

A VÁROSI HŐSZIGET PROBLÉMA ÚJ MÓDSZERTANI KÖZELÍTÉSEI

T-034867 számú OTKA pályázat

ZÁRÓJELENTÉS

2001-2005

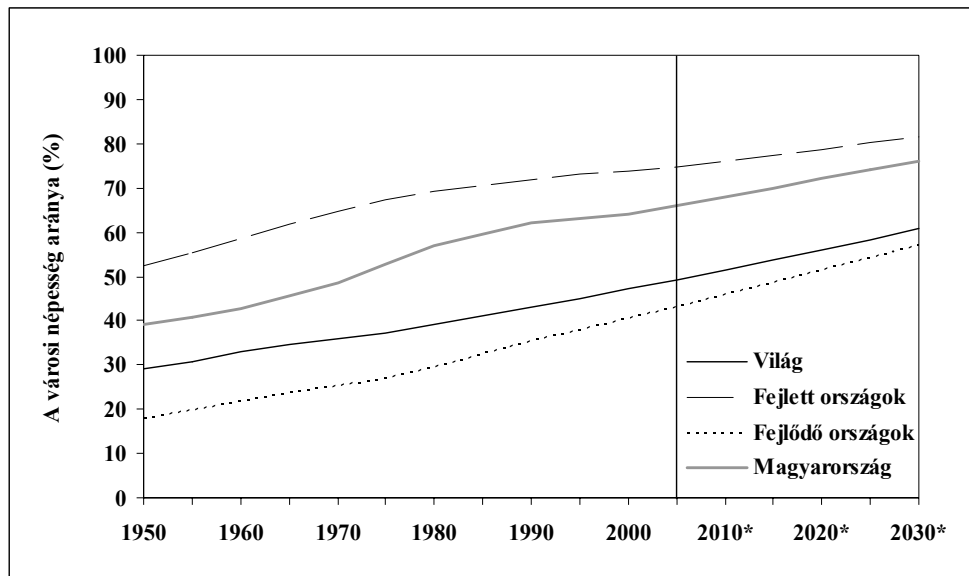
Összefoglaló

A városokban koncentráltan jelentkező emberi tevékenység miatt a helyi éghajlati viszonyok módosulnak. Ennek egyik megjelenése a felszín-légkör rendszer energiaegyenlegében érzékelhető, például az ún. városi hősziget kialakulásában. E hatás vizsgálatát végeztük el a fővárosra és kilenc hazai nagyvárosra, melyhez az amerikai Terra és Aqua műhold MODIS szenzorával detektált felszínhőmérsékleti értékek 2001 és 2004 közötti idősorait használtuk fel.

1. NEMZETKÖZI HÁTTÉR ÉS MÓDSZERTANI ÁTTEKINTÉS

Világszerte megfigyelhető a világnépesség gyors növekedése, s azon belül elsősorban a nagyobb településeken élők számának emelkedése. 2000-ben már a Föld népességének mintegy fele városokban élt (ENSz, 2004). Az 1. ábrán látható a fejlett és fejlődő országok, valamint a teljes világra és Magyarországra vonatkozó városi lakosság aránya 1950-2000 között. Továbbá leolvashatjuk az ENSz előrejelzései (2004) alapján várható arányokat is 2005-2030 között. Ez alapján jelenleg a fejlett régiókban a városi lakosság aránya kb. 75%-os, s ez már csak kis mértékben fog növekedni az elkövetkező két és fél évtizedben kb. 80%-ig. A fejlődő régiókban viszont a jelenlegi 40%-os arány néhány évtized alatt akár a másfélszeresére nőhet (ENSz, 2004). Hazánk helyzete a fejlett országokéhoz hasonló, napjainkban mintegy 65% a városokban lakók aránya a teljes népességhez viszonyítva, míg 2030-ra ez várhatóan 75%-ra emelkedik. A fokozódó emberi tevékenység hatására megbomlik a természetes környezet egyensúlya a városokban, mely az éghajlat módosulásához vezet. Városi körülmények között jelentősen megváltozik a felszín-légkör rendszer energiaegyenlege, aminek egyik megjelenési formája az e cikkben is tárgyalt ún. városi hősziget hatás (Howard, 1833; Oke, 1982). Beszámolónkban a városi hősziget megjelenését és jellegzetességeit mutatjuk be Magyarország tíz legnagyobb városára (Budapest, Debrecen, Miskolc, Szeged, Pécs, Győr Nyíregyháza, Kecskemét, Székesfehérvár, Szombathely).

A városi hősziget (UHI) jelenségének vizsgálatához hagyományosan a két méter magasságban mért léghőmérsékleti adatokat használják. Az első meteorológiai műholdak megjelenése óta azonban egyre több olyan tanulmány születik, mely a távérzékeléssel nyert felszínhőmérsékleti adatokon alapul. Az 1970-es években készültek az első ilyen jellegű vizsgálatok, ám ezekhez még durva felbontású (10 km/pixel) műholdképeket használtak (Rao, 1972), s nagymértékben egyszerűsített összefüggéseket alkalmaztak a sugárzásmérésből való felszínhőmérséklet származtatásához (Carlson et al., 1977). E kutatások bebizonyították, hogy a műholdas mérések derült égbolt esetén alkalmasak a városi hősziget jelenségének kimutatására (Price, 1979). A városi és városkörnyéki területek közötti hőmérsékleti különbség már viszonylag kisebb városok esetében is kimutatható (Matson et al., 1978).



1. ábra: A városi népesség arányának alakulása 1950-2000 között és a várható tendenciák (*) 2005-2030 között (ENSZ, 2004 alapján).

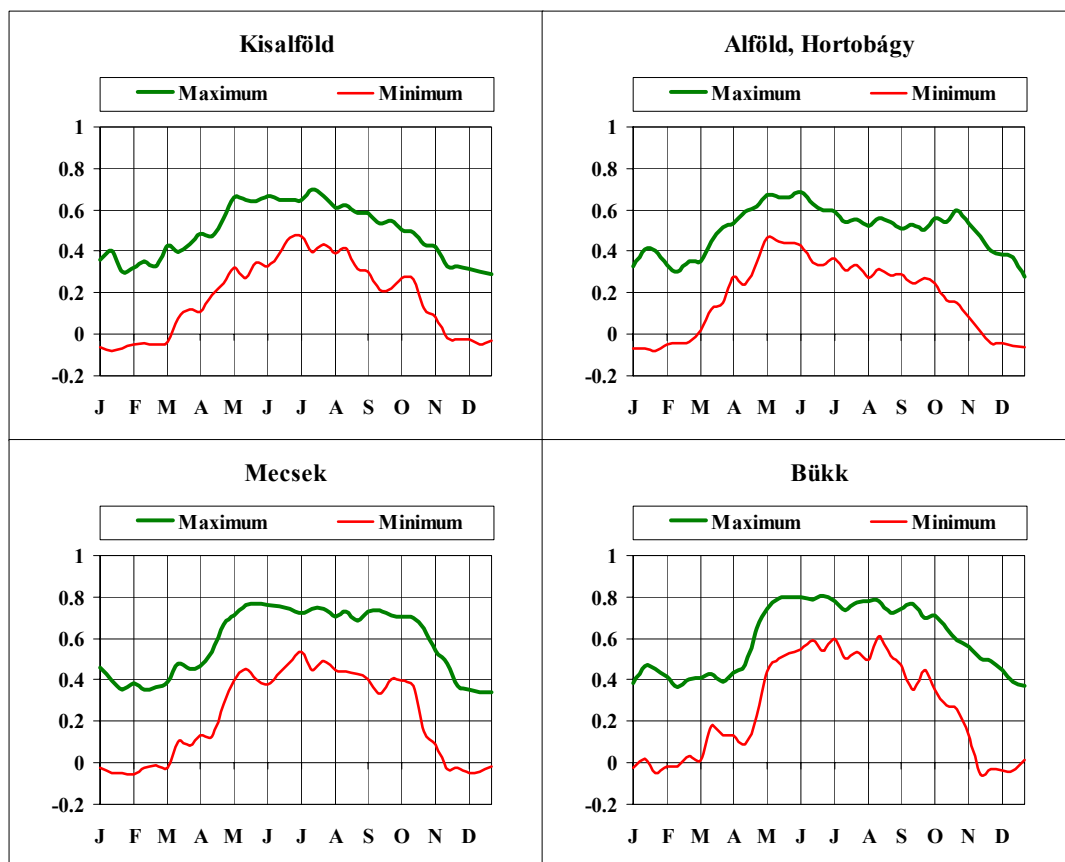
A városi hősziget elemzéséhez szükséges felszín-bázisú hőmérsékleti adatbázishoz vagy egy sűrű állomáshálózat mérései révén, vagy egy mozgó járműre rögzített mérőműszer segítségével juthatunk. Az utóbbi módszer csak kisebb városok esetében alkalmazható, ahol a mérési útvonal elég rövid ahhoz, hogy a megfigyelések közötti időkülönbség még kezelhető legyen. Néhány hazai városban (Szegeden, Debrecenben, Szombathelyen) Unger et al. (2001) és Bottyán et al. (2005) végeztek ilyen jellegű méréseket. Nagyobb agglomerációk esetében, mint például Budapestre, ez a módszer nem alkalmazható. Egy megfelelő sűrűségű felszíni állomáshálózat telepítése és fenntartása a jelenlegi gazdasági környezetben nem finanszírozható, így ez az út sem járható. Mind a nagy, mind a kisebb városok esetében alternatív lehetőséget kínálnak a térben folytonos, lényegében egyidejű műholdas mérések (Bartholy et al., 2001; 2004). Fontos azonban hangsúlyozni, hogy a hagyományos földfelszíni mérésekből, illetve a műholdas felszínhőmérsékleti mérésekből meghatározott városi hősziget intenzitása lényegesen eltér egymástól. A hősziget-intenzitás maximuma a földfelszíni mérések esetében napnyugta után néhány órával következik be, míg a műholdas mérések esetében ez a déli, kora délutáni órákra tehető (Roth et al., 1989).

2. VEGETÁCIÓS INDEX-MEZŐK (NDVI) ÉRTELMEZÉSE, STATISZTIKAI ELEMZÉSE

A műholdak segítségével lehetővé vált, hogy a légkör, a víz, a talaj és az azt borító vegetáció közötti komplex kölcsönhatásokat vizsgáló rendszereket építsünk ki (Lillesand és Kiefer, 1987). Az amerikai NOAA poláris pályájú műholdjain elhelyezett AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) szenzor alkalmas több elektromágneses sávban a visszavert és kibocsátott sugárzást mérni. Így az AVHRR műszer segítségével meteorológiai illetve hidrológiai vizsgálatokra jól használható adatokat állíthatunk elő, például a felszíni növényzet és talaj részletes elemzését végezhetjük el, vagy a felszíni tüzeket tárhatjuk fel, vagy a felszíni hőmérsékletről kaphatunk információkat (Ehrlich et al., 1994). Az AVHRR

össességében öt csatornán mér: a látható illetve a termális-infravörös tartományban (Shimabukuro et al., 1997). Az AVHRR méréseiből származtathatóak az egyik legismertebb és legerjedtebb vegetációs index értékei (Tucker, 1979). Az NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) értékeit két sávban mért visszavert napsugárzási értékekből számítjuk: $NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$, ahol R a vörös hullámhossz-tartományban (580-680 nm) mért visszavert napsugárzás, NIR pedig a közeli-infravörös hullámhossz-tartományban (730-1100 nm) mért visszavert napsugárzás. Az NDVI adatok havi és 10 napos időbeli felbontásban állnak rendelkezésre az 1981-2001 időszakra, míg a térbeli felbontás lehet $1^\circ \times 1^\circ$ vagy $8 \text{ km} \times 8 \text{ km}$.

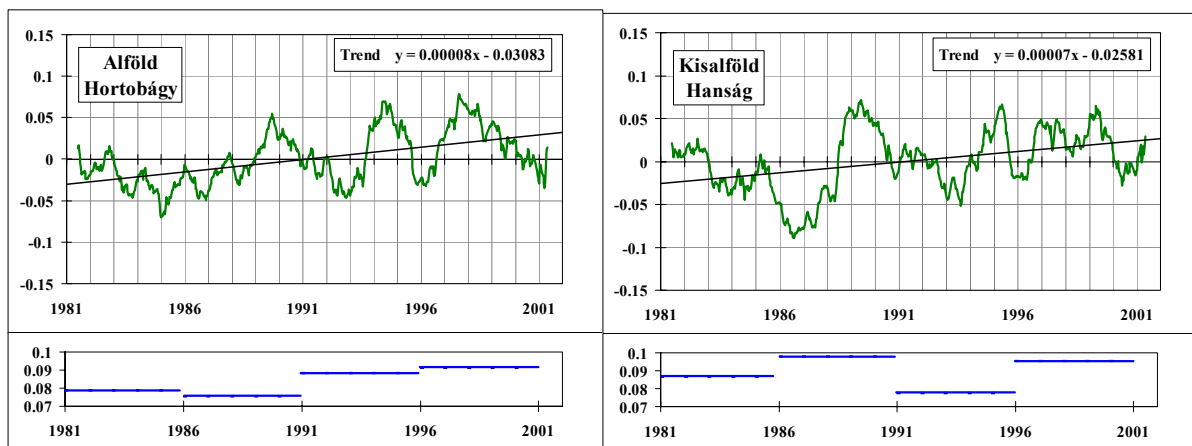
Európa, a Kárpát-medence, valamint néhány hazai nagyváros részletes vizsgálatát és az NDVI mezők statisztikai elemzését végeztük el az elmúlt két évtizedre vonatkozóan (Bartholy et al., 2004). A kutatás során kitértünk az éves minimális, maximális NDVI-mezők vizsgálatára, valamint a vegetációs index változékonyságát jellemző teljes intervallum terjedelmére. A 2000-es esztendő mindkét térskálán jelentősen eltért a többi évtől. További vizsgálatokat végeztünk kiválasztott kisebb régiókat reprezentáló idősorokon (Bartholy és Pongrácz, 2005). A sík és a dombos vidékeket összehasonlítottuk, majd az idősorokban fellelhető változásokat, trendeket elemeztük. Minden régióban pozitív trendet tapasztaltunk, vagyis az NDVI anomáliák növekedtek az elmúlt 20 évben – ezt a globális klímaváltozás regionális következményeként foghatjuk fel.



2. ábra: A Kárpát-medence síkterületeinek (felső ábrák) és hegyvidékeinek (alsó ábrák) összehasonlítása a 10-napos NDVI-értékek havi szélsőségei alapján.

Európában és a Kárpát-medencében egyaránt 25-25 kisebb térséget választottunk ki, melyekre részletes időbeli elemzést készítettünk. Az idősorok statisztikai feldolgozásából csupán néhány kiragadott példát mutatunk itt be. Elsőként meghatároztuk a 10-napos időbeli felbontású NDVI-idősorok évi meneteit, éven belüli változékonyságát a kisebb térségekre vonatkozóan. Általánosságban a vegetációs időszakban kisebb az idősorok változékonysága, mint a téli félévben. A 2. ábrán a Kárpát-medence sík- és hegyvidékeit hasonlítottuk össze. A Mecsekben és a Bükkben magasabb NDVI-értékek jellemzőek, mint a Kisalföldön vagy az Alföldön. További különbség még, hogy a hegyvidékeken hosszabb ideig tart a vegetációval való fedettség, mint a síkságokon. A kizöldülés viszont jóval hirtelenebbül következik be a hegyekben, mint az alföldi vidékeken, 10-15 nap alatt lezajlik, míg a sík területekre 25-30 nap a jellemző.

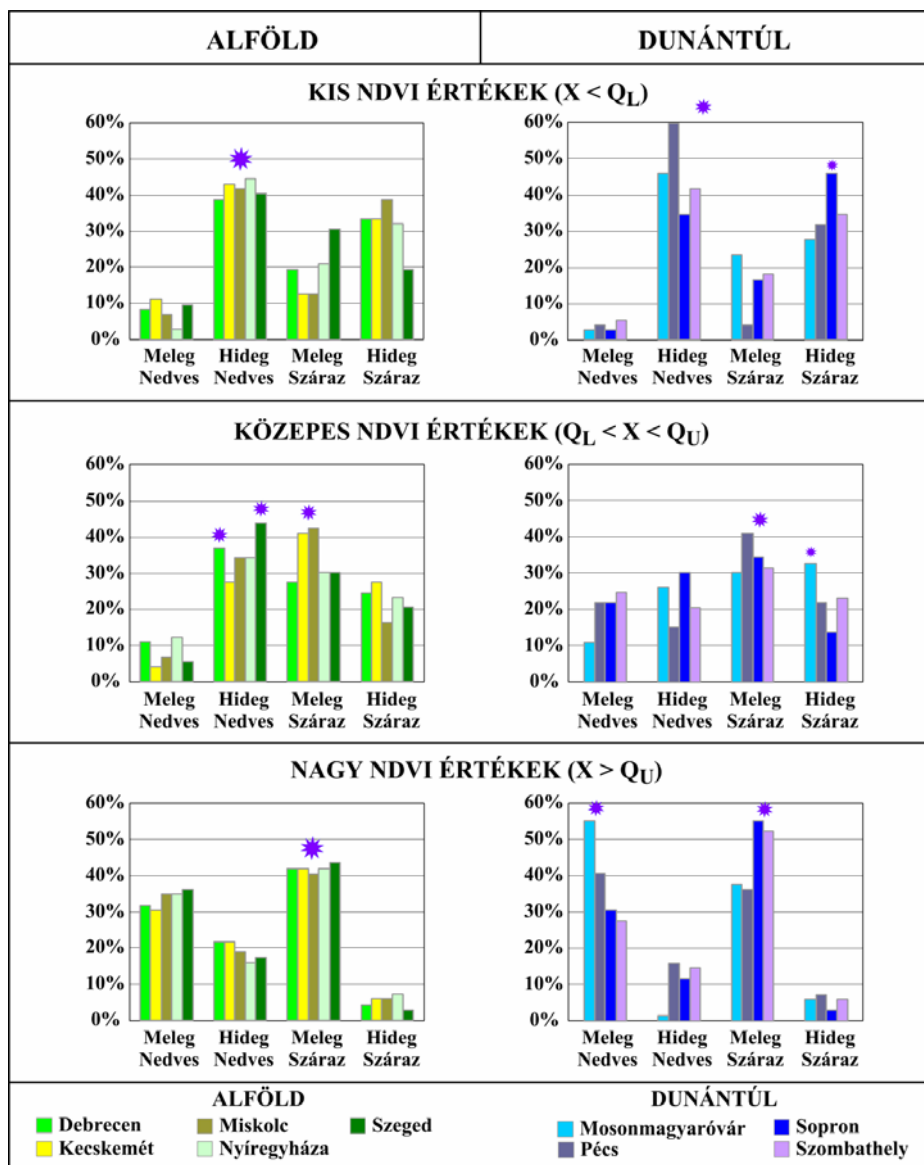
Ezt követően a kiválasztott kisebb régiók NDVI-anomáliáinak idősorait vizsgáltuk meg. Az utóbbi két évtizedben minden kistrégióban pozitív trendet tapasztaltunk. A 3. ábrán a klímaváltozás szempontjából két nagyon érzékeny területet hasonlítottunk össze, nevezetesen a Hortobágyot és a Hanságot. A 10-napos NDVI-értékek nagy éven belüli változékonyságát, s nagy éves amplitúdóját, 12 havi futó átlagok számításával simítottuk, s ezeket mutatjuk be a trendvonalakkal kiegészítve az ábrán is. Továbbá, az évek közötti változékonyság kiszűrésére 5 éves abszolút változékonyságot is számoltunk a kiválasztott régiók idősorára vonatkozóan, melyek a hosszú távú tendenciákat jól jellemzik. Az Alföldet a teljes időszak alatt pozitív trend jellemzi, míg a Kisalföldön az NDVI-anomáliák értéke csökkent az 1990-es évtizedek elején.



3. ábra: A Kárpát-medence alföldjeinek 10-napos NDVI-anomália értékei és trendfüggvényei (felső ábrák), 5 éves periódusokra összesített abszolút anomáliák (alsó ábrák), (1981-2001).

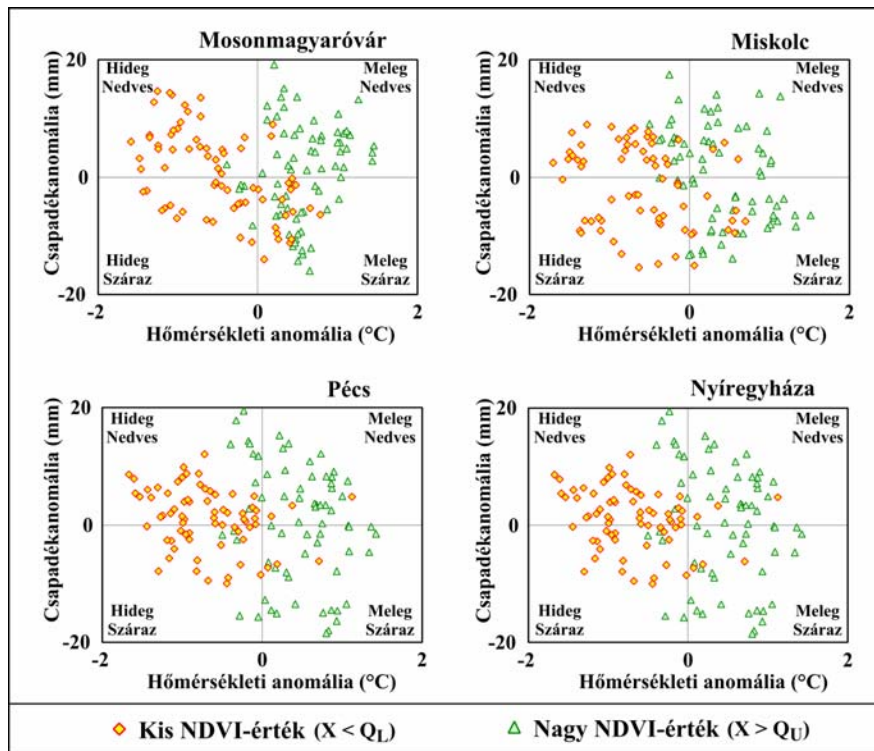
Magyarországot két nagy régióra (Alföld és Dunántúl) bontottuk, melyekhez rendre 5, illetve 4 nagyváros mérési adatsorait rendeltük. Az Alföldön Debrecen, Kecskemét, Miskolc, Nyíregyháza és Szeged, míg a Dunántúlon Mosonmagyaróvár, Pécs, Sopron és Szombathely hőmérsékleti és csapadék idősorait vizsgáltuk a műholdas mérésekből származtatott NDVI értékek alapján. Az 1981-2001 időszak havi NDVI idősoraiból képzett rendezett minták alapján meghatároztuk az alsó és felső terciliseket minden állomásra, s ez alapján három csoportra osztottuk a mért hőmérsékleti és csapadék értékeket. A 4. ábra mindkét régióra állomásonként összefoglalja a négy alap éghajlati jelleg (meleg nedves, hideg nedves, meleg száraz, hideg száraz) előfordulási gyakoriságait. Mindkét régióban az alacsony NDVI értékek esetén leginkább a hideg nedves és a hideg száraz éghajlati viszonyok az uralkodóak, míg a

nagy NDVI értékek akkor jellemzőek, amikor meleg nedves vagy meleg száraz éghajlat a jellemző. Eredményeink alapján az alföldi régióban nagyobb a területi homogenitás, és kevésbé térnek el a gyakorisági értékek az egyes állomásoknál, mint a dunántúli régióban.



4. ábra: Főbb éghajlati viszonyok gyakorisági eloszlása kilenc hazai nagyvárosban, az NDVI alapján, 1981-2001 (Q_U - felső tercilis, Q_L - alsó tercilis).

Az 5. ábrán csak a szélsőségesebb NDVI értékekhez (az alsó terciliseknél kisebb, illetve a felső terciliseknél nagyobb értékek) kapcsolódó hőmérsékleti és csapadékviszonyok kapcsolatát mutatjuk be. A természetes környezetekhez hasonlóan a városi területeken is a melegebb éghajlati viszonyokhoz nagyobb NDVI értékek kapcsolódnak, míg a hidegebbek esetén a kisebb NDVI értékek dominálnak.



5. ábra: Jellemző éghajlati viszonyok szélsőséges NDVI-értékek esetén, 1981-2001.

A kis és nagy NDVI-értékeket rendre az alsó (Q_L), illetve a felső (Q_U) tercilisek segítségével határoztuk meg.

3. A VÁROSI HŐSZIGET ELEMZÉSÉHEZ FELHASZNÁLT ADATBÁZIS ÉS MÓDSZERTAN

Az amerikai Űrkutatási Hivatal, a NASA Földmegfigyelő Rendszerének részeként 1999 decemberében bocsátották pályára a Terra műholdat, majd ezt követte 2002 májusában az Aqua műhold (NASA, 1999). A kutatási program kiemelt céljai közé tartozik az emberi tevékenység éghajlatra gyakorolt hatásainak a vizsgálata. A Terra és az Aqua műhold által mért sugárzási adatok lehetőséget nyújtanak arra, hogy a nagyvárosokban zajló folyamatokat, változásokat egyre pontosabban leírjuk, és azok lehetséges okait feltárjuk.

Mindkét műhold kvázipoláris pályájú és 705 km magasságban kering a Föld körül. A Terra az Egyenlítőt (leszálló pályán) helyi időben 10 óra 30 perckor lépi át, az Aqua pedig (felszálló pályán) 13 óra 30 perckor (NASA, 1999). A Terra fedélzetén öt szenzor található (ASTER, CERES, MISR, MODIS, MOPITT), míg az Aqua műhold fedélzetére hat érzékelőt telepítettek (AIRS, AMSU-A, HSB, AMSR-E, MODIS, CERES). E tanulmányban a Terra és az Aqua műholdon egyaránt megtalálható finom-felbontású spektrális sugármérő MODIS-szenzorok méréseit használtuk fel. A MODIS szenzor a sugárzási paramétereket 36 különböző hullámhossz-csatornában méri a látható tartománytól a hőmérsékleti infravörösig terjedően. A mérések térbeli felbontása a látható hullámhossz-tartományban 250 m, míg az infravörösben 1 km (Barnes et al., 1998). A MODIS sugárméréseiből több származtatott paramétert határozhatunk meg, mint például a földfelszín- és tengerfelszín-hőmérsékletet, az óceán színét, a globális vegetáció tulajdonságait, a különféle felhőkarakterisztikákat, a hóborítottságot, valamint a hőmérsékleti és nedvességi profilokat.

A felszínhőmérséklet meghatározása a földfelszín által kisugárzott hosszuhullámú sugárzás segítségével történik, mely erősen függ a földfelszín energiaháztartásától, különösen

a szenzibilis és a látens hőáramok arányától. Planck törvénye értelmében minden test a hőmérsékletének megfelelő hullámhosszú elektromágneses sugárzást bocsát ki. A szenzorok azonban nem képesek tisztán a felszín által kibocsátott sugárzást mérni, hisz a légkör tetején mért spektrális infravörös sugárzás a felszín hőmérsékleti sugárzása mellett szoláris direkt és diffúz sugárzást és a felszín által visszavert légköri hőmérsékleti sugárzást is tartalmaz. A felszínhőmérséklet meghatározása a MODIS szenzor hőmérsékleti infravörös tartományába eső mérései alapján történik, melyeket előzőleg minőségellenőrzésnek és felszíni megfigyeléseken alapuló kalibrációnak vetnek alá (NASA, 1999). A Wan és Snyder (1999) által kifejlesztett módszer a felszínhőmérséklet meghatározásához a 36 spektrális csatornából hét csatorna mérésait használja fel: 3660-3840 nm (20. csatorna), 3929-3989 nm (22. csatorna), 4020-4080 nm (23. csatorna), 8400-8700 nm (29. csatorna), 10780-11280 nm (31. csatorna), 11770-12270 nm (32. csatorna), 13185-13485 nm (33. csatorna). Ez a módszer a MODIS szenzor fenti hét csatornájának nappali és éjszakai mérési páryait használja, melyekből a felszínhőmérséklet és az emisszivitás nagy pontossággal meghatározható a légköri hőmérséklet és a vízgőzprofil előzetes ismerete nélkül. A sugárzás-átviteli egyenlet linearizálásával regressziós egyenletrendszert kapunk, melyekben az együtthatók meghatározása ugyan sok számítási műveletet igényel, de ezt csak egyszer kell elvégezni. A MODIS szenzor által mért 1 km-es térbeli felbontásban rendelkezésre álló felszínhőmérsékleti értékek abszolút pontossága óceán felett $0,3^{\circ}\text{C}$, szárazföld felett 1°C , a relatív pontosság pedig $0,25^{\circ}\text{C}$. A műholdas adatok legfőbb hátránya az, hogy csak felhőmentes időszakokban használhatók.

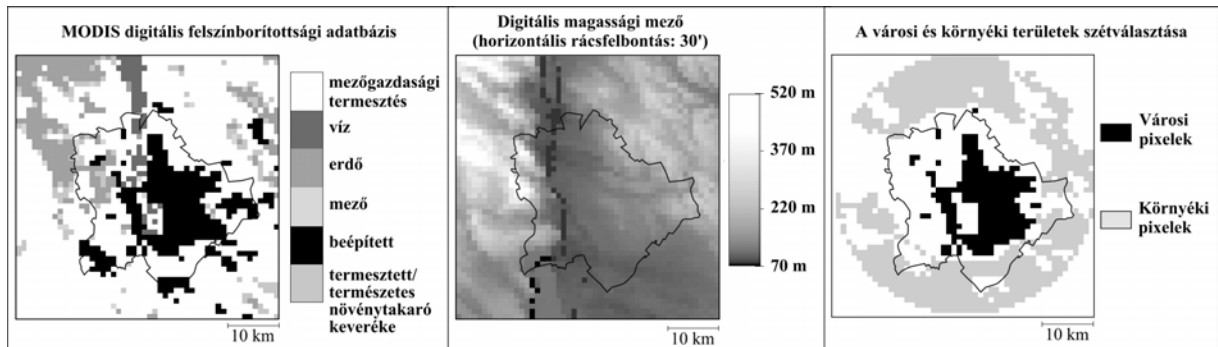
A hazai nagyvárosok hősziget hatásának elemzéséhez első lépésként leválasztottuk a Kárpát-medencét tartalmazó teljes 1200×1200 pixeles műholdképről a tíz várost lefedő kisebb kivágatokat. A főváros és a többi hazai nagyváros közötti népességszámban és térbeli kiterjedésben meglévő jelentős különbségek miatt Budapest esetén $50 \times 50 \text{ km}^2$ -es, míg a többi város esetén $30 \times 30 \text{ km}^2$ -es kivágattal dolgoztunk (Pongrácz et al., 2006).

A városi és városkörnyéki képpontok szétválasztását az ún. MODIS Felszínborítottsági Adatbázis (Strahler et al., 1999) alapján végeztük el, melynek térbeli felbontása 1 km. A 17 féle felszíntípus (Belward et al., 1999) meghatározásához számos, a MODIS szenzor méréseiből származtatott paramétert használtak fel bemenő adatként.

Városi pixelnek tekintettük a Felszínborítottsági Adatbázisban beépített területként megjelenő képpontokat, melyek a városközpont 15 km-es (Budapestnél), illetve 5 km-es (a többi város esetén) körzetében található. A városkörnyéki pixelek közé soroltuk azokat a képpontokat, melyek nem beépített- és nem víz felszíneket jelölnek, továbbá a főváros középpontja körüli $15/25$ km-es körgyűrűn belül található. A másik kilenc hazai nagyváros esetén $5/15$ km-es körgyűrűt jelöltünk ki a város környékének, s ezen belül vettük figyelembe a nem beépített- és nem víz felszíneket.

Mivel a domborzati viszonyok jelentősen befolyásolhatják a városi hősziget szerkezetét és intenzitását, ezért fontos a jelentős magassági különbségek kiszűrése. Ehhez az ún. GTOPO30 globális digitális terepmodellt (USGS, 1996) használtuk fel. Az USA Geológiai Hivatala által összeállított adatbázis horizontális felbontása 30 szögmásodperc (átlagosan 1 km).

A városi és városkörnyéki képpontok elhelyezkedését, a felszínborítottsági osztályokat és a magassági mezőt Budapest esetén a 6. ábrán illusztráljuk.

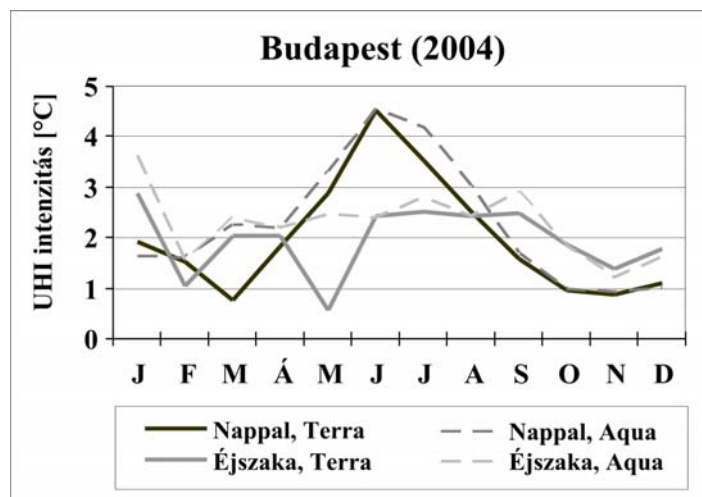


6. ábra: A városi és városkönyéki területek szétválasztása (jobbra) a MODIS felszínborítottsági adatbázis (balra) és a digitális magassági mező (középen) felhasználásával Budapest agglomerációs övezete (50 km × 50 km) esetén.

3. VÁROSI HŐSZIGET HATÁS BUDAPESTEN

Ebben a fejezetben Budapest városi hőszigetét elemezzük 2001 és 2004 között havi és évszakos átlagos felszínhőmérsékleti értékek alapján.

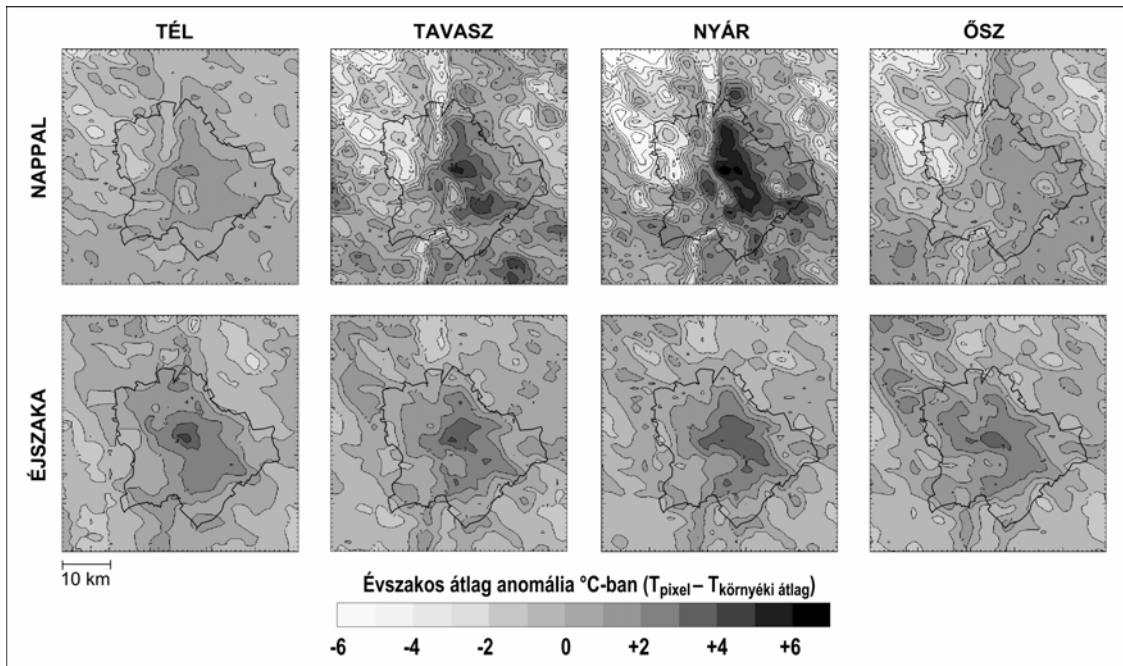
A 7. ábra a havi átlagos hősziget intenzitást mutatja 2004-ben Budapest esetén. A hősziget intenzitást a városi, illetve városkönyéki képpontokban a MODIS-mérésekből származtatott felszínhőmérsékleti átlagok különbségeként számítottuk. Mindkét műhold esetén az éjszakai időszakban jóval kisebb éven belüli változékonyságot tapasztalhatunk, mint a nappali műholdátvonulások alkalmával. A legintenzívebb városi hőszigetet (4-5°C körüli intenzitás-értékekkel) a nyári – júniusi, illetve júliusi – nappalokon detektáltuk, melynek oka egyrészt a nagyobb napmagasság miatti erős nappali besugárzás, másrészt a mesterséges felszín nagy hőtárolóképessége.



7. ábra: Budapest városi hősziget intenzitásának éves menete a Terra, illetve az Aqua műhold MODIS szenzora által nappal és éjszaka mért felszíni hőmérsékleti értékek alapján, 2004.

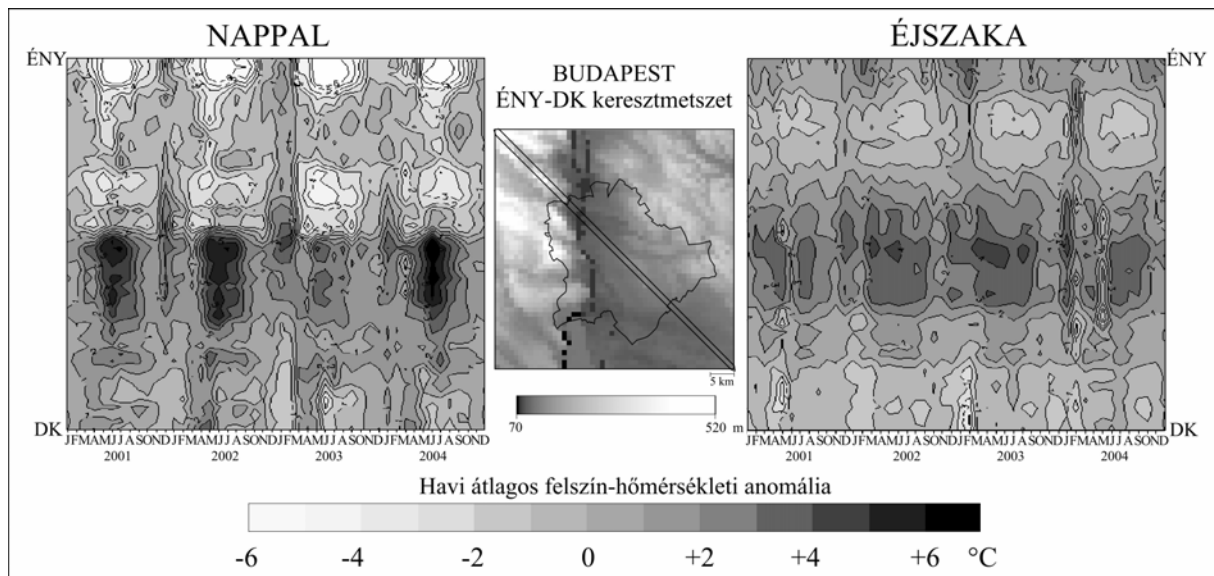
Budapest városi hőszigetének térbeli szerkezetét a 8. ábra illusztrálja, ahol 2004-re az évszakos átlagos felszínhőmérsékleti anomáliákat ábrázoltuk a nappali és az éjszakai Aqua/MODIS mérések alapján. Az anomáliák meghatározásához a városkönyéki képpontok átlagos felszínhőmérsékletét használtuk fel. A legnagyobb anomáliaérték itt is nyáron jelenik

meg. További jelentős eltéréseket láthatunk a tavaszi időszakban is. Az évszakos maximális anomáliaértékek a nappali órákban nyáron meghaladják a 12°C-ot, illetve tavasszal a 8°C-ot. A nagyrészt erdővel borított budai oldalon fordulnak elő hűvösebb felszínhőmérsékletek, a hősziget legmelegebb területei pedig a pesti belvárosban figyelhetők meg. A nyári nappalokon 4-5°C-kal magasabbak az anomáliaértékek ezekben a régiókban a téli nappalokhoz viszonyítva. Az éjszakai műholdmérésekből származtatott térképek jóval kisebb mértékű éven belüli ingadozást mutatnak, habár a városi hősziget térbeli szerkezete hasonló jellegű a nappalihoz. Az évszakok közötti kis éjszakai eltéréseket jól jellemzi, hogy a hősziget anomália-maximumainak különbsége mindössze 1°C körüli.



8. ábra: A városi hősziget átlagos évszakos szerkezete nappal és éjszaka Budapest térségében (az Aqua/MODIS felszíni hőmérséklet mérései alapján, 2004).

A városi hősziget jelenség térbeli szerkezetének időbeli alakulását követhetjük nyomon a Budapestről készített É-D, Ny-K, ÉK-DNy, illetve ÉNy-DK irányú metszetek anomália-idősorait vizsgálva (Bartholy et al., 2005). A 9. ábrán az ÉNy-DK irányú metszetre láthatjuk a fővárosi hősziget-intenzitás változásait 2001 és 2004 között. Az ábrán a Terra/MODIS-mérésekből származtatott felszínhőmérsékleti értékek képpontonkénti havi átlagos eltéréseit mutatjuk be nappal és éjszaka a városkörnyéki havi átlagos felszínhőmérsékletéhez viszonyítva. Az éven belüli menet különösen a nappali időszakban jól kivehető: a nyári hónapokban 5-6°C-os hősziget-intenzitást figyelhetünk meg a belvárosban, míg télen csupán 3-4°C-ost. Figyelemre méltó, hogy 2003 nyarán a másik három évhez viszonyítva kisebb felszínhőmérsékleti különbséget detektáltunk a városi és a városkörnyéki területek között – holott ez a nyár kifejezetten forró, száraz volt Európában, s hazánk területén is. Talán éppen ez a magyarázata a gyengébb hőszigetnek: a környéki területek felszíne is az átlagosnál jóval nagyobb mértékben melegedett fel.

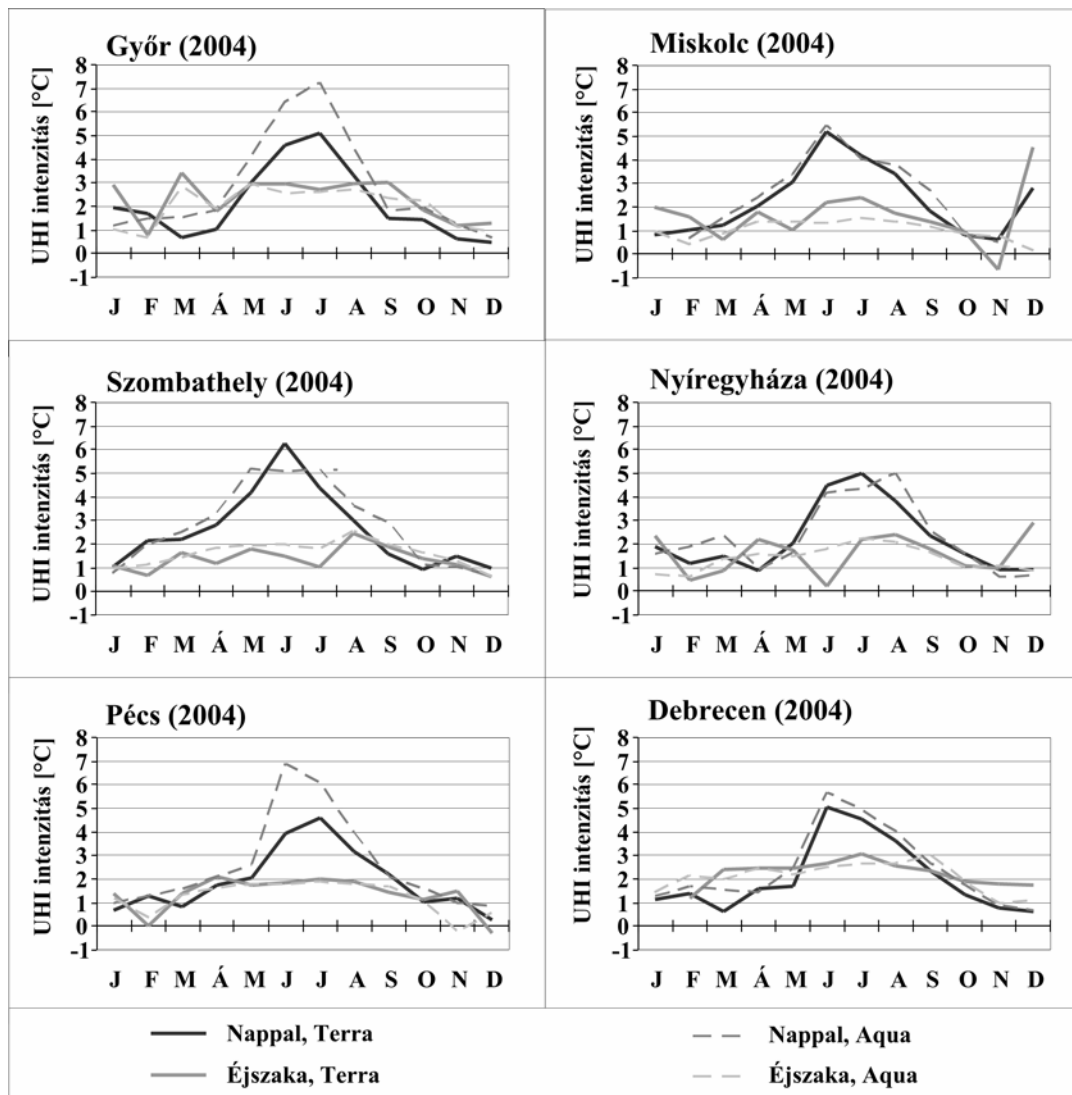


9. ábra: A havi átlagos városi hősziget ÉNY-DK-i keresztmetszeti képe nappal és éjszaka Budapest esetén (a Terra/MODIS felszíni hőmérséklet mérései alapján, 2001-2004).

4. MAGYARORSZÁGI NAGYVÁROSOK HŐSZIGET HATÁSA

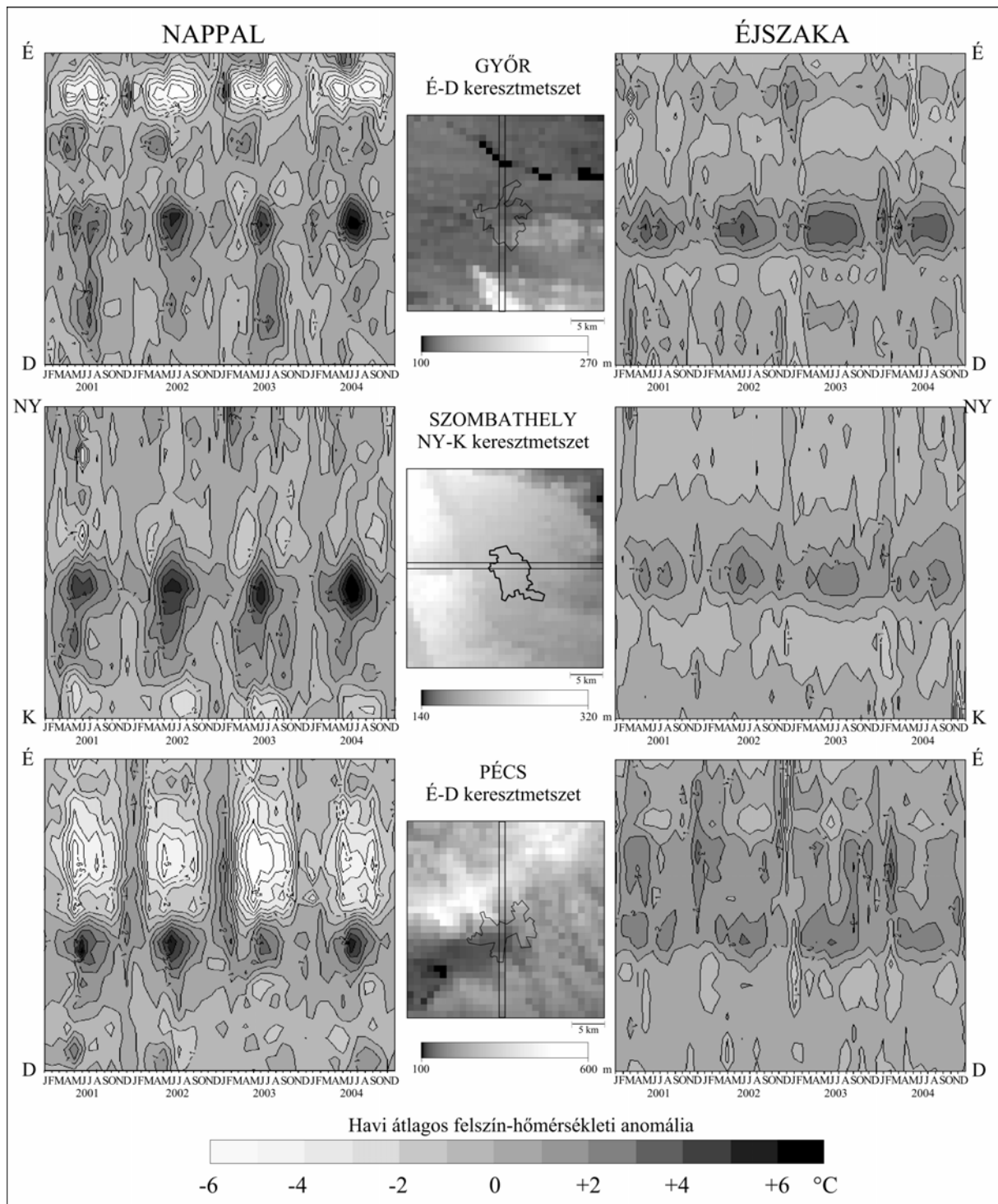
A Budapestre vonatkozó városi hősziget elemzés lépéseit a többi kilenc hazai nagyvárosra is elvégeztük (Dezső et al., 2005). E fejezetben összefoglaljuk eredményeinket. A 10. ábra grafikonjain a 2004-ben detektált havi átlagos hősziget-intenzitásokat mutatjuk be a dunántúli, illetve az alföldi városokra. Jól látható, hogy az éven belüli változékonyság a nappali időszakban jelentős, az éjszakai időszakban viszont nincs számottevő eltérés. A legintenzívebb városi hősziget hatás nappal, május és augusztus között figyelhető meg – ekkor 5°C-ot meghaladó mértékű intenzitás a jellemző. Általában az Aqua műhold MODIS szenzorának méréseiből származtatott hősziget-intenzitás valamivel erősebb, mint amit a Terra műhold MODIS-méréseiből számoltunk. Ennek oka valószínűleg az eltérő áthaladási időponttal függ össze. Ugyanis az Aqua műhold pályája néhány órával később esik a Kárpát-medence fölé, mint a Terra műholdé, s 10-13 óra között már jelentősebb besugárzással kell számolnunk, mint 8-11 óra között.

A városi hősziget térbeli szerkezetének időbeli alakulását szemlélteti a 11. és a 12. ábra. A 11. ábrán a Dunántúlon, míg a 12. ábrán az ország keleti felében fekvő városokhoz tartozó 30×30 km²-es kivágatok keresztmetszeteit láthatjuk 2001 és 2004 között. A bemutatott keresztmetszeteket úgy választottuk ki, hogy a városok körüli földrajzi, illetve domborzati viszonyokat minél jobban reprezentálják. Hasonlóan a budapesti városi hőszigethez, a többi hazai nagyváros hősziget-intenzitásának maximuma is a nyári hónapok nappali időszakára tehető. A nappali órákban detektálható felhőfelszín-hőmérsékleti különbségek évi változékonysága jóval meghaladja az éjszakaiakat.

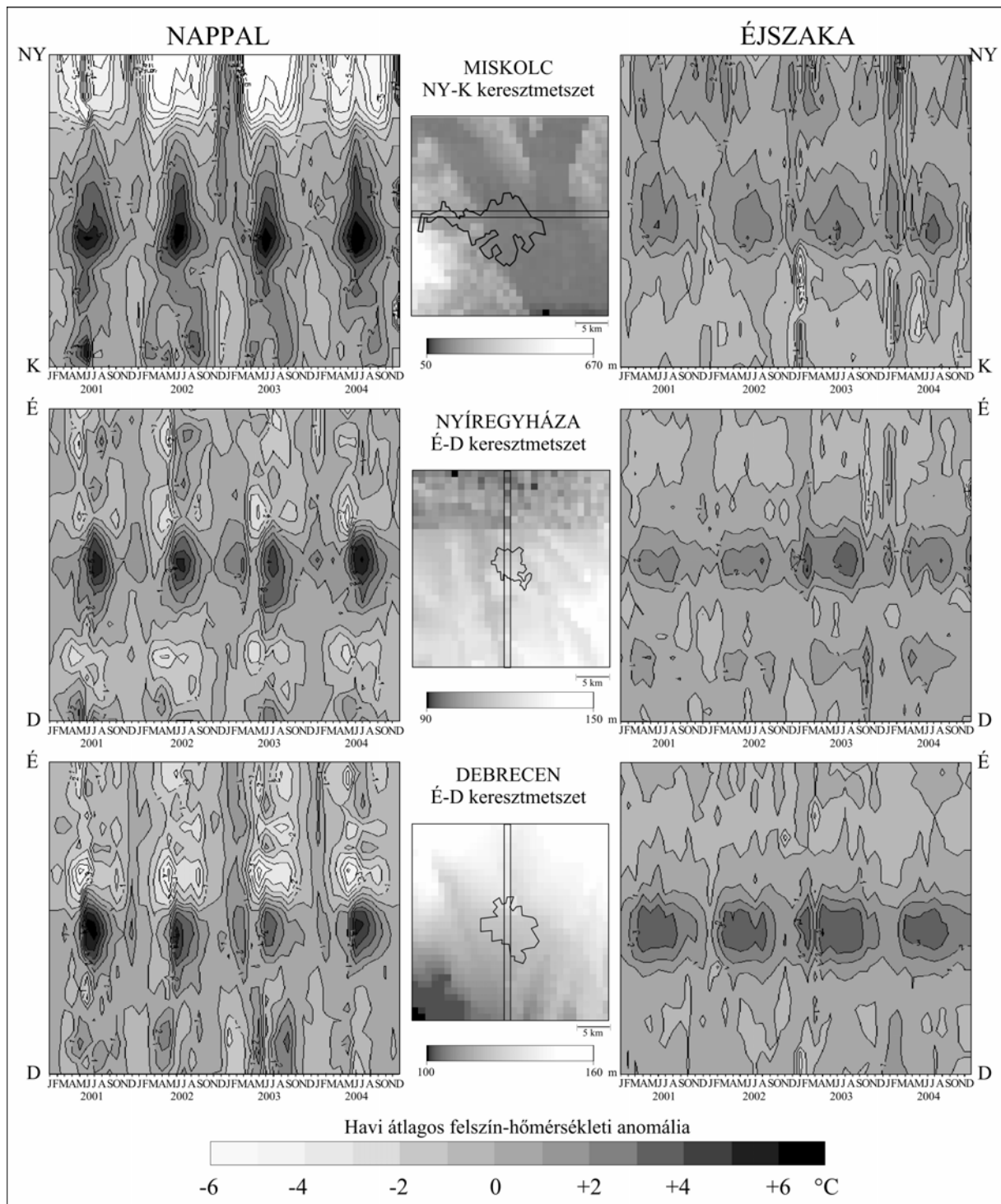


10. ábra: A városi hősziget-intenzitás évi menete hazai nagyvárosokra a Terra, illetve az Aqua műhold MODIS szenzora által nappal és éjszaka mért felszíni hőmérsékleti értékek alapján, 2004.

A fővároshoz viszonyítva sokkal kisebb a többi hazai nagyváros hősziget-centruma, mely a jelentős méretkülönbségekből adódik. Nemcsak a beépített felszín típusok nagyobb felszínhőmérsékletei, hanem másfajta felszínborítottság, illetve felszínforma jellemző hőmérsékleti menete is leolvasható az ábrákról. Például Győr esetén a Duna környezetében detektálható nappali hűvösebb felszínhőmérsékletek éles kontrasztként jelennek meg – főként nyáron – a városi hősziget-hez képest (11. ábra bal felső része). A hegyes-völgyes területek jól kirajzolódnak Pécs és Miskolc esetén, főként a nappali órákban végzett műholdas észleléseknél. Pécestől északra, a Mecsekben az átlagosnál jóval hűvösebb felszínhőmérsékleteket detektáltunk – különösen a nyári félévben (11. ábra bal alsó része). Miskolc környékének Ny-K irányú keresztmetszetén jól kirajzolódik a Szinva patak völgye Lillafüred irányában (12. ábra bal felső része). A hat bemutatott városra kapott eredmények alapján tehát a különböző területek közötti legerősebb felszínhőmérsékleti kontraszt a nyári félévben a nappali időszakban figyelhető meg.



11. ábra: A havi átlagos városi hősziget keresztmetszeti képe nappal és éjszaka Dunántúli nagyvárosok esetén (a Terra/MODIS felszíni hőmérséklet mérései alapján, 2001-2004).



12. ábra: A havi átlagos városi hősziget keresztmetszeti képe nappal és éjszaka az ország keleti felében fekvő nagyvárosok esetén (a Terra/MODIS felszíni hőmérséklet mérései alapján, 2001-2004).

5. KÖVETKEZTETÉSEK

A műholdas MODIS-képek felhasználásával végzett hazai városi hősziget elemzések során kapott eredményeink alapján az alábbi következtetéseket vonhatjuk le.

(1) A nappali órákban végzett mérésekből meghatározott városi hősziget hatás évi változékonysága jóval meghaladja az éjszakait.

(2) A legintenzívebb városi hősziget a nyári hónapokban a nappali időszakban figyelhető meg, melyre a 4-5°C-ot meghaladó havi átlagos hősziget-intenzitás jellemző.

(3) Budapest agglomerációs övezetében az évszakos felszínhőmérsékleti anomáliák közötti eltérés nyáron és tavasszal meghaladja a 12°C-ot, illetve a 8°C-ot. A belvárosi hősziget-centrum téli napokon 4-5°C-kal hűvösebb, mint nyáron.

IRODALOMJEGYZÉK

- Barnes W.L., Pagano T.S., Salamonson V.V., 1998: Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1088-1100.
- Bartholy J., Pongrácz R., 2005: Extremes of ground-based and satellite measurements in the vegetation period for the Carpathian Basin. *Physics and Chemistry of Earth*, 30, 81-89.
- Bartholy J., Pongrácz R., Dezső Zs., 2001: Evaluation of urban heat island effect for large Hungarian cities using high resolution satellite imagery. In: *Proceedings of the Fifth European Conference on Applications of Meteorology ECAM 2001*. (Hunkár M., szerk.) Budapest.
- Bartholy J., Pongrácz R., Barcza Z., Dezső Zs., 2004: Aspects of urban/rural population migration in the Carpathian Basin using satellite imagery. In: *Environmental Change and its Implications for Population Migration* (Unruh J.D., Krol M.S., Klot N., szerk.) Book series "Advances in Global Change Research" Vol. 20. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht and Boston. 289-313.
- Bartholy J., Pongrácz R., Dezső Zs., 2005: A hazai nagyvárosok hősziget hatásának elemzése finomfelbontású műholdképek alapján. *AGRO-21 Füzetek*, 44, 32-44.
- Belward A.S., Estes J.E., Kline K.D., 1999. The IGBP-DIS 1-Km Land-Cover Data Set DISCover: A Project Overview. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 65, 1013-1020.
- 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, 405-418.
- Carlson T.N., Augustine J.A., Boland F.E., 1977: Potential application of satellite temperature measurements in the analysis of land use over urban areas. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 58, 1301-1303.
- Dezső Zs., Bartholy J., Pongracz R., 2005: Satellite-based analysis of the urban heat island effect. *Időjárás*, 109, 217-232.
- ENSz, 2004: *World Population Prospects – The 2004 Revision and World Urbanization Prospects*. <http://esa.un.org/unpp>
- Ehrlich, D., Estes, J.E., Singh, A., 1994: Application of NOAA-AVHRR 1 km data for environment monitoring. *Int. J. Remote Sensing*, 15, 145-161.
- Howard L., 1833: *Climate of London deduced from meteorological observations*. Vol. 1-3. Harvey and Darton, London.

- Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., 1987: Remote Sensing and Image Interpretation. John Wiley and Sons, New York.
- Matson M., McClain E.P., McGinnis D.F., Pritchard J.A., 1978: Satellite detection of urban heat island. *Monthly Weather Review*, 106, 1725-1734.
- NASA, 1999: Science writers' guide to Terra. NASA Earth Observing System Project Science Office, Greenbelt, MD.
- Oke T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 1-24.
- Pongrácz R., Bartholy J., Dezső Zs., 2006: Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research* (megjelenés alatt)
- Price J.C., 1979: Assessment of the heat island effect through the use of satellite data. *Monthly Weather Review*, 107, 1554-1557.
- Rao P.K., 1972: Remote sensing of urban heat islands from an environmental satellite. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53, 647-648.
- Roth M., Oke T.R., Emery W.J., 1989: Satellite-derived urban heat island from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1699-1720.
- Shimabukuro, Y.E., Carvalho, V.C., Rudorff, B.F.T., 1997: NOAA-AVHRR data processing for the mapping of vegetation cover. *Int. J. Remote Sensing*, 18, 671-677.
- Strahler A., Muchoney D., Borak J., Friedl M., Gopal S., Lambin E., Moody A., 1999: MODIS Land Cover Product Algorithm Theoretical Basis Document, Version 5.0. Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston University, Boston, MA.
- Tucker, C.J., 1979: Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8, 127-150.
- USGS, 1996: GTOPO30 documentation.
- Unger J., Sümeghy Z., Zoboki J., 2001: Temperature cross-section features in an urban area. *Atmospheric Research*, 58, 117-127.
- Wan Z., Snyder W., 1999: MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document. Institute for Computational Earth Systems Science, Univ. of California, Santa Barbara.