A budapesti városi hősziget hatásának vizsgálata konvektív csapadéktevékenységre WRF szimuláció alapján

SZAKDOLGOZAT FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Dolgos Emília

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2018

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	4
2.1. A városi hősziget	4
2.2. Budapestre jellemző városi hősziget	7
2.3. A városi hősziget hatása a csapadékra	9
2.4. Városokra végzett vizsgálatok	
3. A WRF modell	
4. Felhasznált adatok	
4.1 Időjárási helyzet	
4.2 Kezdeti és peremfeltételek	
4.3 Felszínhasználat	
5. Eredmények	
6. Összefoglalás	
7. Köszönetnyilvánítás	
8. Irodalomjegyzék	

1. Bevezetés

Az ENSZ vizsgálata szerint 2007 óta a városban lakók száma meghaladja a vidéki népesség számát. Ez az arány 2014-ben 54% volt, 2050-re pedig elérheti a 66%-ot (*ENSZ*, 2015). A városiasodás hatására az épületek, burkolatok révén kontraszt keletkezik a városi és az azt körülvevő természetes területek felszíni karakterisztikái között. A városi felszínek hatására módosulhat a hőmérséklet, szél, nedvesség tartalom, valamint a csapadék. *Luke Howard* kémikus és amatőr meteorológus volt az, aki London hőmérsékleti adatsorában elsőként ismerte fel, hogy a városi területek melegebbek, mint a környező vidéki területek. A jelenséget 1833-ban írta le, amelyet városi hőszigetnek nevezett el (*Mills*, 2006). Azóta számos más kutatás is készült, melyek megmutatták a városok időjárásra, klímájára való hatását (pl: *Landsberg*, 1981 *Oke*, 1982).

A Budapesten megjelenő városi hőszigetről más-más módszerrel több kutatás is készült a közelmúltban (pl: *Lelovics és mtsai.*, 2011; *Dezső és mtsai.*, 2012; *Dian és mtsai.*, 2015; *Göndöcs és mtsai.*, 2017). Ezekből a tanulmányokból megmutatkozott, hogy nyáron a hősziget-intenzitás a 3–4 °C-ot is elérheti.

Dolgozatomban egy nyári eseményt, 2014. július 18-án bekövetkezett konvektív csapadék-eseményt vizsgálom. WRF szimulációk alapján szeretném megállapítani, hogy a budapesti városi hősziget hatással van-e erre a konvektív csapadék-eseményre, és ha igen, akkor milyen mértékben.

2. Irodalmi áttekintés

2.1. A városi hősziget

Meteorológiai szempontból a város jelenlétét mutatja, hogy a természetestől eltérő felszíni energiaháztartási viszonyok miatt a város hőmérséklete eltér a környezetétől. Ezt a jelenséget nevezzük városi hőszigetnek (Urban Heat Island – UHI). A városi hősziget intenzitását a város és a környezet hőmérsékleti különbségével definiáljuk (*Landsberg*, 1981). Ennek mérésére különböző módszerek alkalmazhatók, például a városban, adott pontban elhelyezkedő meteorológiai mérőállomás, autóra vagy repülőgépre szerelt hőmérő, illetve műholdas megfigyelés (*Voogt és Oke*, 2002, *Barlow*, 2014). Eltérő időjárási helyzetekben ez az intenzitás más és más lehet. A maximális intenzitások nyugodt szinoptikus helyzetekben jelentkeznek, gyenge szél és derült idő (*Eliasson*, 1996; *Pongrácz és mtsai.*, 2006; *Santamouris*, 2015) esetén. Általában nyáron intenzívebb a hatás, mint télen (*Oke*, 1982; *Morris és mtsai.*, 2001).

A város felett kialakul egy úgynevezett "hőkupola", aminek alakját, kiterjedését a szél módosítja. Ezt a város feletti légtömeget két szintre oszthatjuk (*Oke*, 1976). A felszínhez közelebbi réteget nevezzük városi tetőszint rétegnek (Urban Canopy Layer - UCL), ez a felszíntől kezdve a háztetők átlagos magasságáig terjed. A másik réteg a városi határréteg (Urban Boundary Layer – UBL), mely réteg jellemzőit (legalább részben) a város határozza meg. Ennek vastagsága a nap folyamán növekszik, délután közepére – a légtömeg stabilitásának és a felszíni szenzibilis hőáram nagyságának függvényében – eléri a 0,5–1,5 km-es vastagságot, az éjszaka folyamán pedig 0,1–0,3 km vastagságú. A város lee oldalán található vidéki területek felett, a vidéki határrétegen belül a magasban gyakran megjelenik egy belső réteg (*Tapper*, 1990), úgynevezett toll, melynek horizontális kiterjedése több 10 km is lehet (1. ábra).



1. ábra: A városi légkör szerkezete (Bottyán, 2009)

A városi hősziget horizontális szerkezete alapján jól látható, miért is a "sziget" elnevezés. A városi területeken elhelyezkedő izotermák szigetként különülnek el a vidéki környezet hidegebb izotermáitól. A 2. ábrán látható, hogy a külváros határához érve megemelkedik a hőmérséklet ("szirt"). A sűrűn beépített, belvárosi részhez közeledve viszonylag egyenletesen, egyre inkább emelkedik a hőmérséklet ("fennsík"). Ezt az emelkedést módosíthatják a parkok, tavak, melyek energiamérlege eltér a városétól. A belvároshoz érve tapasztalható a legnagyobb hőmérséklet, itt található az úgynevezett "csúcs". Ez a viszonylag szabályos alakzat csak nyugodt időjárási körülmények között tud kiépülni, és általában rövid ideig áll fenn (*Bottyán*, 2009).



2. ábra: A városi hősziget területi eloszlása, AB menti keresztmetszeti képe és horizontális szerkezete ideális időjárási körülmények között. (*Bottyán*, 2009)

A hősziget kialakulásának fő oka, hogy az épületek, utak megjelenésével változik a terület energiamérlege. *Oke* (1982) a következő változásokat és okozatait nevezi meg a városi tetőrétegben:

- Növekvő rövidhullámú sugárzás elnyelés a megnövekedett felületek és az épületek elhelyezkedésének hatására.
- Növekvő lefelé irányú hosszúhullámú sugárzás, melynek oka az intenzívebb hosszúhullámú sugárzás elnyelődés és újbóli kibocsátás a megnövekedett légszennyezettség, aeroszol részecskék száma révén.
- Kisebb hosszúhullámú sugárzási veszteség az utcák és épületek geometriájának hatására. Ezek által csökken annak a mértéke, hogy mennyire látható az égbolt egy adott pontból, azaz csökken az égboltláthatósági faktor (Sky View Factor – SVF).
- Az antropogén hő megjelenik, mely az épületekből (például: fűtés, hűtés) és a közlekedés során jut a légkörbe, és a városi tetőréteg hőtartalmát növeli.
- Növekvő szenzibilis hőtározódás, melynek oka az épített környezetben található anyagoknak nagyobb a hővezető képessége.
- Csökkenő evapotranszspiráció (a növényzet és a talaj együttes párolgása), ami a mesterséges burkolatoknak köszönhető, mivel ezeken az anyagokon gyorsan lefolyik a víz, így nem a talajba szivárog.
- Csökken a teljes turbulens hőszállítás, mivel az utcák geometriája, épületek hatására nő a súrlódás, így csökken a szélsebesség.

A városi határrétegben a következő változások mennek végbe (Arnfield, 2003):

- Növekvő rövidhullámú sugárzáselnyelés a megnövekedett légköri abszorpció hatására, amely a légszennyezettség következménye.
- Antropogén hő jut a rétegbe kémények által.
- Növekszik a felszín felől érkező szenzibilis hőáram nagysága, melynek oka a városi tetőréteg és a tetők jelenléte.
- A felülről érkező szenzibilis hőáram növekszik, amely a városi hősziget hatására megnövekedett turbulenciával magyarázható.

A város jelenléte befolyással van a szélre is. Az város által kialakult cirkuláció neve a városi szél. Hasonlóan a tengeri-parti szél kialakulásához, itt is a hőmérsékletkülönbség hatására alakul ki egy félig zárt cirkuláció. Ez a hidegebb külvárosi területek felől a melegebb városi területek felé halad (*Haeger-Eugensson és Holmer*, 1999; *Gál és Unger*, 2009). Ez azonban a nap folyamán nem fordul meg, mivel a város szinte mindig melegebb, mint az őt környező területek. Mivel az épületek, felszínek nagy súrlódási hatást fejtenek ki az áramlásra, így csak bizonyos hőmérséklet-különbség elérése esetén tud a városi szél kialakulni (*Unger*, 2010).

2.2. Budapestre jellemző városi hősziget

Budapest területén történt műholdas megfigyelések és mérőállomások adatainak elemzését készítette le *Lelovics és mtsai.* (2011), valamint *Dezső és mtsai.* (2012). A 2001 és 2010 között a Terra és Aqua műholdakon lévő MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) szenzor által mért 1 km felbontású felszíni hőmérsékleti értékek kerültek összehasonlításra a Budapest területén elhelyezkedő 4, illetve 2 Budapesten kívüli mérőállomás 2 m-es hőmérsékleti adataival. A délelőtti órákban a városi és a városkörnyéki felszínhőmérsékletek átlagos értékeinek különbsége nyáron mutatott maximális értéket. Bizonyos nyári hónapokban az eltérés meghaladta a 6 °C-ot. A 2 m-es hőmérsékletek alapján az intenzitás mértéke nappal 0–2 °C között mozgott, a nyári hónapokban ez elérte a 3–4 °C-ot is. A teljes 10 éves periódusra számolt átlagos hősziget-intenzitások mértéke a műholdas mérések alapján 3,2 °C a felszínen, míg 2 m-es magasságba az állomási adatok alapján 3,4 °C volt. A mérőállomások és a műholdak adataiból számított intenzitásokat a 3. ábra szemlélteti.



3. ábra: A budapesti hősziget-intenzitás mértéke nappal, műholdas és állomási mérések alapján a 2001-2010-es periódusra. (*Dezső és mtsai.*, 2012)

Göndöcs és mtsai. (2017) WRF (Weather Research and Forcasting Model) modellszimulációk segítségével vizsgálták a Budapesten kialakult városi hőszigetet. A 2015. július 2-tól 7-ig tartó periódusra három modellszimulációt végeztek. Ebben az időszakban a Kárpát-medencében uralkodó magasnyomású rendszer miatt alakult ki hőhullám. Ez kedvezett az intenzív hősziget kialakulásának, így a vizsgálatának is. A pontosabb reprezentáció érdekében egy új felszínborítottsági adatbázist hoztak létre, melynek felbontása körülbelül 90 m volt. Továbbá a Budapestet és környékét magába foglaló legbelső domainben az albedó, a talaj jellemzői, valamint a városi morfológia is frissítésre került. Ezeket a változtatásokat csak az egyik szimulációban (OSM) vezették be, a másik kettőben a WRF-ben alapértelmezett felszínekkel dolgoztak (MODIS, USGS). Ezen szimulációk eredményeit egymással, és statisztikai módszerek segítségével műholdas mérési adatokkal is összehasonlították. A felszíni és 2 m-es hőmérsékletek tekintetében az OSM szimuláció magasabb értékeket mutatott, mint a másik kettő, továbbá területi eloszlást tekintve a városközpontban magasabb, míg a külterületek felé haladva alacsonyabb értékeket mutatott. Az éjjeli hősziget-intenzitást a MODIS szimuláció jelezte a legnagyobbnak, ugyanakkor a MODIS szimulációban a városok és természetes területek helytelenül reprezentáltak. A felszíni városi hősziget (Surface Urban Heat Island - SUHI) intenzitásának mértéke a MODIS szimulációban volt a legnagyobb (átlagosan 3,2 °C). A másik két szimuláció átlagosan, 1,6-1,8 °C SUHI értéket adott. A területi eloszlást legjobban az OSM szimuláció tudta leképezni, a maximális intenzitásokat a belváros és a repülőtér területére jelezte, ami egybecseng a műhold által megfigyeltekkel. Legkisebb hibával az OSM szimuláció rendelkezett.

Budapest IX. kerületében folyt gyalogos mérési expedíció, melyek során körülbelül 2 m-es magasságban nedvességtartalom és léghőmérséklet meghatározására került sor (*Dian és mtsai.*, 2015). A hőmérsékleti mérések eredményei a pestszentlőrinci mérőállomás adataival lettek összevetve. Az így kapott hősziget-intenzitás értékeit a 4. ábra szemlélteti. Az adatok egy nyári nap, 2015. július 7-én történt méréssorból származnak. A görbékről leolvasható, hogy a kerület legtöbb pontján helyi idő szerint 14–15 óra körül volt legnagyobb városi hősziget-intenzitás (4. ábra). Ebben az időszakban meghaladta a 4 °C-ot is. Továbbá egy másodlagos maximum is megfigyelésre került, ennek bekövetkezte napnyugta után körülbelül 1 órával történt.



4. ábra: Hősziget-intenzitás Budapest IX. kerületének néhány pontján, különböző időszakokban, a pestszentlőrinci állomás és a mért adatok különbsége alapján. (*Dian és mtsai.*, 2015)

2.3. A városi hősziget hatása a csapadékra

A városban, valamint a városi területek felett található magasabb hőmérséklet, és alacsonyabb légnyomás hatására a külső, hűvösebb területek felől levegő áramlik a város felé. Az áramlások kirajzolásával megfigyelhető a beáramlás és a konvergencia. A megnövekedett konvergencia konvekció kialakulását idézheti elő. Ez magyarázatot adhat a városi területeken hullott csapadék nagyobb mennyiségére (*Sieno és mtsai.*, 2016). Ezt a folyamatot szemlélteti az 5. ábra.



5. ábra: Sematikus rajz a városi hősziget csapadékra kifejtett hatásáról, és a kapcsolódó folyamatokról. (Sieno és mtsai., 2016 nyomán)

Elméleti kísérletek által bebizonyosodott, hogy a városi hősziget a város lee oldalán feláramlást indukált. Lin és Smith (1986), Baik (1992), valamint Han és Baik (2008) ezt az indukált feláramlást tette felelőssé a lee oldalon megfigyelt megnövekedett csapadékösszegért. A légköri stabilitás mértékének fontos szerepe van az összeáramlás, konvekció elősegítésében vagy elfojtásában. Baik és mtsai. (2007) kétdimenziós, mezoskálájú modell segítségével vizsgálták, hogy a planetáris határréteg stabilitása milyen hatással van a városi hősziget által keltett cirkulációra. Az eredmények azt mutatták, hogy ahogy egyre instabilabbá vált a planetáris határréteg, a lee oldalon keltett feláramlás megerősödött, valamint megnőtt a kiterjedése is. Ebből arra következtettek, hogy napközben semleges, vagy kevésbé instabil határréteg esetén a hősziget indukált cirkuláció erőssé válhat. Rámutattak, hogy ez az eredmény magyarázattal szolgálhat a késő délutáni, illetve esti órákban gyengén instabil határréteg mellett kialakult, város által keltett zivatarokra. Szintén kétdimenziós mezoskálájú modellt használva Baik és mtsai. (2001) egy másik tanulmányban azt demonstrálták, hogy a hősziget által indukált lee oldali feláramlás elősegítheti a nedves konvekciót, így kedvező termodinamikai körülmények között csapadékot okozva ebben a régióban.

2.4. Városokra végzett vizsgálatok

A város csapadékra kifejtett hatását vizsgálta *Huff és Changnon* (1973) 8 egyesült államokbeli nagyváros esetén. Leírták, hogy a város csapadékmódosító hatásában a következők játszhatnak szerepet: a városi hősziget destabilizálja a légkört; a kibocsátott kondenzációs magok módosítják a felhők mikrofizikáját és dinamikus folyamatait; az alacsony szintű áramlásokban megnövekszik a turbulencia a város geometriájának hatására; valamint módosul a légköri nedvességtartalom. A vizsgált városokból 7-nél megnövekedett éves csapadékösszeget detektáltak. A város hatása leginkább a nyári időszakban volt jelentősebb, és leginkább a lee oldalon, a városközponttól 15–55 km távolságban található területek felett. Hat városnál ez a megnövekedett mennyiség a 25– 50 mm-t is elérte, amely 9–17%-os többletet jelentett.

Az 1971 és 1975 közötti időszakot lefedő METROMEX (Metropolitan Meteorological Experiment) program keretein belül átfogó vizsgálat született St. Louis városára. Az emberi hatás és ipari tevékenység által bekövetkezett időjárási változásokat tanulmányozták. Egyik fő cél a csapadék tulajdonságainak vizsgálata volt, különös tekintettel az intenzitásra, gyakoriságra, mennyiségre és időtartamra. A kutatás

eredményeként megállapították, hogy a nyári időszakban a város jelenlétével akár 30%-os növekedést indukált a csapadékösszegben a város felett, valamint a város lee oldalán 15–40 km-es területen. (*Changnon és mtsai.*, 1971, *Changnon és mtsai.*, 1981)

Atlanta városában a városi hősziget és a konvektív csapadék összefüggését többen is vizsgálták, pl. Dixon és Mote (2003) a városi hősziget által gerjesztett csapadék szempontjából. A csapadék-események vizsgálatakor nem vették figyelembe a szinoptikus skálájú folyamatokat; az ilyen események kiválasztásához nyújtottak segítséget a magaslégköri meteorológiai szondázások, valamint a felszíni szélmérések szinoptikus skálán gyenge áramlások esetén vették csak figyelembe a csapadékeseményt. Az öt éves periódus alatt 37 eseményt találtak, melyek kiváltó oka a városi hősziget volt – ezek 20 napon következtek be. Az eseményekből 21 az autópályák 5 kmes körzetében pattantak ki, továbbá 10 esemény azok 5–10 km-es körzetében (6. ábra). A legtöbb – 10 db – esemény éjfélkor történt, valamint megállapították, hogy leggyakrabban júliusban fordultak ezek elő. Az események kialakulásához a magas hősziget-intenzitást feltételeztek, azonban fontosabb faktornak tűnt a légkör alacsonyabb szintjeiben a nedvességtartalom mértéke. A tanulmány kimutatta, hogy leggyakrabban a nagy nedvességtartalmú esetekben pattantak ki ezek az események, és nem a legmagasabb hősziget-intenzitásokkor. Azonban fontos megemlíteni, hogy ezen nedves légtömegekhez tartozó hősziget-intenzitások is viszonylag nagynak mondhatók voltak a nagy nedvességtartalom mellett. Továbbá valószínűsíthető, hogy ezek a konvektív események a légkör kismértékű instabilitásakor alakultak ki, hiszen nagyon kis instabilitás esetén nem következik be konvekció, míg nagyon nagy instabilitáskor egy kiterjedt konvekció kialakulását lehet tapasztalni a város meglététől függetlenül.



6. ábra: Az autópályák és a kialakult csapadék-események elhelyezkedése Atlanta térségében. (*Dixon és Mote*, 2003 nyomán)

Bornstein és Lin (2000) kutatásában az atlantai nyári olimpia alatt bekövetkezett három konvektív zivatart tanulmányozta. Negyven meteorológiai állomás szélsebesség és hőmérséklet adatait interpolálva, és potenciális hőmérsékleti értékeket kiszámolva vizsgálták az időjárási helyzetet. A kilencnapos periódus alatt bekövetkezett öt csapadékkal járó eseményre volt hatással a város, ebből kettő szinoptikus skálájú, hidegfronthoz köthető volt. Ezen események a városhoz érve kettéágaztak. A másik három eseményt a város váltotta ki, továbbá mindhárom vihar a városi hősziget által generált konvergencia zónában alakult ki. A három eseményből kettő délelőtt (helyi idő szerint 6:30 és 8:45-kor), míg a harmadik délután (14:45-kor) kezdődött, ez utóbbi eseménykor volt a legkisebb a városi hősziget-intenzitás érték, azonban itt jelent meg a legintenzívebb összeáramlás.

Hollandiában az extrém napi csapadéktevékenységek változékonyságát és térbeli eloszlását vizsgálták 1961 és 2014 közötti adatokból (Golroudbary és mtsai., 2017). A fő célkitűzés az extrémumok feltehető eltérésének kimutatása volt a városi és vidéki területek között. A vizsgálathoz 231 csapadékmérő állomás adatait használták, melyek 80%-a folyamatos méréssel rendelkezett. A csapadékmérők elhelyezkedése nagyjából egyenletes volt, 10 km-es közökkel egymástól. Ezek interpolálásával 1 km-es felosztású csapadékmező készült el. A városi és vidéki csapadékmérők elkülönítésénél alkalmazott elv a következő volt: ha a csapadékmérő 5 km-es sugarú körzetében a felszínt legalább negyedrészben városi terület borította, akkor azt a városi állomásokhoz sorolták. A kutatás megmutatta, hogy az extrém tevékenységek gyakorisága és nagyságrendje is jelentősen nőtt az ország bizonyos területein, különösen az ország nyugati részén, ahol a legnagyobb a városi beépítettség. A vizsgált periódust két időszakra bontották, 1961–1987 és 1988–2014-ig tartóra. A későbbi periódus során erősebb trend mutatkozott az extrém csapadéktevékenységek gyakoriságában, azonban az első periódusban és az egész időszakban is pozitív trend volt tapasztalható. Minden régióban a városi területeken több intenzív extrém csapadék jelentkezett, azonban ez a legtöbb régióban csak csekély mértékben tért el a vidéki területeken mért értékektől.

Egy másik kutatásban, szintén Hollandiára, *Daniels és mtsai*. (2015) az ország nyugati partján lévő városi területek hatását vizsgálták a csapadékra. A holland városok sajátossága, hogy egyenként 20 km-nél nem nagyobb az átmérőjük, ám viszonylag szorosan helyezkednek el egymás mellett. Mivel ilyen feltételek mellett az individuális városok vizsgálata nehézkes lenne (pl.: a város lee oldala már egy másik város területéhez

tartozna), a kutatók célszerűnek találták az egész partszakaszt vizsgálni. A vizsgált periódus 1951–2010-ig tartott. Ezt a periódust hat darab 10 év hosszú időszakra bontották. Itt 60 mérőállomás adatai álltak rendelkezésre. A városi és vidéki mérőállomások és különböző időjárási helyzetek elkülönítése is geosztrófikus szélirányok segítségével történt. Ez alapján az időjárási helyzeteket a fő- és melléktájak irányából fújó szelek szerint csoportosították, illetve egy kilencedik, gyenge szélsebesség esetén használt típust is bevezettek. Az összes időszakot és időjárási típust figyelembe véve a csapadékösszegben 7%-os többlet mutatkozott a városi területeken a vidéki területekhez képest az egész évet tekintve. A legnagyobb különbségek a két terület között gyenge szél esetén jelentkeznek. Ebből arra a feltételezésre jutottak, hogy több konvektív csapadék keletkezett gyenge szél esetén, valamint ez a csapadékfajta a legérzékenyebb a felszínborítottságra.

Az indiai Kolkota városára végeztek vizsgálatot *Mitra és mtsai.* (2012). A monszunt megelőző 3 hónapos időszakban (március, április, május) hullik Kelet-India csapadékmennyiségének 12–14%-a. Ebben az időszakban forró napok és szórványos záporok, zivatarok jellemzők. A vizsgált periódus nagyjából 1950 és 2008 közé esik. Történelmi térképek tanulmányozása és digitalizálása után megmutatkozott, hogy a városiasodás mértéke a XX. század második felében kb. 23 km²/év volt. Öt csapadékmérő állomás adataival dolgoztak, ezek közül kettő a városban, három a külvárosban helyezkedett el. Továbbá vizsgálták egész India, és a Kelet-gangeszi régió premonszunális csapadék trendjeit. Megállapították, hogy csak a városi állomásokon figyelhető meg növekvő trend a csapadék mennyiségében. Ezek alapján következtettek rá, hogy a város borítottság hatással van a csapadékra. A kutatók fontosnak tartották kiemelni, hogy a vizsgálat során nem álltak rendelkezésre a légszennyezettségre vonatkozó információk, mérések.

Peking és környezete konvektív csapadékra gyakorolt hatását több tanulmány is vizsgálta, melyen vizsgálatok alapjául a modellezés szolgált (*Zhong és Yang.*, 2015; *Zhong és mtsai.*, 2015; *Zhang és mtsai.*, 2017).

Zhong és Yang (2015) vizsgálatukban egy 2008. június 27-én lejátszódó, hidegfronthoz köthető eseményt mutatnak be WRF-Noah-UCM (Weather Research and Forecasting Model, Urban Canopy Model) modellfuttatások segítségével. Két szimulációt végeztek, melyekben más-más felszínborítottságot használtak. A kontroll eset a valós borítottsággal megegyezett, tartalmazta a városi felszíneket (URB), míg a másik esetben a városi területeket szántóföldekre cserélték (NURB). Megállapították, hogy a felszíni hőmérséklet magasabb és a nettó sugárzás nagyobb értékű volt az URB esetben. Továbbá mérési eredményekkel összehasonlítva az URB szimuláció jobban leképezte a csapadék idő-, és térbeli fejlődését, valamint a csapadékmaximumok bekövetkeztét.

Megállapították, hogy a város szerepe fontos volt a csapadék eloszlásában, fejlődésében. A város felett található meleg légtömeg hatására lassult a front mozgása, így a csapadékrendszer kiépülése később következett be az URB szimuláció esetén a NURB szimulációhoz képest, azonban megnövekedett a maximális csapadékintenzitás. A város hatására a lehullott csapadékösszegek egyes területeken akár 20 mm különbséget is mutattak. A két modell eredményeiben mutatkozott kihullott csapadékmennyiségek közötti különbséget szemlélteti a 7. ábra.





Zhang és mtsai. (2017) tanulmányában két, 2011 nyarán bekövetkező konvektív eseményt vizsgáltak. A júniusi esemény bekövetkeztekor a városi hősziget intenzitása nem volt jelentős, sőt a város belső területei hidegebbek voltak, mint a környező külvárosi területek. Az augusztusban történt eseménykor a városi hősziget intenzitás elérte a 2–3 °C-ot. A WRF-Noah-UCM modellrendszer által kapott eredményeket a radar reflektivitással összehasonlítva megállapították, hogy, a szimuláció jól modellezte az alakját, fejlődését és mozgását mindkét konvektív rendszernek. Ezután ebben a kutatásban is a valóságnak megfelelő városi felszíneket a környéken jellemző szántóföldekre cserélték. A különböző modelleredmények alapján arra következtettek, hogy alacsony városi hősziget intenzitások mellett a városi felszín a zivatarcella mozgására van kihatással. A felszíni érdességének és az általa kiváltott súrlódási erőnek köszönhetően csökkent a haladás sebessége. Ezen akadályozó erő hatására nem tudott a rendszer előre, a város felé továbbhaladni, így megfigyelhető volt, hogy inkább kettéágazott, így megkerülve a sűrűn beépített városi részt. Ennek eredményeképp a belső városi területek felett csökkent a csapadék mennyisége, míg a város két oldalán és a környező külvárosi területeken növekedett. Magas kezdeti hősziget-intenzitáskor a hősziget termikus hatása volt a legfőbb kényszerítő hatás. A magas felszíni hőmérsékletek hatására instabilabbá vált a légkör alsó része, és erősödött a konvekció mértéke. Így a városi területek felett – különösen a lee oldalon – növekedett a csapadék mennyisége és intenzitása is.

A városi hősziget és az aeroszolok hatását *Zhong és mtsai*. (2015) vizsgálták. WRF-Chem modellt egyszintes városi modellel párosítva négyféle kísérletet állítottak elő, melyekben különbözőképpen vették figyelembe a városi borítottságot, az antropogén szennyezőanyag kibocsátást és az aeroszol direkt és indirekt sugárzásának hatását. Megállapították, hogy a városi felszínnek és az aeroszol jelenlétének ellentétes hatása volt a csapadékmennyiségre. Az aeroszol jelenlétekor a város luv oldalán kevesebb, míg a lee oldalán több csapadék jelent meg, a város hatására Peking luv oldalán jelentkezett több, míg lee oldalán kevesebb csapadék.

WRF-Noah-UCM szimuláció segítségével vizsgálták Észak-Tajvan területén bekövetkező, 2006. júliusi 17-i csapadéktevékenységet *Lin és mtsai*. (2011). Kutatásukban megmutatták, hogy a megfelelő felszínhasználat elengedhetetlen a pontos szimulációk elvégzésére. Két adatbázissal dolgoztak, a Tajvan területén már elavult USGS (U.S. Geological Survey), és 1999-es MODIS műholdas megfigyeléseken alapuló adatokkal. Az USGS adatok tekintetében a városi területek nagy része helyett öntözött mezőgazdasági területek szerepeltek. Az új, pontosabb felszínhasználati adatokkal futatott szimuláció nagyjából 2 °C-kal magasabb hőmérsékletet, és 2 g/kg-mal kevesebb vízgőztartalmat mutatott a város felett, mint az USGS felszínhasználattal futatott modell. A kiterjedtebb városi terület meleg és száraz léte akadályozta a zivatar kialakulását. Más

részről a városi területek felett és a lee oldalon erősödött a légkör instabilitása a megnövekedő szenzibilis hőáram hatására.

Tokyo klímáját számos kutatásban vizsgálták, ezek közül Matheson és Ashie (2008) és Sieno és mtsai. (2016) munkájának eredményeit ismertetem. Mindkét tanulmány modellezésen alapul, Matheson és Ashie 2001 és 2005 közötti nyári, illetve szeptember eleji napokat vizsgáltak – végül nyolc nap történt kiválasztásra, melyeken a csapadék intenzitás meghaladta a 27 mm/h-t Tokyo területén. Kizárták a vizsgálatból a frontok vagy tájfun okozta az eseményeket. A nyolc csapadék-esemény közül kiválasztva két esetet úgy modelleztek le, hogy a városi területeket és az aszfalttal borított felszíneket erdőségre cserélték. Az egyik, 2003 augusztusi eseménynél a város jelenléte megnövelte a csapadék összegét. Érdekesség, hogy a szimulációban jelentkező maximális csapadékösszeg helyén az erdőre cserélt felszínnel semmilyen csapadék nem mutatkozott. Az alacsonyabb hőmérséklet hatására gyengébb feláramlás jelentkezett. A kialakult felhőzet a referencia szimulációban vastag volt, míg az erdős esetben ezek gyorsan feloszlottak. Említésre méltó, hogy a város jelenléte növelte a parti cirkulációt is. A másik, 2001 júniusi esetben azt vizsgálták, hogy a városi felszínt megváltoztatva, hogyan módosul a csapadék mennyisége a városi területektől távolabb. A Tokyotól nyugatra elhelyezkedő hegységekben kevesebb csapadékot mutatott a szimuláció, annak ellenére is, hogy ezen a területen alig történt változás a felszínborítottságban. Ebben az esetben nem a lokális borítottság megváltozása volt a fontos, hanem az, hogy az érkező légtömeg milyen felszín felett jutott oda.

Sieno és mtsai. (2016) által készített tanulmányban nyolc év (2006–2013) augusztusi eseményeit modellezték a meglévő felszíni borítottsággal, valamint a városi felszíneket közepesen beépített városi területre cserélve. A valósághoz közelítő esetben a városi területek felett a nyolc év átlagát tekintve 0,8 °C-kal volt magasabb a hőmérséklet. A havi csapadékátlagot tekintve a kontroll esetben a moderáltabb városi felszínnel szembeni esettel szemben 10%-os csapadéktöbblet mutatkozott abban a domainben, melynek a legnagyobb részét borította városi felszín. A napi csapadékmennyiségek területi eloszlása és mennyiség is nagyobb volt a valósághoz közelítő városi borítottság esetén.

3. A WRF modell

A légkör folyamatait a hidro-termodinamikai egyenletrendszerrel írhatjuk le. Ennek megoldása azonban egzakt módon nem mindig lehetséges, így a folyamatok leírásában és megoldásában közelítéseket kell alkalmazni. Számos matematikai és fizikai számításban nyújtanak segítséget a numerikus modellek.

A WRF (Weather Research and Forscasting Model) egy időjárás előrejelzésre, valamint kutatásra használt numerikus előrejelző modell. A modell kidolgozását az Egyesült Államokban az NCAR (National Center of Atmospheric Research) és az NCEP (National Centers for Environmental Prediction) központok kezdték el az 1990-es évek második felében. Az első verzió 2000-ben jelent meg, azóta számos új verzió megjelent. A vizsgálatomhoz én a 3.8-as verziót használtam. A modell nyílt forráskódú, így bárki számára ingyenesen és szabadon elérhető felhasználásra és fejlesztésre is. Manapság a regisztrált felhasználók száma meghaladja a 39000 főt, a világ több mint 160 országából. [1 - www.mmm.ucar.edu]. A WRF mezoskálájú, korlátos tartományú modell, két fő dinamikai rendszerrel rendelkezik. Ezek az ARW (Advanced Research WRF), amelyekkel legfőképp kutatásokat végezhetünk (pl. esettanulmányok), valamint az NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), melyet operatív feladatok ellátására használnak. A WRF-ben felszínkövető n-koordináta rendszert használnak (Skamarock et al., 2008). Ez a koordinátarendszer a felszín közelében jól követi a domborzatot, feljebb haladva egyre kisimul, követve az izobárokat. Az általam készített szimulációk során a modell 43 vertikális szinttel futott. A horizontális interpolálás Arakawa C-típusú rácshálózaton történik. Ebben a rácshálózatban a termodinamikai jellemzők egy cella közepén, míg a horizontális sebességkomponensek a rácspont körüli határvonalra vannak interpolálva (8. ábra). Egy cella oldalainak hosszúsága adja meg, mekkora a modell térbeli felbontása. Ez a WRF-ben akár 1000 km és 100 m között lehet.



8. ábra: Az interpolálásra során használt Arakwa C-típusú rácshálózat. (Skamarock és mtsai., 2008)

Ha nagyobb felbontással szeretnénk egy bizonyos területet vizsgálni, akkor lehetőség van egy másik modellterületet beágyazni (úgynevezett nest). Dolgozatomban is alkalmaztam beágyazást, ezt a következő fejezetben mutatom be. A fizikai folyamatok leírásához különféle sémákkal és kombinációjukkal dolgozhatunk a modellben. Lehetőség van például a városban lejátszódó folyamatokat pontosabban leíró sémák alkalmazására is. Ezek a modellezés során jobban figyelembe veszik az épületek, mesterséges felszínek, utcák termodinamikai jellemzőit (*Chen et al., 2011*). Dolgozatomban az egyik szimuláció során (NÖV) nem, míg a másiknál (REF) használtam ilyen sémát, a BEM-BEP városi parametrizációt (*Salamanca és mtsai., 2010, Salamanca és Martilli, 2010*). A többi fizikai parametrizáció, a városra jellemző paraméterek illetve numerikus modellbeállítás megegyezik *Göndöcs és mtsai.* (2016) munkájában használtakkal.

4. Felhasznált adatok

Az vizsgált csapadék-esemény kiválasztásához 2014–2017 nyári hónapjaiban Budapest környékén megjelenő konvektív események vizuális kiválasztását végeztem, majd ezt követően 5 eseményre modellszimulációt készítettem. A szimulációk eredményeit az Országos Meteorológiai Szolgálat által készített radarképekkel való összehasonlítás után, a csapadék tér- és időbeli eloszlását figyelembe véve, végül egy esemény volt az, amelyet a szimuláció viszonylag jól közelítette. Ez az esemény 2014. július 18-án következett be, a továbbiakban részletesen foglalkozom ennek leírásával.

4.1 Időjárási helyzet

2014. július 17-én a Brit-szigetek közelében elhelyezkedő ciklon, és a hozzá kapcsolódó hidegfront határozta meg Északnyugat-Európa időjárását. Itt a maximum hőmérsékleti értékek 15–21 °C körül mozogtak. A kontinens keleti részén egy anticiklon helyezkedett el, mely meghatározta Európa nagy részének időjárását, köztük Magyarországét is. Európa ezen területein napsütéses idő volt. A legmagasabb hőmérsékleti értékek itt 24–32°C körül alakultak. A déli tájakon, valamint a Pireneusifélszigeten ez meghaladta a 35, illetve 40 °C-os értéket. Magyarország területén jellegtelen volt a nyomási mező, meleg, napsütéses volt az idő, amelyet a délutáni órákban kialakult záporesők zavartak meg. Az anticiklon pereméről, szokatlan módon a kontinens belső területei felől nedves levegő érkezett Magyarország fölé, ez záporok, zivatarok kialakulásának kedvezett.

4.2 Kezdeti és peremfeltételek

A szimuláció elvégzéséhez a WRF modellben használt kezdeti feltételek az ingyenesen hozzáférhető GFS (Global Forecast System) globális modell eredményeiből származnak. A GFS által számolt adatok 0,5°-os rácsfelbontásban, UTC szerinti főterminusokban, 00, 06, 12 és 18 órában állnak rendelkezésre.

A szimuláció 36 órás periódusra készült el, amely július 17-én 12:00 UTC-kor kezdődik, és július 19. 00:00 UTC-ig tart. A szimuláció során a külső, 10 km-es felbontású domainbe egy belső modellterület lett beágyazva, melynek felbontása 3,33 km. A 9. ábrán látható a külső modellterület feketével, a belső pedig zölddel bekerítve, továbbá a domborzati viszonyok.



9. ábra: A szimulációban használt modellterületek, és a tengerszint feletti magasság méterben.

4.3 Felszínhasználat

Két szimulációt készítettem. A referencia modellfutásban (REF) a valósághoz közelítő felszíni borítottságot alkalmaztam (*Göndöcs és mtsai.*, 2016). A másik szimuláció során (NÖV) a mesterséges felszíneket – belváros, városi terület, ipari terület, repülőtér, és a zöldövezet – a Budapest környékén legjellemzőbb öntözés nélküli mezőgazdasági területre cseréltem ki.

A vizsgált terület az belső domainen belüli É. sz. 46,8°–48,1° és K. h. 18,2°–20,2° közötti található. Ezt a területet, és a felszíntípusokat szemlélteti a 10. ábra. Látható, hogy a Budapest környezetében található természetes felszínek északkelet felé inkább lombhullató erdő, míg a város déli részein öntözés nélküli mezőgazdasági terület. Erdős területek felett a párolgás nagyobb intenzitású, mint az öntözés nélküli területeken, amely befolyásolhatja a csapadékképződés területi elrendeződését (*Pielke és mtsai.*, 2007).



10. ábra: A REF szimuláció (bal) és a NÖV szimuláció (jobb) során használt felszíntípusok.

Az erről a területről származó adatokat 15 perces időközönként írattam ki, ezeket vizsgáltam. Ennek eredményeit a következő fejezetben ismertetem.

5. Eredmények

Az egész 36 órás periódusra különböző paramétereket átlagoltam. Ezek a 2 m-es hőmérséklet, felszíni hőmérséklet, keverési arány, csapadék, felszíni látens hőáram és felszíni szenzibilis hőáram. Hogy a domborzat befolyását kizárjam, csak a 200 m-es tengerszint feletti magasságnál kisebb rácspontok értékeit átlagoltam. A csapadékösszeg átlagolásánál figyelembe kellett venni, hogy a természetes felszínek száma jóval nagyobb, az emiatt bekövetkező esetleges torzítást miatt csak azok a rácspontok kerültek átlagolásra, ahol a csapadékmennyiség nagyobb volt, mint 0 mm.

Ezen átlagok bemutatásával jellemzem a különböző borítottsági viszonyokkal készített szimulációk közötti eltéréseket.

A 11. ábrán láthatóak a 2 m-es hőmérsékleti átlagok. A REF szimulációból megállapítható, hogy a július 18-ára virradó éjjel kialakult átlagosan 2–3 °C intenzitást is meghaladó városi hősziget. A beépített területek átlagosan nem hűltek 22 °C alá. A NÖV szimuláció eredményei természetesen nem mutatnak ilyen hőmérsékleti különbségeket a két fél terület tekintetében. A minimális pozitív hőmérséklet-különbség az első napon az eltérő természetes felszíntípusok különböző mértékű melegedéséből adódik. Napközben és éjjel is viszonylag együtt mozogtak a hőmérsékleti értékek.



11. ábra: A 2 m-es hőmérséklet átlagok napi menete a két szimulációra, valamint a különböző borítottságokra, 2014. július 17-én 12 UTC-től július 19-e 00 UTC-ig.

Megfigyelhető továbbra az is, hogy a második napon bekövetkezett csapadékhullást követően mind a három természetes felszínt alkotó terület hőmérsékleti átlaga csökkent. A REF városi felszíni pontjaiban azonban 17–18 UTC körül (napnyugta

előtt) szinte alig csökkent a 2 m-es hőmérséklet, míg a külterületek, illetve a NÖV modellfutás eredményei egy körülbelüli 2 °C-os csökkenést mutattak. A 12. ábra a REF szimuláció 18:30 UTC-kor meglévő 2 m-es hőmérsékleti értékekeit mutatja. Jól látható, hogy hiába volt zápor, Budapest így sem hűlt annyira, mint a környező területek, így a "sziget" jól elkülönül az ábra közepén. A keleti területeken található magasabb hőmérsékletet a talajtextúra eltérő típusa adja. A modell kezdeti feltételében levő talajnedvesség az egész területen közel azonos volt, de a hőmérsékletet befolyásoló szenzibilis és látens hőáram függ a relatív talajnedvességtől is. A keleti területeken agyagos vályog illetve agyag textúrák találhatók, míg Budapest szűk környezetében vályog. Az előbbi területen a talaj relatív nedvesség tartalma kisebb volt, mint a főváros környéki területeken, magasabb szenzibilis hőáramot és hőmérsékletet eredményezve.



12. ábra: 2014. július 18. 18:30 UTC-kor a 2 m-es hőmérsékleti értékek a REF szimulációban.

A felszíni hőmérsékleteket elemezve is jól látható a felszíni városi hősziget megléte (13. ábra). A 18-ára virradó éjjelen napnyugta után a városi felszínek hőmérsékletének átlagai körülbelül 2–3 °C-kal magasabbak voltak a természetes felszíneknél. Napkelte után együtt mozognak a görbék, a zivatar megjelenése alatt együtt kezdtek csökkeni. Ekkor a városi területek átlaga valamelyest nagyobb mértékben csökkent, mivel a felszínhőmérséklet egyik legmeghatározóbb eleme a beérkező sugárzás, azonban 14 UTC-től ismét nagyobb, illetve később egyenlő lett a kétféle felszín hőmérsékletének átlaga. Ezután a napnyugta közeledtével ismét a beépített felszín átlaga lett nagyobb a szimuláció hátralévő részében, átlagosan 2–3 °C-kal. A NÖV szimuláció

esetén együtt mozogtak az átlagok, nem volt jelentős eltérés a két felszín hőmérséklete között.



13. ábra: A felszíni hőmérséklet átlagok napi menete a két szimulációra, valamint a különböző borítottságokra, 2014. július 17-én 12 UTC-től július 19-e 00 UTC-ig.

A keverési arányt vizsgálva elmondható, hogy a REF eredmények esetén a beépített területek vízgőztartalma szinte végig alacsonyabb volt a természetes területekéhez képest. Ez a különbség körülbelül 0,3 és 1 g/kg közötti volt, szinte az egész idősorra. A NÖV szimulációban a két görbe viszonylag együtt mozogott, a különbség 0,5 g/kg-nál egyik időpontban sem volt több. Érdekesség, hogy a NÖV szimulációban az idősor körülbelül 60%-a alatt a lecserélt beépített területek esetén nagyobb a keverési arány. Ennek a nedvességtöbbletnek a forrása legtöbbször a környező csapadék események területéről advektálódó nedvesség.

A csapadékátlagok esetén figyelembe kell venni, hogy a július 17-én és 18-án is bekövetkeztek zivatarok. Radarképek alapján megfigyelhető volt, hogy a 17-i esemény viszonylag nagy kiterjedésű volt, a kialakult zivatarcellák az ország keleti, középső és nyugati területein is megjelentek. A REF szimuláció ebben az esetben nem mutatott nagy eltérést a kétféle területtípus között. Szám szerint a beépített rácspontokra kb. 0,1 mm-rel több csapadék hullott, mint a természetes borítottságú területekre. A NÖV szimulációban ez a többlet meghaladta az 1 mm-t is. Habár az átlagok tekintetében nem volt nagy az eltérés, a REF szimuláció során 16 UTC körül egy zápor alakult ki a város lee oldalán. Ilyen a NÖV szimulációban nem következett be. A 18-án kihullott csapadék már jelentősebb eltérést mutatott. A REF szimulációban a természetes felszínek felett átlagosan kicsivel több, mint 5 mm esett, a beépített területeken ez nem érte el a 2,5 mmt. A NÖV szimulációban ez a különbség 1 mm volt a természetes felszínek javára. A NÖV szimulációban megjelenő kb. 1,5 mm-es többlet jól mutatja, hogy a város hatással volt a csapadékra (14. ábra).



14. ábra: A csapadék átlagának napi menete a két szimulációra, valamint a különböző borítottságokra, 2014. július 17-én 12 UTC-től július 19-e 00 UTC-ig.

A szélsebesség átlagait vizsgálva elmondható, hogy a zivatarok idején a természetes felszínek felett egyértelműen magasabb (0,5–1 m/s) szélsebességek fordultak elő, mint a város felett, az átlagos szélsebességek 1,5–3,5 m/s között mozogtak a REF szimulációban a városi területeken. Éjszaka a városban 0,2–0,8 m/s-mal nagyobb szél volt a városban, ami annak köszönhető, hogy a városi hősziget éjszaka gátolta a stabil inverzió létrejöttét a város felett. A szél iránya a 18-i zivatar előtt és alatt is északkeleti volt.

A felszíni látens hőáram átlagairól elmondható, hogy a REF szimuláció alatt az egész 36 órás időszakban alacsonyabb volt a városi területek látens hőárama, mint a külterületeké a gyér növényzetnek miatt. Ezek között a maximális különbségek 135 W/m² körüliek voltak, amelyek 10–11 UTC között jelentkeztek. A NÖV szimulációban nem mutatkoztak ekkora eltérések a területek között.

A továbbiakban két kiválasztott időpontot ismertetek részletesebben.

Az egyik időpont a július 18-ai 10:45 UTC, ami a csapadékhullás előtt körülbelül 30 perccel korábban volt. A 15. ábrán jól látszik, hogy a REF szimulációban a városi területek szárazabbak, mint a természetes felszínek. Ezeken a mesterséges felszínű területeken a keverési arány kisebb, mint 10 g/kg, átlaguk ebben az időpontban 9,9 g/kg volt. A természetes felszínek átlaga körülbelül 10,6 g/kg volt. A NÖV szimulációban nincs markáns eltérés a Budapesten belüli és környező területek felett, az átlagok különbsége 0,15 g/kg volt.



15. ábra: A keverési arány mértéke a vizsgált terület felett a REF szimulációban, 2014. július 18-án, 10:45 UTC-kor.

A 2 m-es hőmérsékleti értékekben ebben az időpontban elhanyagolható volt az eltérés, ha az összes rácspont átlagát vizsgáljuk. Legalacsonyabb hőmérséklet (29,7 °C) a NÖV szimuláció során mutatkozott a városi területek felett, míg a legmagasabb a REF szimuláció városi területein (30 °C). Egy-egy rácspontban megjelentek eltérések. A REF szimulációban például Budapest keleti határa körülbelül 0,5 °C-kal hidegebb, délre a várostól pedig körülbelül 0,5 °C-kal melegebb volt, mint a NÖV szimulációban. Előbbi a képződő csapadék következtében, utóbbi pedig a városból kiáramló hőtöbblet miatt alakult ki. A NÖV szimulációban ezeken a területeken nem voltak eltérések, a különböző rácspontokban ugyan azokat a hőmérsékleteket olvashattuk le. Ebben az időpontban a városi és külterületek között a felszíni szenzibilis hőáram tekintetében a REF szimulációban körülbelül 146 W/m²-es különbség volt. A városi területeken ekkora többlet a NÖV szimulációban nem mutatkozik, sőt ott 3 W/m²-rel ezek a területek mutattak nagyobb hőáramot, bár ez elhanyagolható különbség. A REF szimulációban a látens hőáram a természetes felszíneken nagyobb körülbelül 135 W/m²-rel. A NÖV szimulációban tizedesjegy nagyságú különbség mutatkozott csak. A szélsebességek ebben az időpontban mindkét szimulációban 1,1 m/s-osak átlagosan a városi területek felett, míg a külterületeken ez az érték 1,3 m/s.

A másik időpont szintén 18-ai, ez már a zivatar idejében volt, 13:45 UTC-kor. A 16. ábrán látható a radarreflektivitás. Ebből látszik, hogy a REF szimuláció során Budapest felett jóval felhősebb volt az ég, mint a NÖV szimulációban. Csapadék ebben az időpontban a Budapest területén csak a pesti oldal középső területein esett. A városon kívül csapadék hullott azokon a területeken, ahol a 16. ábrán a radarreflektivitás mértéke 35–40 dBZ körüli volt.



16. ábra: A radarreflektivitás mértéke a vizsgált terület felett a REF (bal) és a NÖV (jobb) szimulációban, 2014. július 18-án, 13:45 UTC-kor.

A NÖV szimulációban a vizsgált időpontban ezen a pesti területen nem volt 0,1 mm-t meghaladó csapadék. A REF szimulációban jelentkező csapadék ellenére Budapest területén átlagosan 1 g/kg-mal szárazabb volt a levegő ebben a szimulációban, mint a NÖV szimulációban. A csapadék és a felhőzet hatással volt a 2 m-es hőmérsékletre is. A budapesti területek felett ez a REF szimulációban mintegy 2 °C-kal alacsonyabb volt a NÖV szimulációban kapott értékeknél. A szélsebességek tekintetében a városi területek átlaga a legkisebb mindkét szimulációban, ez a REF szimulációban 2 m/s a REF szimulációban pedig 2,1 m/s körüli. A REF szimulációban a kiválasztott időpontban a külterületeken volt a legnagyobb a szélsebesség, ekkor 2,5 m/s körüli. A zivatar alatti maximális átlagot ez a szimuláció és terület érte el 30 perccel ezen időpont előtt, ami akkor körülbelül 3 m/s-os volt.

A szimulációk 18-án elsőként 11:15 UTC-kor jeleztek csapadékot, mindkét esetben először a külterületek felett. Itt is alakult ki a zivatar, pontosabban Budapesttől északkeltei irányban, nagyjából Pest és Nógrád megye határában. Városi rácspont fölé mindkét szimulációban negyed órával később ért csapadék. A NÖV szimulációban 16:00

UTC volt az utolsó időpont, amíg a modell csapadékot jelzett. A REF szimulációban ez 45 perccel tovább, 16:45 UTC-ig tartott. A külterületeken ugyanabba a negyedórás intervallumba jelezték a szimulációk a csapadék megszűntét. Az egész zivatar során hullott csapadék mennyiségét és térbeli eloszlását a 17. ábra mutatja.



17. ábra: 2014. július 18-án hullott csapadék mennyisége és térbeli elposzlása a REF (bal) és a NÖV (jobb) szimuláció során.

Az ábrán jól kirajzolódnak a szimulációk közötti különbségek. A REF szimuláció során a legtöbb csapadék Budapest határától északkeletre, Gödöllő és környékén volt. Itt volt olyan rácspot is, melyre megközelítően 21 mm csapadék esett. Ezen a területen két zivatarcella is átvonult, ám Budapest fölé érve ezek a cellák feloszlottak. Ettől a csapadékos területtől északabbra szintén kialakultak viszonylag intenzív zivatarcellák, melyekhez hasonló a NÖV szimulációban is megtalálható. A zivatarcellák által érintett területen az egyik rácspontra jutó csapadékösszegek meghaladta a 16 mm-t, ezen kívül a maximumok 11 mm körül alakultak ezen a területen. Még északabbra, az országhatárhoz közel szintén látható egy terület, melyen viszonylag nagyok a csapadékösszegek, itt az egyik rácspontra eső maximum 13 mm-t meghaladó volt. A NÖV szimulációban a legtöbb csapadékot produkáló zivatarcella a Szentendrei-sziget északi felében jelent meg, itt a maximális csapadékösszeg 13,7 mm körüli volt az egyik rácspontban. Ezzel egy vonalban, keleti irányban további két terület felett viszonylag nagy volt a csapadékösszeg, 8-12 mm körüli. Ezt a három területet összekötő sávban 3-6 mm-es összegek voltak jellemzők. Egy negyedik terület, melyen szintén előfordult 9 mm körüli csapadékösszeg Cegléd környékén jelent meg. Budapest szinte teljes területén csak a REF szimulációban volt csapadék. Itt a csapadékösszegek az északkeleti városhatártól távolodva csökkentek. Ott még 2–3 mm-es összegek is előfordultak, a budai oldalon azonban már 0,5 mm vagy ennél kevesebb csapadékösszegeket mutatott a szimuláció. A NÖV szimuláció esetén a zivatarok nem érték el Budapestet.

6. Összefoglalás

Dolgozatom célja a budapesti városi hősziget konvektív csapadékra kifejtett hatásának tanulmányozása volt. Ehhez két modellszimulációt készítettem a WRF modell segítségével. A szimulációkban különböző felszínekkel dolgoztam, a referencia szimuláció elvégzése után a mesterséges, beépített területeket természetes felszínre cseréltem.

Az REF szimuláció produktumaiból kiolvasható, hogy a városi területek éjszaka melegebbek voltak a külterületeknél, míg a NÖV szimulációban nem volt ilyen jellegű különbség. Más fizikai paraméterek is utalnak a város jelenlétére, ezek közül a keverési arány, a felszíni látens- és szenzibilis hőáram, a felszíni hőmérséklet, és a szélsebesség volt az, melyeket tanulmányoztam.

A városi hősziget csapadékra való hatását a világ számos városában kutatták már. Ezen tanulmányok közül ismertettem néhánynak az eredményét. Ezekben a tanulmányokban megmutatták, hogy sok esetben a város felett és a város lee oldalán megnövekedett a csapadék mennyisége. Dolgozatomban egy esettanulmányon keresztül Budapest városára és agglomerációjára fókuszálva vizsgáltam a témakört. A 2014. július 18-ai zivatar során Budapest területén több csapadék hullott a REF szimulációban, mivel a NÖV szimuláció során nem keletkezett olyan zivatar, amely a város felett haladt volna. A csapadékátlagokat tekintve a természetes felszínekre nagyobb mennyiségű csapadék hullott, a REF szimulációban a különbség 2,5 mm körüli volt.

Mivel dolgozatomban a figyelmem egy csapadék-eseményre összpontosult így általános következtetéseket nem célszerű levonni. Azonban ebben az eseményben bebizonyosodott, hogy a városi hősziget hatással volt a csapadék mennyiségére, valamint térbeli eloszlására is.

Fontosnak érzem kiemelni, hogy bár dolgozatomban a városi hősziget hatását vizsgáltam, a városok sokrétűségének köszönhetően számos más aspektus – gondolva itt a megváltozott felszíni karakterisztikára vagy a szennyezőanyag kibocsátásra – is megjelenik, melyeket nem szabad figyelmen kívül hagyni a kutatások során. A jövőben célszerű lenne további vizsgálatokat végezni, akár további esettanulmányokon keresztül, melyekben az előbb említett szempontokra is hangsúlyt kellene fektetni, melyek megvalósításához elengedhetetlenek a város karakterisztikáját, szennyezőanyag kibocsátását megfelelő leíró adatbázisok.

7. Köszönetnyilvánítás

Hatalmas köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, aki szakmai tudásával, hasznos tanácsaival segített a dolgozat elkészítésében, illetve elősegítette szakmai fejlődésemet. Valamint köszönöm azt is, hogy kérdéseim megválaszolására a konzultációs órákon kívül is mindig a rendelkezésemre állt.

Köszönöm Göndöcs Júliának, aki a modellezési feladatokban nyújtott segítségével, és a budapesti adatok felajánlásával hozzájárult a szimulációk elvégzéséhez.

Köszönet illeti a családomat is, akik örökös biztatásukkal és támogatásukkal segítenek a tanulmányaimban előre haladni, és tettek így e dolgozat megszületésekor is.

8. Irodalomjegyzék

Arnfield, J.A., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island, International Journal of Climatology, 23, 1–26.

Baik, J.J., 1992: Response of a stably stratified atmosphere to low-level heating—An application to the heat island problem. Journal of Applied Meteorology, 31, 291–303.

Baik, J.J., Kim, Y.H. Chun, H.Y., 2001: Dry and moist convection forced by an urban heat island. Journal of applied meteorology, 40, 1462–1475.

Baik, J.J., Kim, Y.H., Kim, J.J., Han, J.Y., 2007: Effects of boundary-layer stability on urban heat islandinduced circulation. Theoretical and Applied Climatology, 89, 73–81.

Barlow, J.F., 2014: Progress in observing and modelling the urban boundary layer, Urban Climate, 10, 216-240.

Bottyán, Zs., 2009: A városi hősziget, mint a települések lokális klímájának markáns sajátossága. Hadmérnök, 4, 144–156.

Bornstein, R., Lin, Q., 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three case studies. Atmospheric Environment, 34, 507–516.

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, 958–968.

Changnon Jr, S. A., Semonin, R.G., Auer, A.H., Braham, R.R., Hales, J., 1981: METROMEX: a review and summary. American Meteorological Society, Boston, 181 p.

Chen, F., Kusaka, H., Bornstein, R., 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, 273–288.

Daniels, E. E., Lenderink, G., Hutjes, R. W., Holtslag, A. A., 2015: Observed urban effects on precipitation along the Dutch West coast. International Journal of Climatology, 36, 2111–2119.

Dezső Zs., Bartholy J., Pongrácz R., Lelovics E., 2012: Városi hősziget vizsgálatok műholdas és állomási mérések alapján. Légkör, 57, 170–173.

Dian, Cs., Pongrácz, R., Dezső, Zs., Bartholy, J., 2015: Városklimatológiai mérési expedíció Budapest IX. kerületében. Egyetemi Meteorológiai füzetek, 26, 15–21.

Dixon, P.G., Mote, T.L., 2003: Patterns and causes of Atlanta's urban heat island–initiated precipitation. Journal of Applied Meteorology, 42, 1273–1284.

ENSZ, 2015. Department of Economic and Social Affairs. Population division. World Urbanization Prospects: The 2014 Revision. 413 p.

Eliasson I., 1996: Intra-urban nocturnal temperature differences: a multivariate approach. Climate Research, 7, 21–30.

Gál, T., Unger, J., 2009: Detection of ventilation paths using high-resolution roughness parameter mapping in a large urban area. Building and Environment, 44, 198-206.

Golroudbary, V.R., Zeng, Y., Mannaerts, C.M. and Su, Z.B., 2017: Detecting the effect of urban land use on extreme precipitation in the Netherlands. Weather and climate extremes, 17, 36–46.

Göndöcs, J., Breuer, H., Pongrácz, R., Bartholy, J., 2017: Urban heat island mesoscale modelling study for the Budapest agglomeration area using the WRF model. Urban Climate, 21, 66–86.

Haeger-Eugensson M, Holmer B., 1999: Advection caused by the urban heat island circulation as a regulating factor on the nocturnal urban heat island. International Journal of Climatology, 19, 975–988.

Han, J.Y., Baik, J.J., 2008: A theoretical and numerical study of urban heat island–induced circulation and convection. Journal of the Atmospheric Sciences, 65, 1859–1877.

Huff, F. A., Changnon, S. A., 1973: Precipitation modification by major urban areas. Bulletin of the American Meteorological Society, 54, 1220–1232.

Landsberg, H. E., 1981: The urban climate. Academic press, 227 p.

Lelovics E., Pongrácz R., Bartholy J., Dezső Zs., 2011: Budapesti városi hősziget elemzése: műholdas és állomási mérések összehasonlítása. Légkör, 56, 55–59.

Lin, Y.L., Smith, R.B., 1986: Transient dynamics of airflow near a local heat source. Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 40–49.

Lin, C., Chen, W., Chang, P., Sheng, Y., 2011: Impact of the Urban Heat Island Effect on Precipitation over a Complex Geographic Environment in Northern Taiwan. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 50, 339–353.

Mills, G., 2008: Luke Howard and the climate of London. Weather, 63, 153-157.

Mitra, C., Shepherd, J. M., Jordan, T., 2012: On the relationship between the premonsoonal rainfall climatology and urban land cover dynamics in Kolkata city, India. International Journal of Climatology, 32, 1443–1454.

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, 40, 169–182.

Oke, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer heat islands. Atmosphere, 14, 268–277.

Oke, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 108, 1–24.

Pielke, R. A., Adegoke, J., Beltran-Przekurat, A., Hiemstra, C. A., Lin, J., Nair, U. S., Niyogi, D., Nobis, T. E., 2007: An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall. Tellus, 59B, 587–601.

Pongrácz R., Bartholy J., Dezső Zs., 2006. Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. Advances in Space Research, 37, 2191–2196.

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, p.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, 345–356.

Santamouris, M., 2015: Analyzing the heat island magnitude and characteristics in one hundred Asian and Australian cities and regions. Science of the Total Environment, 512-513, 582-298.

Seino, N., Aoyagi, T., Tsuguti, H., 2016: Numerical simulation of urban impact on precipitation in Tokyo: How does urban temperature rise affect precipitation?. Urban Climate, 23, 8–35

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 Technical Note, 113 p.

Tapper, N. J., 1990: Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere, 24, 19–27.

Unger, J. G., 2010: A városi hősziget-jelenség néhány aspektusa. MTA Doktori Értekezés, Szeged, 107 p.

Voogt, J. A., Oke, T. R., 2003: Thermal remote sensing of urban climates. Remote sensing of environment, 86, 370–384.

Zhang Y., S. Miao, Y. Dai, Bornstein, R., 2017: Numerical simulation of urban land surface effects on summer convective rainfall under different UHI intensity in Beijing, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 122, 7851–7868.

Zhong, S., Yang, X., 2015: Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the Great Beijing Metropolitan Area. Atmospheric Research, 153, 318–334.

Zhong, S., Qian, Y., Zhao, C., Leung, R., Yang, X.Q., 2015: A case study of urbanization impact on summer precipitation in the Greater Beijing Metropolitan Area: Urban heat island versus aerosol effects. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120, 10,903–10,914.

Internetes forrás:

[1-www.mmm.ucar.edu] - A WRF-ről

https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model