate*, 27(17), pp. 6799–6818.
- Kern A., 2001: Budapesti városklíma állomás az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. Tudományos diákköri dolgozat, 37 p.
- Kim, Y., Sartelet, K., Raut, J.C., Chazette, P., 2013: Evaluation of the weather research and forecast/urban model over greater Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, 149, pp. 105–132.
- Kis, A., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2017: Multi-model analysis of regional dry and wet conditions for the Carpathian Region. *International Journal of Climatology*, 37(13), pp. 4543–4560.
- Kondo, H., 1995: The thermally induced local wind and surface inversion over the Kanto plain on calm winter nights. *Journal of Applied Meteorology*, 34, pp. 1439–1448
- Kondo, H., Genchi, Y., Kikegawa, Y., Ohashi, Y., Yoshikado, H., Komiyama, H., 2005: Development of a multi-layer urban canopy model for the analysis of energy consumption in a big city: structure of the urban canopy model and its basic performance. *Boundary-Layer Meteorology*, 116(3), pp. 395–421.
- Koppe, C., Kovats, R.S., Jendritzky, G., Menna, B., 2004: Health and global environmental change series, No. 2. WHO Regional Office for Europe, Copenhagen, 123 p.
- Kuglitsch, F.G., Toreti, A., Xoplaki, E., Della-Marta, P.M., Zerefos, C.S., Türkeş, M., Luterbacher, J., 2010: Heat wave changes in the eastern Mediterranean since 1960. *Atmospheric Science*, 37(4), L04802. 5 p.
- Kusaka, H., Kimura, F., 2004: Coupling a single-layer urban canopy model with a simple atmospheric model: impact on urban heat island simulation for an idealized case. *Journal of Meteorological Society Japan*, 82, pp. 67–80.
- Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y., Kimura, F., 2001. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and slab models. *Boundary-Layer Meteorology*, 101, pp. 329–358.
- Landsberg, H.E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, New York, 275 p.
- Laprise, R., 1992: The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly Weather Review*, 120, pp. 197–207.
- Le Moigne, P., 2009: SURFEX Scientific Documentation. Note de centre (CNRM/GMME), Météo-France, Toulouse, France. 212 p.
- Lelovics, E., Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Zs., 2011: A budapesti városi hősziget elemzése: műholdas és állomási mérések összehasonlítása. *Légekör: Az Országos Meteorológiai Szolgálat szakmai tájékoztatója*, 56(2), pp. 55–59.
- Lelovics, E., Unger, J., Gál, T., Gál, C.V., 2014: Design of an urban monitoring network based on local climate zone mapping and temperature pattern modelling. *Climate Research*, 60, pp. 51–62.

- Li, M., Bou-Zeid, E., 2013: Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves: The impact in cities is larger than the sum of its parts. *Journal Applied Meteorology and Climatology*, 52, pp. 2051–2064.
- Li, M., Bou-Zeid, E., 2014: Quality and sensitivity of high-resolution numerical simulation of urban heat islands. *Environmental Research Letters*, 9, 055001. 14 p.
- Li, M., Mao, Z., Song, Y., Liu, M., Huang, X., 2015: Impacts of the decadal urbanization on thermally induced circulations in Eastern China. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54, pp. 259–282.
- Li, M., Song, Y., Huang, X., Li, J., Mao, Y., Zhu, T., Cai, X., Liu, B., 2014: Improving mesoscale modeling using satellite-derived land surface parameters in the Pearl River Delta region, China. *Journal of Geophysical Researches-Atmosphere*, 119, pp. 6325–6346.
- Liao, J., Wang, T., Wang, X., Xie, M., Jiang, Z., Huang, X., Zhu, J., 2014: Impacts of different urban canopy schemes in WRF/Chem on regional climate and air quality in Yangtze River Delta, China. *Atmospheric Research*, 145-146, pp. 226–243.
- Lin, C-Y., Su, C.-J., Kusaka, H., Akimoto, Y., Sheng, Y. F., Huang, J.-C., Hsu, H.-H., 2015: Impact of an improved WRF-urban canopy model on diurnal air temperature simulation over northern Taiwan. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 15(20), pp. 28483–28516.
- Liu, Z., He, C., Zhou, Y., Wu, J., 2014: How much of the world's land has been urbanized, really? A hierarchical framework for avoiding confusion Landscape. *Ecology*, 29, pp. 763–71.
- Lizana Moral, F.J., Chacartegui Ramírez, R., Barrios Padura, Á. y García Valverde, J.M., 2017: Characterization of thermal energy storage materials for buildings applications. In *Proceedings of the 3rd International Congress on Sustainable Construction and Eco-Efficient Solutions*. Sevilla: Universidad de Sevilla. Escuela Técnica Superior de Arquitectura. pp. 6606–6637.
- Lo, J. C-F., Yang, Z-L., Pielke, R.A., 2008: Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Journal of Geophysical Research*, 113(D9), D09112. 16 p.
- Lobell, D.B., Field, C.B., 2007: Global scale climate–crop yield relationships and the impacts of recent warming. *Environmental Research Letters*, 2(1), 014002, 7 p.
- Loridan, T., Grimmond, C.S.B., Offerle, B.D., Young, D.T., Smith, T.E.L., Järvi, L., Lindberg, F., 2010: Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS): Longwave radiation parameterization and seasonality-related developments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, pp. 185–202.
- Loughner, C.P., Allen, D.J., Zhang, D-L., Pickering, K.E., Dickerson, R.R., Landry, L., 2012: Roles of urban tree canopy and buildings in urban heat island effects: Parameterization and preliminary results. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, pp. 1775–1793.
- Mahrt, L., Ek, M., 1984: The Influence of atmospheric stability on potential evaporation. *Journal of Climate Applied Meteorology*, 23, pp. 222–234.
- Mahrt, L., Pan, H.L., 1984: A two layer model for soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology*, 29, pp. 1–20.
- Mandel, J., Beezley, J.D., Kochanski, A.K., 2011: Coupled atmosphere–wildland fire modeling with WRF 3.3 and SFIRE 2011. *Geoscience Model Development*, 4, pp. 591–610.
- Martilli, A., Clappier, A., Rotach, M.W., 2002: An urban surface exchange parameterization for mesoscale models. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(2), pp. 261–304.

- Masson, V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94(3), pp. 357–397.
- Mayer, H., 1999: Air pollution in cities, *Atmospheric Environment*, 33(24–25), pp. 4029–4037.
- Meehl, G.A., 2004: More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305(5686), pp. 994–997.
- Mersich, I., Práger, T., Ambrózy, P., Hunkár, M., Dunkel, Z., 2001: Magyarország éghajlati atlasza, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 108 p.
- Miao, S., Chen, F., LeMone, M.A., Tewari, M., Li, Q., Wang, Y., 2009a: An observational and modeling study of characteristics of urban heat island and boundary layer structures in Beijing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48(3), pp. 484–501.
- Miao, S., Chen, F., Li, Q., Fan, S., 2009b: Impacts of urbanization on a summer heavy rainfall in Beijing, The seventh International Conference on Urban Climate: Proceeding, 29 June–3 July 2009, Yokohama, Japan, B12-1. 4 p.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough S.A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), pp. 16663–16682.
- Molnár, K., 1999: Urban climatic features in Budapest. In: *Proceedings of the 11th Conference on Applied Climatology (of the 79th AMS Annual Meeting and Exhibition)*, pp. 78–81.
- Molnár, G., Gál, T., Gyöngyösi, A.Z., 2018: Evaluation of a WRF-LCZ system in simulating urban effects under non-ideal synoptic patterns. *Acta Climatologica*, 51-52, pp. 57–73.
- Molnár, G., Gyöngyösi, A.Z., Gál, T., 2019: Integration of an LCZ-based classification into WRF to assess the intra-urban temperature pattern under a heatwave period in Szeged, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 20 p.
- Monin, A.S., Obukhov, A.M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contribution of Geophysical Institute – Academy of Science, USSR* 151, pp. 163–187.
- Montávez, J.P., Rodriguez, A., Jimenez, J.I., 2000: A study of the urban heat island of Granada. *International Journal of Climatology*, 20, pp. 899–911.
- Morris, C.J.G., Simmonds, I., Plummer, N., 2001: Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 40, pp. 169–182.
- Morris, C.J.G., Simmonds, I., 2000: Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, 20, pp. 1931–1954.
- Moss, R., Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., Elgizouli, I., Emori, S., Erda, L., Hibbard, K., Jones, R., Kainuma, M., Kelleher, J., Francois Lamarque, J., Manning, M., Matthews, B., Meehl, J., Meyer, I., Mitchell, J., Nakicenovic, N., O’Neill, B., Pichs, R., Riahi, K., Rose, S., Runci, P., Stouffer, R., van Vuuren, D., Weyant, J., Wilbanks, T., van Ypersele, J.P., Zurek, M., 2008: *Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies*, Geneva: Intergovernmental Panel on Climate Change. 132 p.
- Munoz-Esparza, D., Kosovic, B., Jimenez, P.A., Coen, J.L., 2018: An inaccurate fire-spread algorithm in the Weather Research and Forecasting model using the level-set method. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, pp. 908–926.



- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura T., Zhang, H., 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T.Y., Kram, T., Emilio la Rovere, E., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooyen, S., Victor, N., Dadi, Z., 2000: Special Report on Emissions Scenarios, Cambridge University Press, Cambridge, UK (ISBN 0-521-80493-0). 608 p.
- Niu, G.Y., Yang, Z.L., Mitchell, K., E., Chen, F., Ek, M., B., Barlage, M., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M., and Xia, Y., 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research*, 116(D12), D12109. 19 p.
- Noilhan, J., Mahfouf, J.-F., 1996: The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13(1-4), pp. 145–149.
- Offerle, B., Grimmond, C.S.B., Oke, T.R., 2003: Parameterization of net all-Wave radiation for urban areas. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 42, pp. 1157–1173.
- Oke, T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), pp. 1–24.
- Oke, T.R., 1987, *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., Methuen, London, England and New York, NY, USA, 452 p.
- Oke, T.R., Cleugh, H.A., 1987: Urban heat storage derived as energy balance residuals, *Boundary Layer Meteorol.*, 39(3), pp. 233–245.
- Oleson, K.W., Dai, Y., Bonan, G., Mike, B., Dickinson, R., Dirmeyer, P., Hoffman, F., Houser, P., Levis, S., Niu, G.Y., Thornton, P., Vertenstein, M., Yang, Z.L., Zeng, X., 2004: Technical description of the Community Land Model (CLM). NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR. 186 p.
- Páldy, A., Bobvos, J., Vámos, A., Kovats, R.S., Hajat, S., 2005: The Effect of Temperature and Heat Waves on Daily Mortality in Budapest, Hungary, 1970 – 2000. *Extreme Weather Events and Public Health Responses*, pp. 99–107.
- Park, H.S., 1986: Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities. *Atmospheric Environment*, 20, pp. 1859–1866.
- Pásztor, L., Szabó, J., Bakacsi, Zs., Matus, J., Laborczi, A., 2012: Compilation of 1:50,000 scale digital soil maps for Hungary based on the digital Kreybig soil information system. *Journal of Maps*, 8(3), pp. 215–219.
- Péczely Gy., 1959: Budapest légszennyeződése különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás*, 63, pp. 19–27.
- Peters-Lidard, C.D., Blackburn, E., Liang, X., Wood, E.F., 1998: The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of Atmospheric Science*, 55, pp. 1209–1224.
- Pieczka, I., Pongrácz, R., André, K.S., Kelemen, F.D., Bartholy, J., 2017: Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4. 3 for the Carpathian region. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(3-4), pp. 1175–1188.

- Pieczka, I., Pongrácz, R., Bartholy, J., André, K.S., 2018: Future temperature projections for Hungary based on RegCM4.3 simulations using new Representative Concentration Pathways scenarios. *International Journal of Global Warming*, 15(3), pp. 15.
- Pigeon, G., Legain, D., Durand, P., Masson, V., 2007: Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *International Journal of Climatology*, 27(14), pp. 1969–1981.
- Pomianowski, M., Heiselberg, P., Jensen, R.L., Cheng, R., Zhang, Y., 2014: A new experimental method to determine specific heat capacity of inhomogeneous concrete material with incorporated microencapsulated-PCM. *Cement and Concrete Research*, 55, pp. 22–34.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Zs., 2006: Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research*, 37(12), pp. 2191–2196.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Bartha, E.B., 2013: Analysis of projected changes in the occurrence of heat waves in Hungary. *Advanced Geoscience*, 35, pp. 115–122.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezső, Z., 2010: Application of remotely sensed thermal information to urban climatology of Central European cities. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(1-2), pp. 95–99.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Lelovics, E., Dezső, Zs., 2011: Analysis of the urban heat island effect – comparison of ground-based and remotely sensed temperature observations. 91st AMS Annual Meeting on “Communicating Weather and Climate” 23rd Conference on Climate Variability and Change, Seattle, WA, Paper, 163, 5 p.
- Prior, J., Beswick, M., 2007: The record breaking heat and sunshine of July 2006. *Weather magazine published by the Royal Meteorological Society*, 62(7), pp. 174–182.
- Probáld, F., 1965: A nagyváros éghajlati sajátosságai. *Doktori értekezés*, 118 p.
- Probáld, F., 1974: Budapest városklímája. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 127 p.
- Ramamurthy, P., Bou-Zeid, E., 2017: Heatwaves and urban heat islands: a comparative analysis of multiple cities. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 122(1), pp. 168–178.
- Ramamurthy, P., Li, D., Bou-Zeid, E., 2017: High-resolution simulation of heatwave events in New York City. *Theoretical and Applied Climatology*, 128(1-2), pp. 89–102.
- Randall, D.A., Cripe, D.G., 1999: Alternative methods for specification of observed forcing in single-column models and cloud system models. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 104(D20), pp. 24527–24545.
- Réthly, A., 1947: Budapest éghajlata, Budapest. A Budapesti Központi Gyógy- és üdülöhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézete kiadványa. 147 p.
- Richardson, M.I., Toigo, A.D., Newman, C.E., 2007: PlanetWRF: A general purpose, local to global numerical model for planetary atmospheric and climate dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112, E09001. 29 p.
- Robinson, P.J., 2001: On the definition of a heat wave. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 762–775.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W., Hensley, S., 2005: An assessment of the SRTM topographic products. *Technical Report JPL D-31639. Jet Propulsion Laboratory. Pasadena, California*, 143 p.
- Román-Cascón, C., Yagüe, C., Sastre, M., Maqueda, M., Salamanca, F., Viana, S., 2012: Observations and WRF simulations of fog events at the Spanish Northern Plateau. *Advances in Science and Research*, 8, pp. 11–18.
- Roth, M., Oke, T.R., Emery, W.J., 1989a: Satellite-derived urban heat island from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, 10(11), pp. 1699–1720.

- Roth, M., Oke, T.R., Steyn, D.G., 1989b: Velocity and temperature spectra and cospectra in an unstable suburban atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 47, pp. 309–320.
- Rummukainen, M., 2010: State-of-the-art with regional climate models. *Climate Change*, 1, pp. 82–96.
- Rummukainen, M., 2016: Added value in regional climate modeling. *Wires Climate Change*, 7(1), pp. 145–159.
- Salamanca, F., Krpo, A., Martilli, A., Clappier, A., 2010: A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations—part I. Formulation, verification, and sensitivity analysis of the model. *Theoretical and Applied Climatology*, 99, pp. 331–344.
- Salamanca, F., Martilli, A., 2010: A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations – Part II. validation with one dimension off-line simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, 99, pp. 345–356.
- Salamanca, F., Martilli, A., Tewari, M., Chen, F., 2011: A Study of the Urban Boundary Layer Using Different Urban Parameterizations and High-Resolution Urban Canopy Parameters with WRF. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, pp. 1107–1128.
- Sarmiento, D.P., Davis, K.J., Deng, A., Lauvaux, T., Brewer, A., Hardesty, M., 2017: A comprehensive assessment of land surface-atmosphere interactions in a WRF/Urban modeling system for Indianapolis, IN. *Elementa Science of the Anthropocene*, 5, 23 p.
- Seneviratne, S.I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C., 2006: Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, pp. 205–209.
- Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., 2012: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109–230.
- Sharma, A., Fernando, H.J.S., Hamlet, A.F., Hellmann, J.J., Barlage, M., Chen, F., 2016: Urban meteorological modeling using WRF: a sensitivity study. *International Journal of Climatology*, 37, pp. 1885–1900.
- Sievers, U., 1995: Verallgemeinerung der Stromfunktionsmethode auf drei Dimensionen, *Meteorologische Zeitschrift*, N.F. 4, pp. 3–15.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3 NCAR/TN-475+STR, June 2008. – NCAR Technical Note. 100 p.
- Skarbit, N., Gál, T., 2016: Projection of intra-urban modification of night-time climate indices during the 21st century. *Hungarian Geographical Bulletin*, 65(2), pp. 181–193.
- Skarbit, N., Stewart, I.D., Unger, J., Gál, T., 2017: Employing an urban meteorological network to monitor air temperature conditions in the ‘local climate zones’ of Szeged (Hungary). *International Journal of Climatology*, 37(1), pp. 582–596.
- Soares, P.M.M., Cardoso, R.M., Miranda, P.M.A., de Medeiros, J., Belo-Pereira, M., Espirito-Santo F., 2012: WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Climate Dynamics*, 39(9–10), pp. 2497–2522.
- Sobrino, J.A., Oltra-Carrió, R., Jiménez-Munoz, J.C, Julien, Y., Sòria, G., Franch, B., Mattar, C., 2012: Emissivity mapping over urban areas using a classification-based approach: application to the Dual-use European Security IR Experiment (DESIREX). *International Journal of Applied Earth Observation*, 18, pp. 141–147.

- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook, 436 p.
- Solymosi, N., Torma, C., Kern, A., Maróti-Agóts, Á., Barcza, Z., Könyves, L., Berke, O., Reiczigel, J., 2010: Changing climate in Hungary and trends in the annual number of heat stress days. *International Journal of Biometeorology*, 54(4), pp. 423–431.
- Steenefeld, G.J., Ronda, R.J., Holtslag, A.A.M., 2015: The challenge of forecasting the onset and development of radiation fog using mesoscale atmospheric models, *Boundary-layer Meteorology*, 154(2), pp. 265–289.
- Stewart, I.D., Oke, T.R., 2012: Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), pp. 1879–1900.
- Stull, R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, 666 p.
- Szalai, S., Auer, I., Hiebl, J., Milkovich, J., Radim, T., Stepanek, P., Zahradnicek, P., Bihari, Z., Lakatos, M., Szentimrey, T., Limanowka, D., Kilar, P., Cheval, S., Deak, Gy., Mihic, D., Antolovic, I., Mihajlovic, V., Nejedlik, P., Stastny, P., Mikulova, K., Nabyvanets, I., Skyryk, O., Krakovskaya, S., Vogt, J., Antofie, T., Spinoni, J., 2013: *Climate of the Greater Carpathian Region. Final Technical Report*. [www.carpatclim-eu.org](http://www.carpatclim-eu.org).
- Szegedi, S., 2002: A városi környezet kutatása: városklíma mérések Debrecenben. *Debreceni szemle*, 10, pp. 681–691.
- Szegedi, S., Kircsi, A., 2003a: The development of the urban heat island under various weather conditions in Debrecen, Hungary. *ICUC5 - 5 th International Conference on Urban Climate (ICUC 5. Extended abstracts)*, pp. 139–142.
- Szegedi, S., Kircsi, A., 2003b: The effect of the synoptic conditions on the development of the urban heat island in Debrecen, Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica Univ Szegediensis* 36-37, pp. 111–120.
- Szepesi D., 1981: *A levegőkörnyezet (levegőminőség és humánkomfort) tervezése*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 201 p.
- Szépszó, G., 2008: First results with REMO regional climate model at Hungarian Meteorological Service, *CLIVAR Exchanges* 46, 13(3), pp. 24–26.
- Szépszó, G., Csorvási, A., 2016: ALADINClimate modellszimulációk eredményei. Tanulmány „A Balaton vízforgalmának a klímaváltozás hatására becsült változása” című NATÉR EEA-C11-1 beszámolóhoz, 10 p.
- Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of REMO regional climate model and its evaluation of Hungary. *Időjárás*, 112(3-4), pp. 203–231.
- Taha, H., 1997: Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and Buildings*, 25, pp. 99–103.
- Tan, J., Zheng, Y., Song, G., Kalkstein, L.S., Kalkstein, A., Tang, X., 2007: Heat wave impacts on mortality in Shanghai, 1998 and 2003. *International Journal of Biometeorology*, 51, pp. 193–200.
- Teixeira, E.I., Fischer, G., Velthuisen, H., Ewert, F., 2013: Global hot-spots of heat stress on agricultural crops due to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 170, pp. 206–215.
- Terra, 1999: *Science writers' guide to Terra*. NASA Goddard Space Flight Center, Earth Observing System Project Science Office, Greenbelt, 27 p.
- Theeuwes, N.E., Steenefeld, G.-J., Ronda, R.J., Rotach, M.W., Holtslag, A.A.M., 2015: Cool city mornings by urban heat. *Environmental Research Letters*, 10(11), 9 p.
- Thompson, G., Field, P.R., Rasmussen, R.M., Hall, W.D., 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part II:

- implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, 136, pp. 5095–5115.
- Torma, Cs., Bartholy, J., Pongrácz, R., Barcza, Z., Coppola, E., Giorgi, F., 2008: Adaptation and validation of the RegCM3 climate model for the Carpathian Basin. *Időjárás*, 112(3–4), pp. 233–247.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Solden, B., Zhai, P., 2007: Observations: Surface and atmospheric climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, pp. 235–336.
- Trusilova, K., Früh, B., Brienen, S., Walter, A., 2013: Implementation of an urban parameterization Scheme into the regional climate model COSMO-CLM. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, pp. 2296–2311.
- Unger J., 1992: Diurnal and annual variation of the urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Időjárás*, 96, pp. 235–244.
- Unger, J., 1996: Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theoretical and Applied Climatology*, 54(3-4), pp. 147–151.
- Unger, J., 2004: Intra-urban relationship between surface geometry and urban heat island: review and new approach. *Climate Research*, 27, pp. 253–264.
- Unger, J., Bottyán, Zs., Sümeghy, Z., Gulyás, Á., 2000: Urban heat island development affected by urban surface factors. *Időjárás*, 104(4), pp. 253–268.
- Unger, J., Gál, T., Csépe, Z., Lelovics, E., Gulyás, Á., 2015: Development, data processing and preliminary results of an urban human comfort monitoring and information system. *Időjárás*, 119(3), pp. 337–354.
- Unger, J., Savić, S., Gál, T., 2011: Modelling of the annual mean urban heat island pattern for planning of representative urban climate station network. *Advances in Meteorology*, 2011, pp. 1–9.
- Unger, J., Sümeghy, Z., Gulyás, Á., Bottyán, Z., Mucsi, L., 2001: Land-use and meteorological aspects of the urban heat island. *Meteorological Applications*, 8(2), pp. 189–194.
- Unwin, D.J., 1980: The synoptic climatology of Birmingham's heat island. *Weather*, 35, pp. 43–50.
- Urano, A., Ichinose, T., Hanaki, K., 1999: Thermal environment simulation for three dimensional replacement of urban activity. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 81(1–3), pp. 197–210.
- Vahmani, P., Ban-Weiss, G. A., 2016: Impact of remotely sensed albedo and vegetation fraction on simulation of urban climate in WRF-urban canopy model: A case study of the urban heat island in Los Angeles. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 121, pp. 1511–1531.
- van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.F., Masui, T., 2011: The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, 109, pp. 5–31.
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thepaut, J.-N., Ciais, P., 2010: Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience*, 3, pp. 756–761.
- Vidale, P.L., Lüthi, D., Wegmann, R., Schär, C., 2007: European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Climatic Change*, 81(1), pp. 209–232.

- Voogt, J.A., Oke, T.R., 2003: Thermal remote sensing of urban climate. *Remote Sensing of Environment*, 86, pp. 370–384.
- Wan, Z., 1999: MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document, Version 3.3. Institute of Computational Earth System Science, University of California, Santa Barbara, 75 p.
- Wan, Z., 2006. Collection-5 MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide. ICESSE, University of California, Santa Barbara. 30 p.
- Wan, Z., 2008: New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, 112, pp. 59–74.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Y.Q., Li, Z.-L., 2004: Quality assessment and validation of the global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25, pp. 261–274.
- Wang, J., Feng, J., Yan, Z., Hu, Y., Jia, G., 2012: Nested high-resolution modeling of the impact of urbanization on regional climate in three vast urban agglomerations in China. *Journal of Geophysical Research*, 117, D21103, 18 p.
- Wang, K., Jiang, S., Wang, J., Zhou, C., Wang, X., Lee, X., 2017: Comparing the diurnal and seasonal variabilities of atmospheric and surface urban heat islands based on the Beijing urban meteorological network. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 122, pp. 2131–2154.
- Wang, X., Chen, F., Wu, Z., Zhang, M., Tewari, M., Guenther, A., Wiedinmyer, C., 2009: Impacts of weather conditions modified by urban expansion on surface ozone: comparison between the Pearl River Delta and Yangtze River Delta regions. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26, pp. 962–972.
- Wang, X.Q., Gong, Y.B., 2010: The impact of an urban dry island on the summer heat wave and sultry weather in Beijing City. *Chinese Science Bulletin*, 55, pp. 1657–1661.
- Wang, Z.Q., Duan, A.M., 2012: A new mixed-layer model coupled into WRF. *Atmospheric and Oceanic Science Letter*, 5, pp. 170–175.
- Wang, Z-H., Bou-Zeid, E., Au, S.K., Smith, A.J., 2011: Analyzing the sensitivity of WRF's single-layer urban canopy model to parameter uncertainty using advanced Monte Carlo simulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, pp. 1795–1814.
- Wilby, R., Wigley, T., Conway, D., Jones, P., Hewitson, B., Main, J., Wilks, D., 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resource Research*, 34(11), pp. 2995–3008.
- Yamashita, S., Sekine, K., Shoda, M., Yamashita, K., Hara, Y., 1986: On relationships between heat island and sky view factor in the cities of Tama River basin, Japan. *Atmospheric Environment*, 20, pp. 681–686.
- Yang, X., Li, Y., Luo, Z, Chan, W.P., 2017: The urban cool island phenomenon in a high-rise high-density city and its mechanisms. *International Journal of Climatology*, 37(2), pp. 890–904.
- Zsebeházi, G., Krüzselyi, I., Szépszó, G., 2015: Study of urban climatology over Budapest with SURFEX/TEB model at the Hungarian Meteorological Service. *ALADIN-HIRLAM Newsletter*, 5, 5p.
- Zsebeházi, G., Szépszó, G., 2015: Investigating the urban climate characteristics of two Hungarian cities with SURFEX/TEB land surface model. ICUC9 - 9th International Conference on Urban Climate jointly with 12th Symposium on the Urban Environment, (ICUC 9. Extended abstracts) 5 p.

Internetes hivatkozások:

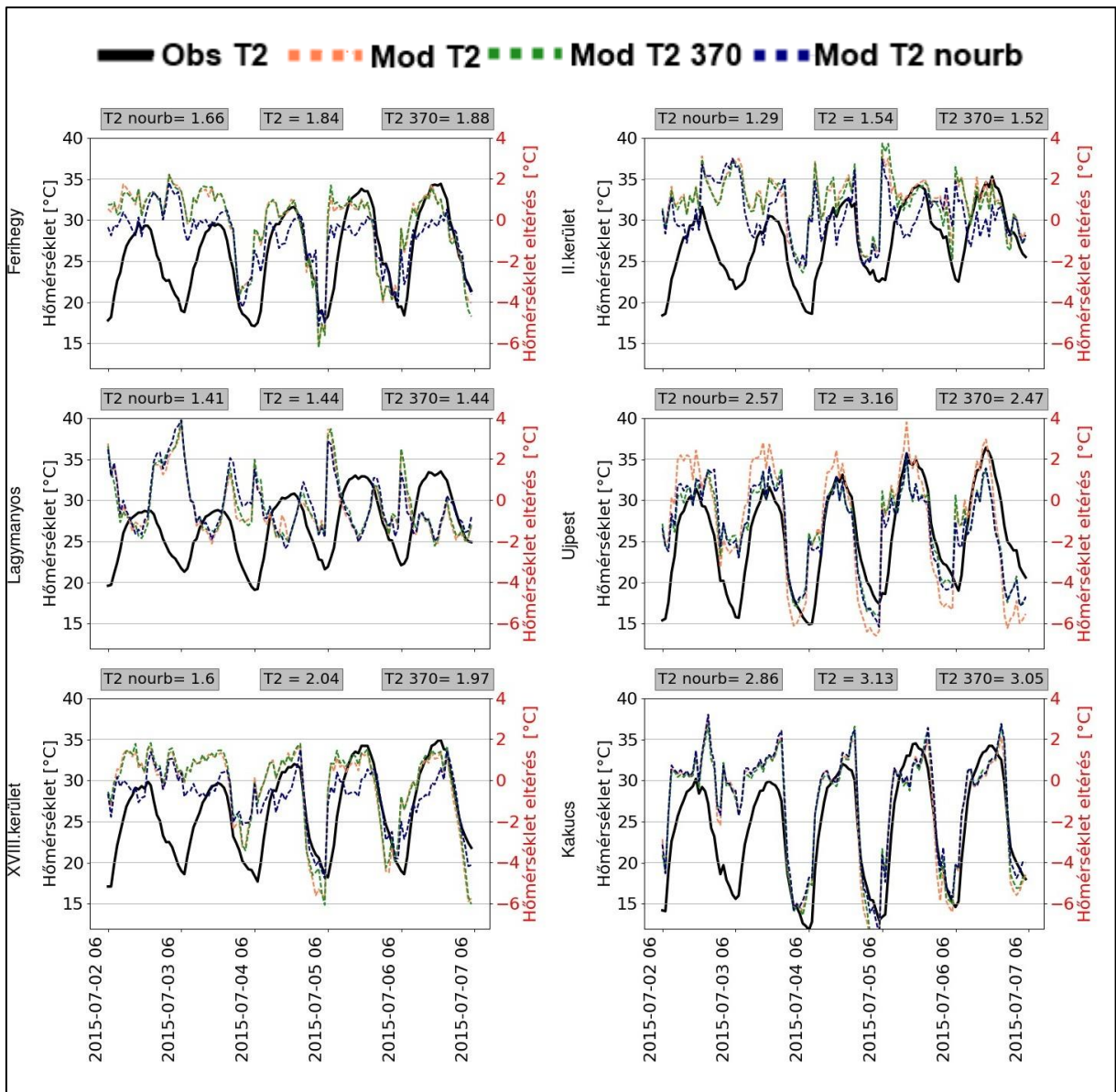
OMSZ UHI projekt: [https://www.met.hu/omsz/palyazatok\\_projektek/uhi/](https://www.met.hu/omsz/palyazatok_projektek/uhi/) (Utoljára megtekintve: 2018. augusztus 16.)  
Worldbank népesség: <https://data.worldbank.org/indicator> (Utoljára megtekintve: 2018. augusztus 16.)  
Mapzen: <https://mapzen.com/data> (Utoljára megtekintve: 2017. január 23.)  
Budapest Városfejlesztési Konceptiója, 2011:  
[http://budapest.hu/Documents/varosfejlesztési\\_koncepcio\\_2011dec/08\\_Terulethaszna lat\\_Beepites.pdf](http://budapest.hu/Documents/varosfejlesztési_koncepcio_2011dec/08_Terulethaszna lat_Beepites.pdf) (Utoljára megtekintve: 2019. 03.09.)

## Függelék

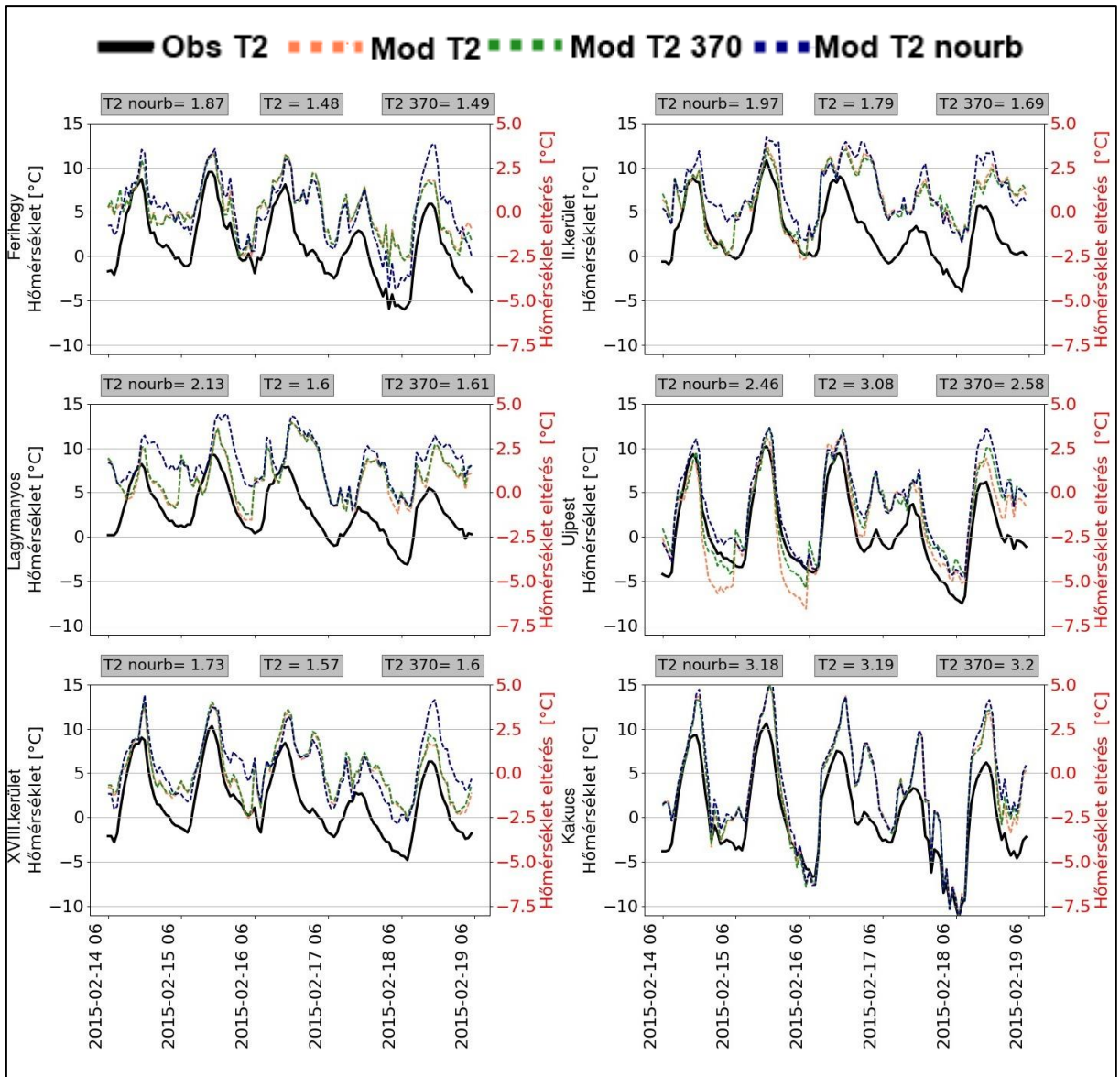
**F.1. táblázat: OpenStreetMap adatbázisban megtalálható felszínhasználati kategóriák típusa és száma, illetve a WRF-beli felszínhasználatnak megfeleltetett értéke.**

OpenStreetMap kategória	kat. száma	WRF-beli kategória	OpenStreetMap kategória	kat. száma	WRF-beli kategória
tér/sétáló	46	alacsony beépíttségű lakónegyed	könyvtár	22	közepes beépíttségű lakónegyed
járda	45	közepes beépíttségű lakónegyed	töltőállomás	20	közepes beépíttségű lakónegyed
játszóter	44	alacsony beépíttségű lakónegyed	parkoló	19	közepes beépíttségű lakónegyed
park	43	lombhullató, széleslevelű fás terület	védett környezeti terület	18	kevert erdő
erdő	42	lombhullató, széleslevelű fás terület	mozi	17	közepes beépíttségű lakónegyed
temető	41	száraz és öntözött terület	színház	16	közepes beépíttségű lakónegyed
tanyaudvar	40	száraz és öntözött terület	munkahely	15	közepes beépíttségű lakónegyed
tanya	39	száraz és öntözött terület	kórház	14	közepes beépíttségű lakónegyed
termőföld	38	száraz legelő	cserjés	13	cserjés
fás terület	37	lombhullató, széleslevelű fás terület	gyümölcsöskert	12	lombhullató, széleslevelű fás terület
rét	36	füves terület	szőlőskert	11	cserjés
füves terület	35	füves terület	állatkert	10	alacsony beépíttségű lakónegyed
mocsaras terület	34	mocsaras terület	kőbánya	9	gyér növényzetű felszín
zöld terület	33	füves terület	lakónegyed	8	alacsony beépíttségű lakónegyed
rekreációs terület	32	közepes beépíttségű lakónegyed	kiskereskedelmi terület	7	közepes beépíttségű lakónegyed
kert	31	öntözött terület	kereskedelmi terület	6	ipari/kereskedelmi terület
sport centrum	30	közepes beépíttségű lakónegyed	ipari	5	ipari/kereskedelmi terület
veteményeskert	27	öntözött terület	vasút	4	ipari/kereskedelmi terület
golf klub	26	füves terület	pusztaság	3	gyér növényzetű felszín
egyetem	25	közepes beépíttségű lakónegyed	sziget	2	lombhullató, széleslevelű fás terület
iskola	24	közepes beépíttségű lakónegyed	betonnal fedett terület	0	alacsony beépíttségű lakónegyed
kollégium	23	közepes beépíttségű lakónegyed			

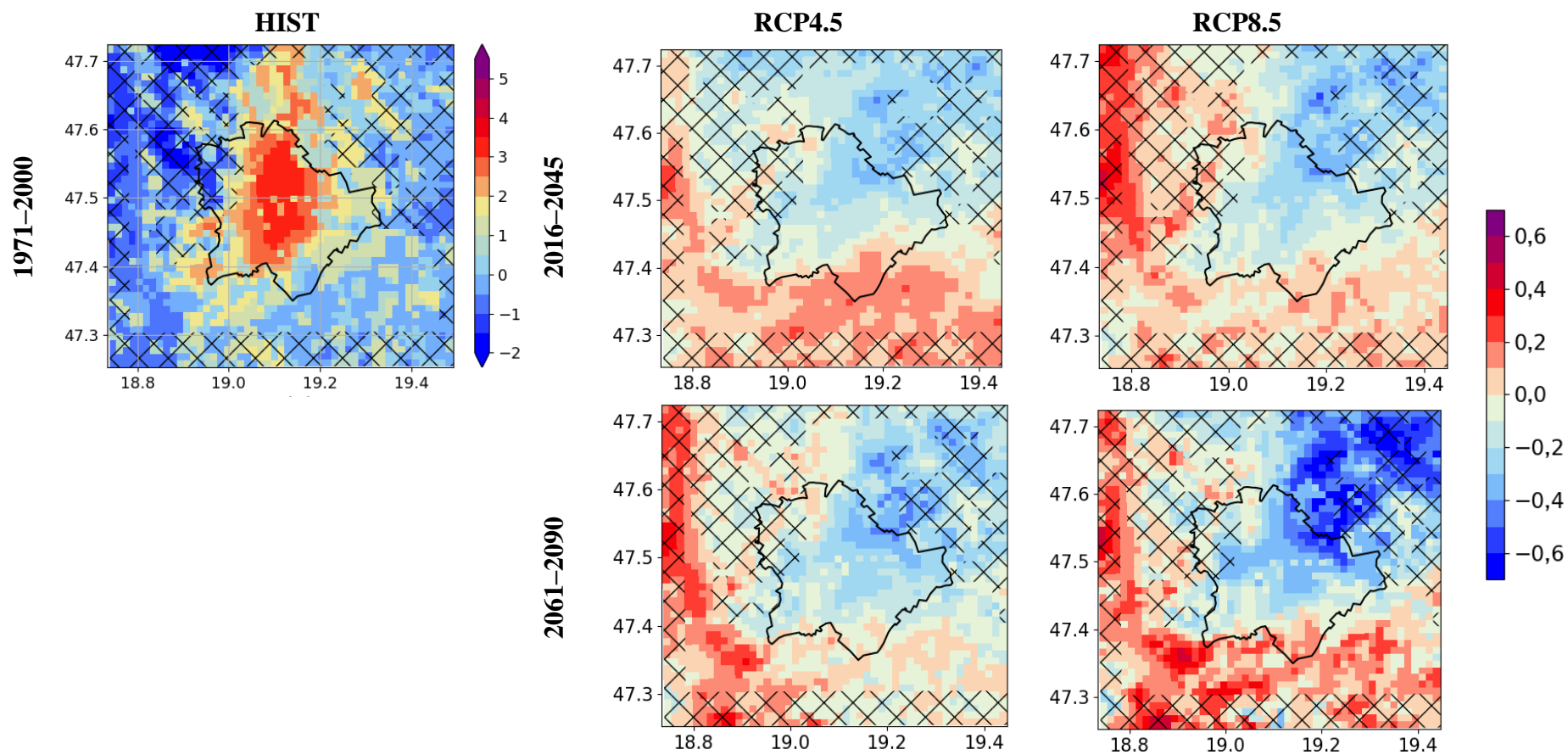




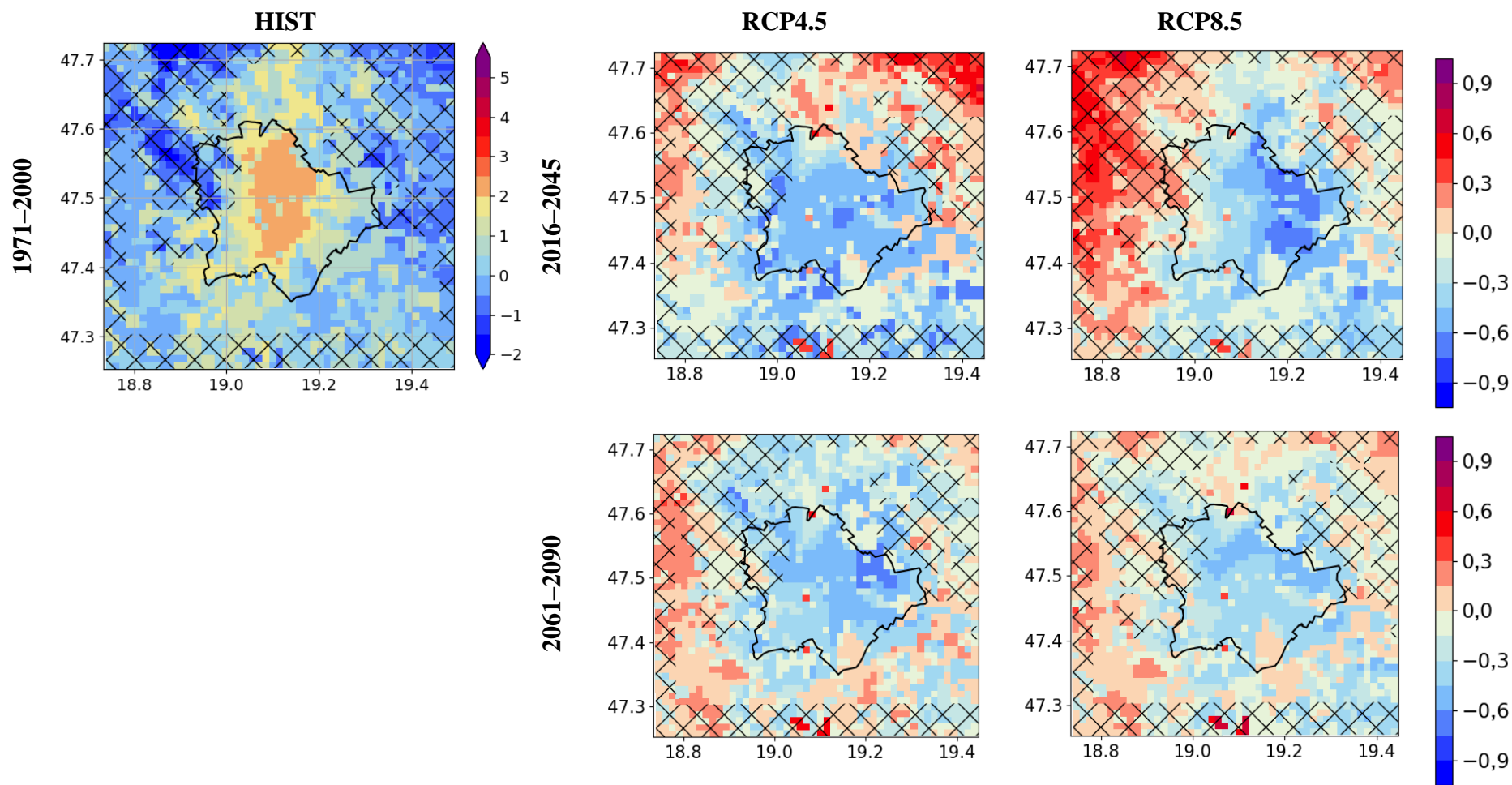
**F.1. ábra:** A kiválasztott nyári időszakra (2015. július 2–7.) vonatkozó napi hőmérsékleti (2 m-es) menetek a kiválasztott budapesti vagy környéki meteorológiai állomásokra. Fekete színnel: állomási mérés (Obs); piros színnel: WRF/OSM; zöld színnel: WRF 370 m felbontással; kék színnel: városi parametrizáció nélküli WRF szimuláció. A diagramok felett található szürke háttérrel kitöltött téglalapokban az időszakra vonatkozó RMSE [°C] értékek szerepelnek az egyes szimulációra.



**F.2. ábra:** A kiválasztott téli időszakra (2015. február 14–19.) vonatkozó napi hőmérsékleti (2 m-es) menetek a kiválasztott budapesti vagy környéki meteorológiai állomásokra. Fekete színnel: állomási mérés (Obs); piros színnel: WRF/OSM; zöld színnel: WRF 370 m felbontással; kék színnel: városi parametrizáció nélküli WRF szimuláció. A diagramok felett található szürke háttérrel kitöltött téglalapokban az időszakra vonatkozó RMSE [°C] értékek szerepelnek az egyes szimulációkra.



F.3. ábra: Nyári UHI intenzitás [°C] a HIST szimulációban, illetve a jövőbeli változások [°C] időszakonként, szimulációnként. Az 'x' jelöli az UHI számításokból kihagyott rácspontok térségeit.



**F.4. ábra: Téli UHI intenzitás [°C] a HIST szimulációban, valamint a jövőbeli változások [°C] időszakonként, szimulációnként. Az 'x' jelöli az UHI számításokból kihagyott rácspontok térségeit.**

# **A regionális éghajlatváltozás hatásainak megjelenése városi környezetben – budapesti városi hősziget vizsgálata**

Göndöcs Júlia

Földtudományi Doktori Iskola, vezetője: Dr. Bartholy Judit  
Földrajz-Meteorológia Doktori Program, vezetője: Dr. Karátson Dávid  
Témavezetők: dr. Pongrácz Rita, dr. Breuer Hajnalka  
Kutatóhely: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék  
Budapest, 2020

A doktori kutatás célja a budapesti városi hősziget elemzése és modellezése, valamint az éghajlatváltozás hatására történő lehetséges módosulásának vizsgálata. A városi és beépített területekre vonatkozó eredmények kiemelt jelentőséggel bírnak, hiszen az emberi tevékenység természetére gyakorolt hatása ott koncentráltan érvényesül, továbbá az urbanizáció hatására egyre több ember él városokban. Az elemzés során rendelkezésre álló regionális klímamodell eredmények dinamikusan leskalázását hajtottam végre időjárás-előrejelező modell segítségével. A kapott kutatási eredmények alapján a következő fontosabb következtetések foglalhatók össze.

A dinamikus leskalázáshoz a WRF (Weather Research and Forecasting) modellt alkalmaztam és állítottam be a budapesti városi hősziget rekonstrukciójához. Ehhez létrehoztam egy egyedülálló felszínhasználati adatbázist Budapesten és közvetlen környezetére 40 méteres felbontással, továbbá frissítettem számos felszíni statikus adatbázist. Az elkészült szimulációk alapján és a validáció során azt az eredményt kaptam, hogy az új beállítások és adatbázis alkalmazásával csökkentek a hibák a felszínhőmérsékletre vonatkozóan, valamint a városi hősziget területi elrendeződése is sokkal valóságosabb lett.

A dinamikus leskalázás előtt a RegCM adatsorokon hőhullámos, valamint átlagos időszakokat különítettem el. A hőhullámok esetén a RegCM szimulációk adatsorain hatféle hőhullám definíciót teszteltem és elemeztem, melyekkel azonosíthatók az extrém meleg időszakokhoz kapcsolódó napok vagy akár a nyári anticiklonális időjárási helyzetek okozta forró időszakok. A különböző scenáriókra vonatkozó RegCM szimulációk alapján az azonosított hőhullámok átlagos tartama és gyakorisága egyértelműen növekedni fog a Kárpát-medencében.

Az esetek megtalálását követően végrehajtottam a dinamikus leskalázást oly módon, hogy a RegCM szimulációk kimeneti adataival inicializáltam a WRF modellt és készítettem el a szimulációkat egy múltbeli (1971–2000) és két jövőbeli (2016–2045 – azaz közeljövő – és 2061–2090 – azaz távolabbi jövő) időszakra, két scenárióra (RCP4.5 és RCP8.5), külön-külön a hőhullámos és az átlagos napokra vonatkozóan. A RegCM-szimulációk alapján a 21. század végére becsült melegedés mértéke átlagos napok során az RCP8.5 scenárió esetén nyáron eléri az 5,5 °C-ot, míg télen a 3,5 °C-os melegedés a jellemző. Ezzel szemben a hőhullámos esetekre ugyanezen évszakokra rendre megközelítőleg 2,5 °C, illetve -0,1 – 0,5 °C a várható változás. Az átlagos és hőhullámos időszak során kialakult UHI összehasonlítása alapján a legnagyobb UHI intenzitás többlet a hőhullámok során a nyári éjszakai órákban várható, ahol a hőhullámok hatására az UHI a belvárosi területeken 0,6–0,9 °C-kal lehet intenzívebb. A WRF szimulációk eredményei alapján a hőhullámos napok esetén a külterület jobban melegszik a jövőben, mint a városi területek, míg az átlagos napokon a melegedés közel egyenlő a két térségben. Mindezek alapján az átlagos esetekre lényeges UHI intenzitás változás nem várható a jövőben, míg a hőhullámok során az éjszakai órákban a távolabbi jövőben 0,2–0,3 °C (szignifikáns) intenzitás csökkenés is történhet.

A kidolgozott módszer használatával lehetségessé válik a Budapesten tervezett és már folyamatban lévő városfejlesztések támogatása, illetve városfejlesztési koncepciók kidolgozása, amivel csökkenteni lehetne a hősziget okozta emberi szervezetre gyakorolt káros hatásokat.

# **Analysis of the effect of climate change on urban environment – Analysis of the urban heat island in Budapest**

Júlia Göndöcs

Ph.D. School on Earth Sciences, coordinator: Dr. Judit Bartholy  
Ph.D. Program on Geography-Meteorology, coordinator: Dr. Dávid Karátson  
Supervisors: dr. Rita Pongrácz, dr. Hajnalka Breuer  
Research institute: Eötvös Loránd University, Department of Meteorology  
Budapest, 2020

The aim of the PhD research is to analyse and model the urban heat island (UHI) in Budapest and to investigate its possible changes due to climate change. Recent research results for urban and built-up areas are particularly important since the impact of human activities on nature are concentrated in these areas. Due to the increasing population in the cities worldwide and regional climate changes, the UHI (e.g., intensity) may change, and thus influences the climatic conditions affecting urban dwellers. The more important results can be summarised as follows.

For the dynamical downscaling, the WRF (Weather Research and Forecasting) model was used and set up for the modelling of the UHI in Budapest. A new unique land use database was created for Budapest and its surroundings with a resolution of 40 m, and other static surface databases were updated. Based on the validation of the simulation results, the new settings and the application of the new database reduced the errors in surface temperature and the structural pattern of UHI became much more realistic.

Prior to dynamic downscaling, heatwave periods and average periods were selected from the RegCM (Regional Climate Model) simulated data series. In case of heatwaves, six heatwave definitions were tested and analysed, which can be used to identify days associated with extreme warm periods or even hot periods caused by summer anticyclonic weather events. Based on RegCM simulations with different scenarios, the mean duration and frequency of identified heat waves are likely to increase in the Carpathian Basin.

After identifying the cases, dynamic downscaling was performed by initializing the WRF model with RegCM simulation results and creating simulations for the past (1971–2000) and for two future periods (for the near and far future, i.e., 2016–2045 and 2061–2090, respectively) using RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. According to the RegCM simulation data, the projected warming on average days reaches 5.5 °C in summer and 3.5 °C in winter by the end of the century, in case of RCP8.5 scenario. In contrast, the projected warming on heatwave days is only approximately 2.5 °C (in summer) and -0.1–0.5 °C (in winter). The comparison of the UHI for average and heatwave days shows that the highest UHI intensity excess during heatwaves is expected during summer nights when heatwaves cause a more intense UHI of 0.6–0.9 °C in the city center. Based on the results of the WRF simulations, the projected warming of the city surroundings is higher during future heatwave periods than for the urban areas, while the projected warmings are nearly equal in both areas on average days. Therefore, the UHI intensity on average days is projected not to change substantially in the future, while it may decrease significantly at night during heatwaves by 0.2–0.3 °C.

Overall, it is possible to support ongoing and planned urban developments in Budapest by using the developed method. Furthermore, the analysis helps to develop local urban mitigation strategies that can reduce the negative effects of UHI on the human body and the environment.

# ADATLAP

## a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához\*

### I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Göndöcs Júlia

MTMT-azonosító: 10051050

A doktori értekezés címe és alcíme: A regionális éghajlatváltozás hatásainak megjelenése városi környezetben – budapesti városi hősziget vizsgálata

DOI-azonosító: 10.15476/ELTE.2020.002

A doktori iskola neve: Földtudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Földrajz-Meteorológia Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: dr. Pongrácz Rita, dr. Breuer Hajnalka

A témavezető munkahelye: ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

### II. Nyilatkozatok

#### 1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatal Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (dátum)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.

#### 2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait;

b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2020.01.02.

.....Göndöcs Júlia.....  
a doktori értekezés szerzőjének aláírása