

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés, célkitűzés	3
2. Város, városklíma, városi hősziget	6
2.1. Az urbanizáció történetének rövid áttekintése	6
2.2. A városklíma térbeli lehatárolása és kialakulásának okai	8
2.3. A városi légkör összetétele	11
2.4. A városi területek sugárzási mérlege és energiaegyenlege	13
2.5. A városi területek vízegyenlege	16
2.6. A légmozgás módosulása városi környezetben	18
2.7. A hőmérsékleti klímaparaméter módosulása: a városi hősziget	20
3. A városklíma-kutatás vázlatos történeti áttekintése	27
3.1. A külföldi kutatások rövid áttekintése	27
3.2. A hazai kutatások rövid áttekintése	29
4. A városklíma-kutatás néhány módszere	33
5. A szegedi régió földrajzi és éghajlati adottságai	35
5.1. Földrajzi fekvés	35
5.2. Éghajlati jellemzők	37
6. A hősziget területi szerkezete	41
6.1. A vizsgált terület	41
6.2. Kutatási módszerek, adatgyűjtés és feldolgozás	42
6.2.1. Kartográfiai, térinformatikai alapok	42
6.2.2. Hőmérséklet	43
6.2.3. Beépítettség	48
6.2.4. Égboltláthatóság	49
6.3. Eredmények	50
6.3.1. Abszolút hősziget intenzitás	50
6.3.1.1. A maximális hősziget intenzitás	50
6.3.1.2. A városi paraméterek és a hősziget kapcsolata	51
6.3.1.3. Az átlagos maximális városi hősziget területi struktúrája	53
6.3.2. Normalizált hősziget intenzitás	56
7. Keresztmetszet menti vizsgálatok	66
7.1. A vizsgált terület	66
7.2. Kutatási módszerek, adatgyűjtés és feldolgozás	67
7.3. Eredmények	68
7.3.1. Átlagos keresztmetszeti profilok	68

7.3.2. A hősziget fel- és leépülésének dinamikája	73
7.3.2.1. Általános következtetések	73
7.3.2.2. Az időjárás okozta eseti sajátosságok	76
7.3.2.2.1. A 2001. május 30-31.-i éjszaka	77
7.3.2.2.2. A 2002. június 17-18.-i éjszaka	80
7.3.2.2.3. A 2002. szeptember 10-11.-i éjszaka	82
7.3.2.2.4. A 2003. február 12-13.-i éjszaka	84
8. A kartogram módszer új értelmezése	86
8.1. Tematikus térképek és ábrázolási módszerek	86
8.2. A kartogram módszer hagyományos értelmezése	87
8.3. A kartogram módszer új értelmezése	88
8.4. Összegzés	90
9. Eredmények összefoglalása	92
9.1. A maximális abszolút hősziget intenzitás	92
9.2. A városi paraméterek és a hősziget kapcsolata	92
9.3. Az átlagos maximális városi hősziget területi struktúrája	93
9.4. Normalizált hősziget intenzitás	93
9.5. Átlagos keresztmetszeti profilok	95
9.6. A hősziget fel- és leépülésének dinamikája	96
9.7. Kartográfiaelméleti megfontolás – a kartogram módszer új értelmezése	97
10. Summary	98
10.1. Maximum absolute heat island intensity	98
10.2. Relationship between urban parameters and urban heat island	98
10.3. Spatial structure of the mean maximum urban heat island	99
10.4. Normalized heat island intensity	99
10.5. Average cross-section profiles	101
10.6. Building and rebuilding of the heat island	102
10.7. Reconsideration of thematic mapping theory – a new interpretation of the cartogram-method	103
Köszönetnyilvánítás	104
Irodalom	105
Mellékletek	115

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉS

A 20. század második felében felgyorsult és hatalmas méreteket öltött az urbanizáció. A Föld városi népessége jóval nagyobb ütemben növekszik, mint az össznépesség, ezért világszerte (így hazánkban is) mind több ember él urbanizált térségben. De nemcsak a nagyvárosok, hanem már a kisebb méretű települések is jelentősen módosíthatják a városi levegőkörnyezet szinte minden jellemzőjét a környező területekhez viszonyítva. Így a városok esetében a mesterséges tényezők egy helyi klímát (városklímát) határoznak meg. E városi klíma kifejlődése során a hőmérséklet mutatja környezetéhez képest a legszembetűnőbb módosulást, jellegzetesen elsősorban növekedést, ami a városi hősziget formájában nyilvánul meg. A hősziget nagysága (intenzitása) azonban jellegzetes napi menetet és a településen belül eléggé eltérő mértéket mutat. Az ezekkel kapcsolatos elméleti alapokat és háttérrel a 2. fejezetben foglalom össze.

A 3. fejezetben tömör áttekintését adom a külföldi és a hazai városklíma-kutatás történetének, melyek jelen munkának több szempontból is előzményei. A korábbi vizsgálatok irányították ugyanis a figyelmet arra, hogy a települések hőmérséklet emelő hatásának a tanulmányozása a lokális léptékű klimatológiai kutatások egyik legfontosabb feladata (már csak az itt lakó érintettek magas száma miatt is). Tapasztalni fogjuk, hogy bár magának a jelenségnek a vizsgálata meglehetősen széleskörű világszerte, de viszonylag kevesebb figyelmet fordítottak a hősziget legerősebb kifejlődésére, sajátosságainak vizsgálatára: ez érthető is, hiszen a maximális hősziget „tettenérése” a hőmérséklet napi menetében nem a legegyszerűbb feladat. A hazai vidéki városklíma-kutatás terén Szeged kitüntetett helyzetben van, hiszen az itteni vizsgálatok már majdnem négy évtizedes múltra tekinthetnek vissza (ami nem csupán véletlen, hanem mint látni fogjuk, a település földrajzi adottságai-
ból is fakad).

A 4. fejezet a városklíma-kutatás néhány alapvető módszertani kérdését tárgyalja. Ez a rész a vizsgálandó terület nagyságának (léptékének) és a megfigyelni kívánt klímaparaméter(ek)nek az eldöntése után segít abban, hogy milyen eljárás(oka)t és eszköz(öke)t érdemes vagy kell alkalmazni.

A városklíma és így a városi hősziget kialakulásánál figyelembe kell venni, hogy a települések csak módosítják azt az éghajlatot (háttérklímát), amely a különböző léptékű meteorológiai folyamatok eredményeképpen jön létre. Természetesen hatást gyakorolnak a klímára a város környezetének természetföldrajzi sajátosságai is (tehát pl. domborzata és tengerektől való távolsága), ezért tartom szükségesnek Szeged ezen adottságainak rövid

áttekintését az 5. fejezetben (még a kutatási eredmények tárgyalása előtt). Ki kell hangsúlyozni, hogy a hazai városok közül domborzati viszonyaik (völgyekben elterülők: pl. Eger és Veszprém, hegyvidék és síkság találkozásánál elhelyezkedők: pl. Budapest és Szombathely, valamint síksági fekvésűek: pl. Debrecen és Szeged) alapján a városi éghajlat kifejlődése szempontjából a legelőnyösebb helyzetben az utóbbiak, tehát a síkvidéki települések vannak. A másik két típusba tartozó városok vizsgálata azért sokkal komplikáltabb, mert azoknál nagyon nehéz elkülöníteni egymástól a mesterséges és a domborzati hatásokat: lásd majd Eger példáját. A síksági településeket illetően (tehát Szeged esetében is) az mondható el, hogy az ezekben végzett részletes mérések és vizsgálatok általános városklimatológiai következtetések alapjául szolgálhatnak.

Mindezek miatt 1999-ben egy több éves kutatási projekt elindítására került sor Szegeden, melynek egyik célja a városi hősziget intenzitás területi kiterjedésének és szerkezetének feltérképezése és vizsgálata volt a napi menetben mutatkozó maximális kifejlődés legvalószínűbb idejében. Ebből a célból két mérési kampányt bonyolítottunk le (2x1 éves időtartamban): az elsőt 1999. március és 2000. február között, amelyet egyfajta nagyon alapos előtanulmánynak tekinthetünk, a másodikat pedig a 2002. április és 2003. március közötti időszakban, amely utóbbi a maximális hősziget területi struktúrájának bemutatásához szükséges adatok döntő többségét szolgáltatta. A 6. fejezet tehát a városi hősziget területi vizsgálatának módszereit és eredményeit foglalja össze.

Az 1999/2000-es és a 2002/2003-as mérési kampány észlelései a hősziget térbeli kifejlődésének kutatásán túl lehetővé teszi az általános tanulságok leszűrésére alkalmas keresztmetszet menti elemzéseket is. Mivel az így begyűjtésre került adatok kizárólag a hősziget maximális kifejlődésének időpontjára vonatkoznak, így nem nyújtanak lehetőséget annak időbeli dinamikájának tanulmányozására, márpedig ez is rendkívül fontos a városi hősziget jelenségének még részletesebb megértéséhez. Éppen ezért a 2002/2003-as mérési kampányt kiegészítettük egy havonkénti gyakoriságú keresztmetszet mérési sorozattal, amellyel alkalmanként végigkövettük a hősziget fel- és leépülését. Ennek bemutatásán túl a 7. fejezet célja még az, hogy e méréssorozatok eredményeit is felhasználva egy tipikus városi félkeresztmetszet mentén feltárja a szezonális hasonlóságokat és eltéréseket a hősziget intenzitás térbeli és időbeli eloszlásában, továbbá megmagyarázza a kutatásba bevont jellegzetes városi paraméterek és klimatológiai tényezők szerepét, valamint ezek egymásra gyakorolt kölcsönhatását.

A hősziget területi szerkezetéhez kapcsolódó eredmények szemléltetésének leghatékonyabb módja a tematikus (azon belül is elsősorban az izovonalas és a kartogram) térképek alkalmazása. Ez utóbbiak szerkesztése, készítése és használata során merült föl az igény a kartogram módszernek, mint tematikus kartográfiai kategóriának az átgondolására és új értelmezésére. Az ezzel kapcsolatos – s a városi hősziget kutatáshoz szorosan nem kapcsolódó, de végsősoron az által indukált – kartográfiaelméleti eredményeket éppen ezért külön, a 8. fejezetben tárgyalom.

A városi hősziget kutatása több szempontból is fontos feladat, hiszen az UHI jelentősen befolyásolja a nagyszámú városlakó komfortérzetét (közepes földrajzi szélességen évszakonként eltérő előjellel), a fűtésre/hűtésre fordítandó energiamennyiséget, illetve a növények vegetációs időszakát és fenológiai fázisait. Ennek megfelelően a külföldi és a hazai szakirodalomban számos tanulmány foglalkozik a témával, de főleg csak eseti szinten, és sokkal kevesebb a hosszú időszakon keresztül folyó, rendszeres méréseken alapuló, általános következtetések levonására alkalmas vizsgálat. Egyrészt tehát ez indokolta a legújabb szegedi UHI kutatásokat, másrészt pedig csak nagy tömegű észlelés és adat lehet kiindulási alapja további (jelen dolgozat keretein túlmutató) célunknak, a városi hősziget matematikai-statisztikai modellezésének és előrejelzésének.

2. VÁROS, VÁROSKLÍMA, VÁROSI HŐSZIGET

2.1. Az urbanizáció történetének rövid áttekintése

Körülbelül tízezer évvel ezelőtt jöttek létre az első városiasnak tekinthető települések. Az egyik legidősebb városnak – az anatóliai fennsíkon feltárt Çatal Hüyüknek – a lakossága már több ezerre becsülhető és területét mintegy 13 hektárban határolták le (*Ingpen és Wilkinson*, 1990). Az i.e. 3-4. évezredből már egész sor nagyvárosról van tudomásunk, ugyanis a folyami kultúrák kialakulása (a Tigris és az Eufrátesz, a Nílus, az Indus, illetve a Sárga-folyó mentén) elősegítette a városok kialakulását (*Unger*, 1997a).

Az i.e. 1. évezredben pedig már számos többszázezres település közül kiemelkedett Babilon 3-400 ezer lakosával és közel 300 km²-es területével. Különleges jelentőségre kiterjedése miatt tett szert, mert ekkora nagyságú, körülfalazott település később sem jött létre a történelem folyamán. Néhány száz évvel később Karthago és az egyiptomi Théba (6-800 ezer fő) számított nagyvárosnak. A Római Birodalom fénykorában több mint 1 millió ember lakott a nyugati fővárosban, Rómában, míg a keletiben – Bizáncban – kb. 7-800 ezer. Ekkor a lakosság 10%-a élt a 30 db 100 ezernél nagyobb városban (7 millió ember). Ebben a korszakban csupán a kínai Han-birodalom városai vetekedhettek Rómával. Ez az időszak tekinthető a városiasodás első csúcspontjának, a következő fellendülés már a 10. századhoz köthető. Az arab birodalom területén ekkor ugyanis 4,4 millió ember élt 22 nagyvárosban, amelyek közül Bagdad lakóinak száma megközelítette az 1 milliót. A kínai birodalom területén szintén az arabokéval azonos nagyságú városok voltak találhatóak. A középkor vége felé, a 16. században már ázsiai fölény volt a jellemző: a világ 10 legnagyobb lélekszámú városa közül 5 Kínában volt (*Chandler and Fox*, 1974).

Az európai települések nagyvárosokká fejlődése az ipari forradalom korában (a 17-18. században) kezdődött, a 20. század első felében pedig az amerikai fejlődés volt szembevetendő. Napjainkban különböző agglomerációk kialakulása figyelhető meg világszerte. A harmadik világban jelentkezik a legerőteljesebb urbanizáció (*Becsei*, 2001), amely csak részben az iparosodás, inkább a robbanásszerű népesség-szaporulat következménye, például: Mexikóváros, Sao Paulo, Bombay, Lagos, Kairó (*Unger és Sümeghy*, 2002b). A 2.1.1. táblázat mutatja be a nagyvárosok számának növekedését az utóbbi néhány évszázadban.

2.1.1. táblázat A nagyvárosok (>100 ezer lakos) száma kontinensenként (Kratzer, 1956)

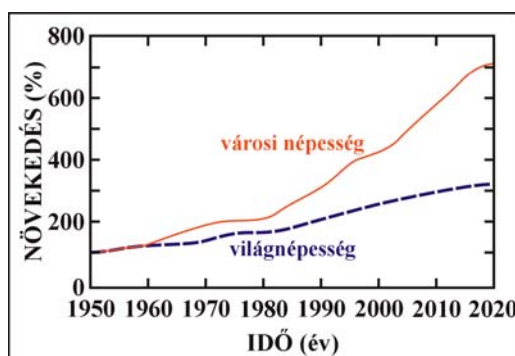
Kontinens	1700	1800	1850	1900	1932	1951
Európa	10	23	48	147	245	348
Ázsia	30	40	55	91	172	291
Amerika	-	1	9	50	143	191
Afrika	1	1	2	7	15	39
Ausztrália	-	-	-	4	10	10

A különböző korok urbanizációs szintjét jól példázzák a városi lakosság arányszámai az össznépességhez viszonyítva. Ezek szerint 1800-ban a Föld lakóinak mindössze 2,4%-a, 1900-ban 13,6%-a, 1950-ben 29%-a, 1960-ban 33,6%-a, 1985-ben 41%-a és végezetül 2000-ben 46,6%-a élt városokban. Ehhez kapcsolódik a 2.1.2. táblázat, amely még egy összehasonlítást is lehetővé tesz a fejlett és a fejlődő országok között.

2.1.2. táblázat A városokban élő lakosság száma és aránya a teljes népességhez viszonyítva (1950-2000) (Unger és Sümeghy, 2002b)

Régiók	1950		1985		2000	
	(%)	(millió)	(%)	(millió)	(%)	(millió)
világ	29,2	734,2	41,0	1982,8	46,6	2853,6
fejlett régiók	53,8	447,3	71,5	838,8	74,4	949,9
fejlődő régiók	17,0	286,8	31,2	1144,0	39,3	1903,7

Az előző bekezdésben említett adatokból és a 2.1.1. ábrából látható, hogy az urbanizáció a 20. században (annak is a második felében) gyorsult fel és öltött hatalmas méreteket. A grafikon szerint 1950-hez viszonyítva 2020-ra a teljes lakosság várhatóan „csak” hozzávetőlegesen háromszorosára, a városi népesség azonban kb. hétszeresére növekszik. Jelenleg már 200 felett van a milliós nagyvárosok száma a világon. Magyarországon ma a népesség kb. 2/3-a lakik városokban.



2.1.1. ábra A világ népességének és azon belül a városi lakosság növekedése 1950 és 2020 között (1950 = 100%) (UN, 1993)

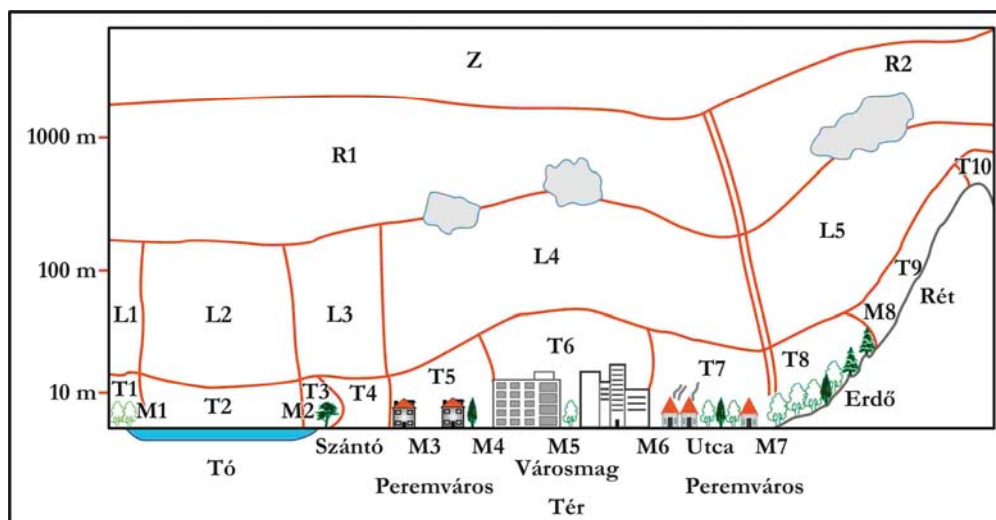
Az urbanizáció erősödésével folyamatosan nőnek a beépített területek, arányuk a sűrűn lakott országokban már a 10%-ot is meghaladja. Az idők folyamán sajátos városszerkezeti típusok alakultak ki. Bizonyos területeken a geometria szabályai tükröződnek vissza a derékszögű háztömbökben és utcahálózatban. Így volt ez az ókori Rómában, a kínai városoknál és ez a szerkezet jelenik meg jóval később az Újvilágnak nem csupán az északi földrészén (pl. New York), hanem a délin is (pl. Buenos Aires). Ezekkel szemben az arab-izlám és a középkori európai városok felépítése más. Az arab házak ötletszerűen vannak egymáshoz építve, befelé fordulók, kis belső udvarokkal (Mézes, 1995). Európában a római típusú városok az 5-6. század táján szinte teljesen elpusztultak és az első ezredfordulóval kialakulóban lévő új városstruktúrák leginkább az arab stílus szabálytalan sokszögűségét formázták. Jóval később, a 19. századtól kezdődően, körutas-sugárutas városformációkat hoztak létre (pl. Párizs, Budapest és Szeged).

2.2. A városklíma térbeli lehatárolása és kialakulásának okai

A települések környezetükhöz viszonyítva módosítják a felszín anyagát, szerkezetét és energiaegyenlegét, illetve a légkör összetételét. Az előző fejezet szerint napjainkban az emberiségnek kb. a felét érintik a tulajdonképpen mesterségesen létrehozott városi környezet terhelései: a környezetszennyezés, a zaj, a felfokozott élettempóval együtt járó stressz és nem utolsósorban a városi légtér – a természetes környezethez képest – megváltozott fizikai paraméterei. A mesterséges tényezők együttesen egy speciális helyi klímát (városklímát) határoznak meg. A települések legnyilvánvalóbb klímamódosító hatása az a hőmérsékleti többlet (Landsberg, 1981), amelyet városi hőszigetnek (urban heat island – UHI) nevezünk. A jelenség rövidítéseként az angol UHI-t használjuk, mert a hazai szakirodalomban még nem honosodott meg a magyar nyelvű elnevezés rövidítése. A továbbiakban a városi hősziget szempontjából érdekes módosulásokkal, sajátos jellemzőikkel és kialakulásának okaival foglalkozok.

A megváltozott városi levegőkörnyezetet csak a különböző léptékű meteorológiai folyamatok eredményeképpen kialakuló éghajlat ismeretében lehet elemezni (Probáld, 1974). A szabadban megfigyelhető mikroklimák időben igen változékonyak, rövid életűek és jellegzetes kifejlődésük egy adott időjárási helyzethez kötődik. A városokban (főleg a nagyobbakban) fellelhető mikroklimákat tarka mozaikszerűség jellemzi. Az utcák, terek, parkok és udvarok mind sajátos éghajlattal rendelkeznek, amelyekben azonban közös vonások is vannak. Ezek a közös vonások éppen a lokális (helyi) éghajlat, a városklíma ke-

retében jutnak kifejezésre. A különböző klímák térbeli egymásra épülését a 2.2.1. ábra mutatja be szemléletesen.



2.2.1. ábra Az éghajlati jelenségek térbeli dimenziói: Z = zonális (makro) klíma, R = regionális (mezo) klíma, L = lokális klíma, T = topoklímák, M = mikroklímák (Yoshino, 1975)

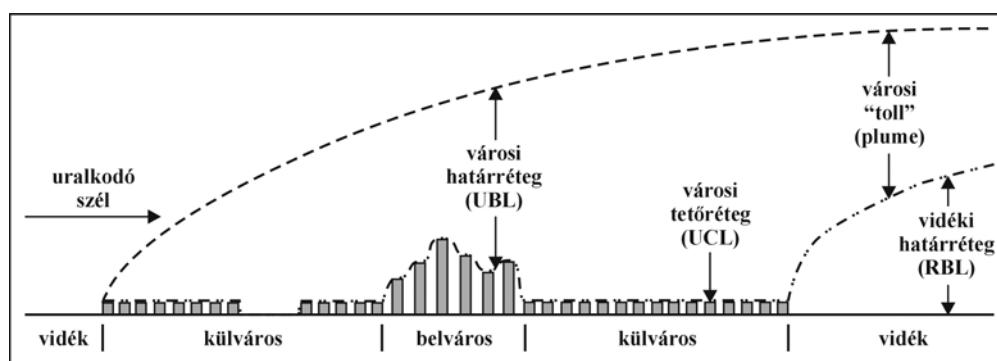
Az utóbbi évtizedek ezirányú vizsgálataiból számos általánosítás vonható le. Hangsúlyozni kell azonban, hogy minden nagyobb város éghajlata rendelkezik olyan sajátos vonásokkal, amelyek csak arra az adott településre jellemzőek. A város földrajzi elhelyezkedése az adott nagyléptékű éghajlati zónában, mérete (lakosság, terület), szerkezete, gazdaságának milyensége jelentős hatással van a kialakult éghajlati különbségek mértékére. A természetföldrajzi adottságok (pl. medencefekvés, tengerparti elhelyezkedés) erősíthetik vagy gyengíthetik az antropogén okok hatására bekövetkező változások szerepét. E változások főbb okozói a következők:

- A természetes felszínt épületek és vízátnemeresztő utak, járdák helyettesítik, amelyek vízelvezető csatornarendszerekkel kombinálódnak.
- A városi felszín geometriája rendkívül összetett, a térbeli egyenetlenségek horizontálisan és vertikálisan – az utcák és a parkok felületétől a különböző tetőmagasságokig – is igen változatosak.
- A járdák, utak és az épületek anyagainak fizikai tulajdonságai lényegesen különböznek az eredeti felszín sajátosságaitól. Általában kisebb albedóval, nagyobb hővezetési tulajdonsággal és hőkapacitással rendelkeznek. A természetes helyett egy új, elsődlegesen sugárzó felszín alakul ki a beépített területek tetőszintjében.
- A helyi energiaegyenleg lényeges része lehet az emberi tevékenység által (ipar, közlekedés, fűtés) termelt és a környezetbe kibocsátott vagy kikerült hő is.

- Fontos tényező a fűtés, közlekedés és az ipari folyamatok során keletkező idegen anyagok, így a vízgőz, gázok, füst és egyéb szilárd szennyezőanyagok mennyisége. Ezek a várost leperszerűen vonják be.

A városklíma jellemzőinek megismerése előtt röviden foglalkozni kell a települések felett kialakuló légrétegekkel:

A városi határréteg (urban boundary layer – UBL) magassága jelentős mértékben függ az érdességi viszonyoktól. A városi határréteg tetőszint alatti és feletti rétegekre különíthető el. A városi határréteg nagyobbik része, amelynek alapja a tetőszint közelében van, lokális vagy mezoskálájú jelenség és jellemzőit az általános városi felszín alakítja ki. A nappali UBL szerkezete és dinamikája hasonló a vidéki határrétegéhez (rural boundary layer – RBL), attól eltekintve, hogy annál valamivel turbulensebb, melegebb, szárazabb és szennyezettebb általában. A 2.2.2. ábrán látható, hogy a városi határréteg burokként veszi körül a települést és függőleges kiterjedése meghaladja az RBL magasságát. Enyhe és közepes erősségű szél esetén a városi határréteg egy „toll” vagy „zászló” formájában elnyúlik a vidéki (természetes) légköri határréteg felett a széliránynak megfelelően. Így, a városon túl a természetes felszíneknek megfelelően kifejlődött RBL felett helyezkedik el – a városi levegő tulajdonságait sokszor 10-100 km-re is kiterjedően hordozó – réteg. Az éjszakai UBL gyökeresen más, mint vidéki megfelelője. Zavartalan viszonyok között gyakran a 300 m-es magasságig is kiterjed és továbbra is jellemző rá a viszonylag erős keveredés, míg az RBL-ben a kisugárzás hatására erőteljes inverziós rétegzettség alakul ki.



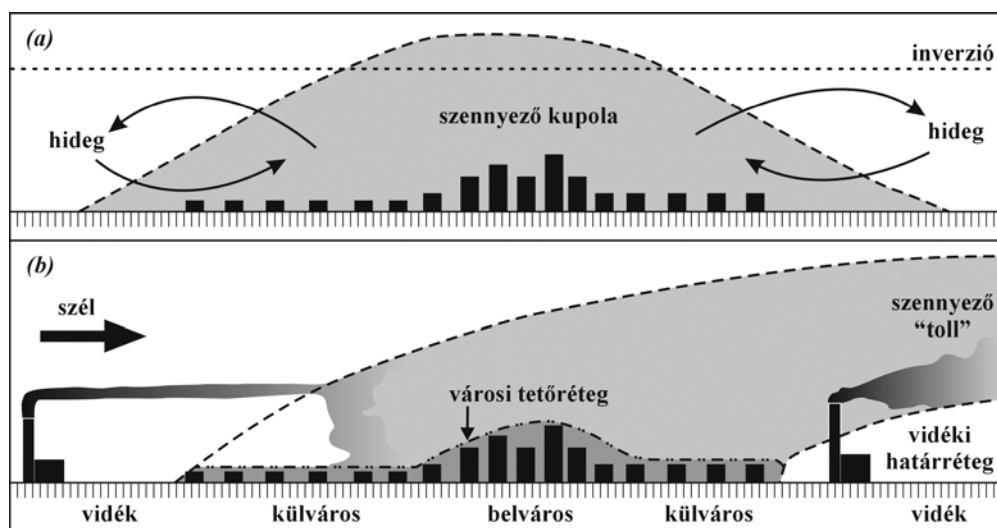
2.2.2. ábra A városi légkör szerkezete (Oke, 1976)

A városi határrétegen belül, az átlagos tetőszint magasságában kialakuló ún. városi tetőréteg (urban canopy layer – UCL) tulajdonságait mikroskálájú (pl. épületekhez, terrekhez, parkokhoz kapcsolódó) folyamatok határozzák meg (Oke, 1976).

2.3. A városi légkör összetétele

A települések jelentős mértékben felelősek a levegő szennyezéséért, amely nagyrészt a különböző égési folyamatok eredményeképpen jelentkezik. Ez a szennyező hatás megváltoztatja a légkör termikus tulajdonságait és csökkenti a napsugárzást, továbbá nagymennyiségű kondenzációs magvat szolgáltat.

A város feletti szennyezett légtömeg jellegzetes alakot vesz fel, attól függően, hogy milyen a környező légtér függőleges hőmérsékleti eloszlása, van-e hőmérsékleti inverzió, illetve mekkor sebességű és milyen irányú a szél. Ez utóbbi igen fontos befolyással bír a szennyezőanyagok koncentrációjának nagyságára: minél erősebb a szél, annál alacsonyabb a koncentráció.



2.3.1. ábra A városi szennyeződés alakzatai: (a) a városi szennyező kupola, (b) a városi szennyező toll stabil légköri rétegződés esetén (Barry and Chorley, 1982)

A 2.3.1. ábrán látható inverziós réteg alatt a felgyülemelő szennyezőanyagok keverékéből egy szennyező kupola formálódik. Szabályosan csak szélcsendes helyzetben alakul ki, egyébként már 2 ms^{-1} sebességű szél esetében is elmozdul és $3,5 \text{ ms}^{-1}$ esetében a már említett „toll” formát veszi fel. A kupolának a városi tetőszint feletti része erősen felkeveredik és felhígul a légköri cirkuláció hatására. Kialakulhat olyan helyzet, hogy az inverziós fedőréteg megakadályozza ezt a függőleges irányú felkeveredést, és az eredetileg felszálló szennyezőanyagok emiatt visszajutnak a talajszint közeli légtérbe. A szél irányába eső oldalon – már a városon kívüli területen – előfordulhat az is, hogy a város irányából jövő szennyezőanyagok a vidéki (természetes) határreteg fölé kerülnek, amelyeknek így csak felfelé van felhígulási lehetőségük, lefelé nincs. Ennek eredményeképpen bizonyos magasságig kialakul egy viszonylag tiszta légtér a vidéki területek felett (Unger, 1997b).

A szennyezőanyagok halmazállapotuk szerint csoportosíthatók. Az aeroszolok általában lassan leülepedő (illetve kimosódó) szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú anyagi részecskék, amelyek főleg szén, ólom, alumínium és szilikát összetételűek. Az egész Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegét befolyásolják a természetes eredetű aeroszolok, amelyek a száraz területek és vulkánok por- és hamufelhőit alkotják, illetve az erdőtüzeknél keletkeznek. Mára a légköri pornak az a hányada, amely közvetve vagy közvetlenül emberi tevékenységből származik, a becslések szerint eléri a 30%-ot.

A kis részecskék (0,01-0,1 μm átmérő) koncentrációja vidéken átlagosan 150 ezer db/cm³, míg a városokban elérheti a 4 millió db/cm³-es értéket is. Hasonló a helyzet a nagyobb (0,5-10 μm átmérő) részecskék esetében, amelyekből az ipari városokban 25-30 db/cm³ is kimutatható a levegőben, míg vidéken csak 1-2 db/cm³. Az Egyesült Államokban 1975-ben az 50 ezernél kisebb lakosú településeken az ülepedő részecskék éves átlaga 60 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, a 300-500 ezreseken 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, az 1 milliós nagyvárosokban 120 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ körül alakult. Sokat mond azoknak a napoknak az éves száma, amelyeken a részecske-szennyezés meghaladta a még „elfogadható”-nak minősített 260 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ értéket (pl. 1974-ben Baltimore-ban 20, Cleveland-ben 80 és az acélvárosnak nevezett Steubenville-ben 100 ilyen nap volt). Ezeknek a részecskéknek a legnagyobb része a keletkezési helyük szomszédságában ki is hullik a levegőből, vagyis terhelő hatásukat elsősorban a keletkezés körzetében fejtik ki. A legnagyobb koncentráció általában akkor jelentkezik, amikor enyhe szél fúj, gyenge a függőleges irányú turbulencia, hőmérsékleti inverzió alakul ki és magas a relatív nedvesség. A lakások fűtése és az elektromos áram iránti igény változása jellegzetes ciklusokat okozhat a városok légszennyeződésének évszakos és napi menetében. Télen a legnagyobb koncentráció általában reggel 8 óra körül jelentkezik. Ez a reggeli gyors koncentráció-növekedés azonban részben természetes folyamatok következménye, mivel a felszín feletti néhány száz méteres stabil réteg alatt éjszaka megszorult szennyeződést a beinduló termikus konvekció visszahozhatja a földfelszín közelébe (Barry and Chorley, 1982). Az aeroszolos légszennyezés közvetlen hatása a szoláris besugárzásnak és a megvilágításnak a csökkenése.

A gázhalmazállapotú szennyezőanyagok közé tartoznak a hagyományos ipari és lakossági tüzelőanyagok elégetésekor keletkező gázok (pl. CO és SO₂), valamint a benzin és az olaj égésével felszabaduló (pl. CO, szénhidrogének, N-oxidok és az O₃ is). A nagyvárosok levegőjében előforduló fontosabb gázokat és átlagos koncentrációjukat a 2.3.1 táblázat tartalmazza.

2.3.1. táblázat Néhány szennyező gáz a nagyvárosok levegőjében (Unger, 1997a)

Szennyező gáz	Mennyiség (ppm)
CO ₂	300-1000
CO	1-200
SO ₂	0,01-3
N-oxidok	0,01-1
aldehidek	0,01-1
oxidánsok (O ₃ is)	0-0,8
kloridok	0-0,3
NH ₃	0-0,21

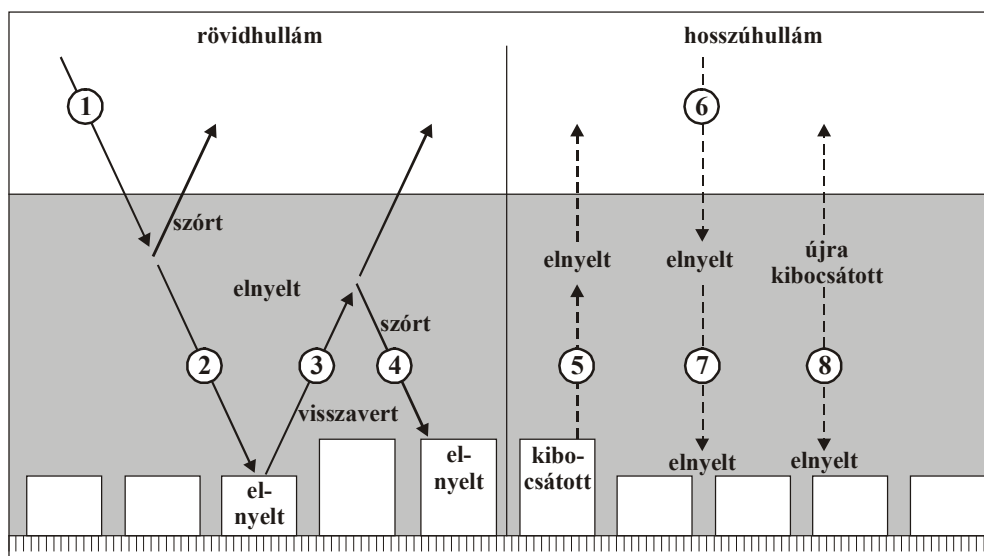
A nagyon stabil légköri feltételek kombinálódhatnak a normálisnál nagyobb szennyezőanyag-kibocsátással, amely a hozzá kapcsolódó köddel együtt sűrű szmog (füstköd) kialakulását eredményezheti. A szmog jelentősen módosítja a városok sugárzási mérlegét: pl. az angol Leicester esetében a téli időszakban a beérkező szoláris sugárzás 30%-os veszteségét okozta a környezethez képest, nyáron viszont csak 6%-ost (*Department of Scientific and Industrial Research*, 1947). Egy bécsi kutatás eredménye szerint a város besugárzási vesztesége a napmagasság csökkenésével megnövekszik (*Steinhauser et al.*, 1957-59).

Napjainkban a városoknak olyan újabb, kevésbé szembeötlő, de káros szennyezőanyagokkal kell szembenézniük, amelyek a kőolaj és származékainak elégetésekor kerülnek a légkörbe. Forrásaik a személyautók, teherautók, repülőgépek és a petrol-kémiai üzemek. A hegyekkel nagyrészt körülzárt és hőmérsékleti inverzióknak gyakran kitett területen fekvő Los Angeles szokás általában negatív példaként említeni az ilyen jellegű gázszennyeződések kapcsán (habár bizonyos szinten minden modern város ki van téve ennek a veszélynek). A bonyolult kémiai reakciók láncolatának végeredményeként itt kialakuló ún. fotokémiai szmog (*Oke*, 1987) – ellentétben a hagyományos városi szmoggal – nyáron és ősszel napközben jelentkezik, mert ekkor általában tiszta az égbolt, gyenge a szél és az erős napsugárzás hőmérsékleti inverzióval párosul. A szmog hatása természetesen itt is drasztikus besugárzás veszteség (*Peterson et al.*, 1978).

A városi légtér szennyezőanyagainak koncentrációi jellegzetes napi menetet mutatnak, például az NO₂ kora reggeli magas koncentrációja a felerősödő forgalommal, az O₃ legmagasabb koncentrációja a legerősebb besugárzással esik egybe.

2.4. A városi területek sugárzási mérlege és energiaegyenlege

A városnak a sugárzási mérleg rövid- és hosszúhullámú összetevőire való módosító hatása (2.4.1. ábra) esetenként jelentős lehet, amelynek okai a levegőben lévő szennyezőanyagokban és a felszín megváltozott sugárzási tulajdonságaiban keresendők.



2.4.1. ábra A rövid- és hosszúhullámú sugárzási folyamatok általánosított szerkezete a szennyezett városi határrétegben (Oke, 1982)

A beérkező (1) és a felszínről visszaverődő (3) rövidhullámú sugárzás a külterületekhez képest erősebben gyengül a szennyezett városi légkörben (2.4.1. ábra). A felszín bevétele, amely a direkt és szórt sugárzásból (2), valamint visszavertből (4) áll, általában 2-10%-kal kevesebb a városban (Peterson and Stoffel, 1980). Nyáron az intenzívebb feláramlások, a turbulens átkeveredések és a fűtés hiánya miatt a kisebb, télen viszont a magasabb értékek a jellemzőek. Éves szinten tehát a város kevesebb besugárzást kap, mint természetes környezete: a csökkenés például Budapesten átlagosan 8%-os (Probáld, 1974). Megkülönböztethető hullámhossz szerinti veszteség is, amely szerint a rövidebbektől (UV) a hosszabbakig (IR) csökken a veszteség mértéke, tehát a bioklimatológiai szempontból fontos UV sugárzás csökken a legjobban. Azonban a városban az albedó általában 0,05-0,10-dal alacsonyab, mint a közepes szélességek vidéki területein (Oke, 1974), vagyis kisebb a visszavert rövidhullámú sugárzás, amit részben az építési anyagok színe és télen a hótakaróval való borítottság mértéke, részben a tagolt felszín (utcák, házak) hatására csapdába eső napsugarak következménye. Így a két hatás eredményeképpen a rövidhullámú sugárzási mérleg értékeiben nem mutatkozik túl nagy különbség.

Hasonlóan, egymást kioltó folyamatok lépnek fel a hosszúhullámú sugárzás esetében is. A szennyezett levegő és a városi felszín kicsit kisebb kibocsátó-képességét a hősziget ellensúlyozza, ugyanis a magasabb hőmérsékletű felszín egy megnövelt kisugárzást ered-

ményez (5). Ennek jelentős része elnyelődik a szennyezett rétegben és visszasugárzódik a felszínre a bejövő égboltsugárzás (6) egy részével együtt (7), emellett a hősziget feletti meleg levegő is bocsát ki sugárzást (8). Éjszaka ez az egyesített hosszúhullámú bevétel egy kicsit nagyobb a városban, mint a külterületen (*Oke and Fuggle*, 1972) és esetleg nappal is nagyobb maradhat a napsugárzás által felmelegített szennyezőanyagok miatt. Összességében tehát az urbanizáció hatására megnő mind a hosszúhullámú bevétel, mind a kiadás is, ezért a hosszúhullámú sugárzási mérlegek különbsége nem nagy.

A fentiekből az következik, hogy a teljes sugárzási mérlegnek a város és a külterület közötti különbsége nem jelentős, általában 5%-nál kevesebb (*Probáld*, 1975).

A teljes UBL viszonylatában a városi felszín és a felette lévő levegő közötti – területileg átlagolt – energia-cserefolyamatokat kell figyelembe venni. Ekkor a város „felszíne” az UCL és az UBL közötti határfelületet jelenti. Az ezen a felületen keresztülhaladónak tekintett energiaáramlás nem más, mint az egyes UCL-egységekről (tetők, fák, gyepek, utak, stb.) kiinduló áramlások összegzése egy nagyobb területű, adott beépítettségi típussal jellemzett városrészre. Egy ilyen városrésznyi felszín közepe tájára vonatkozó energia-egyenleg a következőképpen alakul (ha az advektív hatástól el lehet tekinteni):

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S$$

ahol Q^* – a teljes sugárzási mérleg, Q_F – az antropogén hőtermelés, Q_H – az érzékelhető hő, Q_E – a látens hő és ΔQ_S – az energiatárolás változása.

A turbulens hőszállításon belül az érzékelhető és a látens hő arányának megoszlása nagyrészt a felszín nedvességének mértékétől függ. Ha a felszín nedves, akkor az evapotranspiráció elérheti a maximálisan lehetséges 100%-ot, nagysága csak a rendelkezésre álló energiamennyiségtől függ, tehát ekkor a látens hő aránya a döntő. A felszín nedvességének csökkenésével azonban a sugárzási többlet egyre nagyobb része fordítódik a felette lévő levegő felmelegítésére, vagyis a Q_H szerepe megnő a Q_E rovására.

A Q_F tényezőt akkor lehet kiszámolni, ha a fűtőanyag-felhasználás térbeli és időbeli mennyisége rendelkezésre áll, közvetlenül azonban nem lehet meghatározni a terepi mérések során. Ezért a gyakorlatban meghatározott energiaegyenlegek ezt a tagot nem tartalmazzák elkülönülten, hanem tulajdonképpen hatása a többi tényező egyikében-másikában jelentkezik. A mérsékelt égövben nyáron az antropogén hőtermelés tipikus napi átlaga az elővárosi 5 Wm^{-2} -től a belvárosi 50 Wm^{-2} -ig ingadozik. Ezek az értékek a legtöbb esetben a mérési hibahatáron belülre esnek, ezért nyáron elhanyagolhatónak tekinthetők (*Oke*, 1988a). A magas földrajzi szélességen fekvő városok esetében a nagyarányú fűtés miatt

azonban a Q_F szerepe felértékelődik, ezért feltétlenül számításba kell venni. Az antropogén hőtermelés napi menetében kimutatható egy reggeli és egy késő délutáni-kora esti csúcs, évszakosan pedig egy téli (hidegebb éghajlatokon fűtés miatti) vagy egy nyári (melegebb éghajlatokon hűtés miatti) csúcs.

A 2.4.1. táblázat szerint a külterülethez viszonyítva az előváros és a belváros energiaegyenlegének összetevő arányaiban két érdekesség tapasztalható. Egyrészt – mint várható – a látens hő szerepe a vidéki területekhez képest csökken, de nagysága távolról sem elhanyagolható. Másrészt a város hőtárolásának változása általában jelentősen nagyobb, mint a külterületé, amely néhány építési anyagnak a természetes felszínhez képest valamelyest nagyobb hővezető képességével és nagyobb hőkapacitásával magyarázható. Ennek jelentősége az éjszaka folyamán hangsúlyosabb, amikor a tárolási tényezőnek a városban és a külterületen is nagyobb szerepe van a teljes energiaegyenlegben és ez a tényező fontossá válhat a magasabb városi hőmérséklet fenntartásában.

2.4.1. táblázat Az energiaegyenleg összetevőinek tipikus arányai az átlagos napi sugárzási mérleghez viszonyítva a külterületen, az elővárosban és a belvárosban (Oke, 1982)

Beépítettség típusa	$\Delta Q_s/Q^*$	Q_H/Q^*	Q_E/Q^*
külterület	0,15	0,28	0,57
előváros	0,22	0,39	0,39
belváros	0,27	0,44	0,29

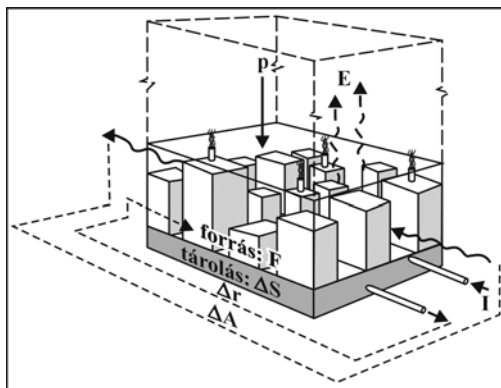
Ezek szerint a külterületi és a városi felszínek eltérő energiaháztartással jellemezhetők. Ennek oka nagyrészt a rendelkezésre álló nedvesség különbségeiben keresendő. Ha mindkettő nedves, akkor az eltérések kicsik, azonban száraz időszakban a város egyre inkább az érzékelhető hő egy viszonylagosan nagy helyi forrásává válhat (amit azonban a városi területek öntözése mérsékelhet, vagy akár meg is fordíthatja ezt a tendenciát). Az energiaegyenlegben az érzékelhető és látens hő szerepét szemléletesen fejezi ki a Bowen-arány ($\beta = Q_H/Q_E$). A hányadosnak kimutatható napi változása van, de a külterülettel ellentétben a városban egész nap pozitív és értéke több órán keresztül nagyobb 1-nél.

2.5. A városi területek vízegyenlege

A városi felszín talaj-épület-növény-levegő rendszerének vízegyenlege a következőképpen írható le:

$$p + F + I = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A$$

ahol p – a csapadék, F – az antropogén folyamatok által a városi légtérbe jutó víz, I – a folyókból, víztározókból és egyéb víznyerő helyekről a városba szállított víz, E – a párolgás, Δr – a lefolyás, ΔS – a tárolás és ΔA – a város nettó nedvesség-nyeresége az advekción (Oke, 1987). A mérleg arra a rétegre vonatkozik, amely addig a talajmélységéig terjed ki, ahol a függőleges értelemben vett átszivárgás már elhanyagolható (2.5.1. ábra).



2.5.1. ábra A városi felszín (réteg) vízegyenlegének tényezői vázlatosan (Oke, 1987)

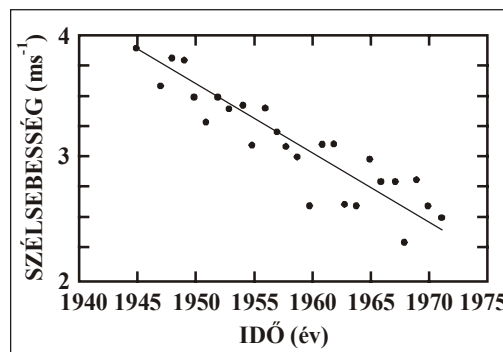
A városi rendszer vízbevétele nagyobb a természetesénél, mivel a csapadék (p) mennyiségéhez még hozzáadódik az F és I tényező is, melyek olyan anyagáramlások, amelyeket közvetlenül emberi döntések szabályoznak és az emberi tevékenység általános rimusával vannak összhangban (Oke, 1987). Ráadásul a városokban fellépő erőteljesebb konvekció és az antropogén eredetű kondenzációs magvak többlete elősegíti a felhő (és köd) képződést, s ezért megemelkedhet a csapadékösszeg is – esetenként az uralkodó szélnek megfelelően egy kissé eltolódva, a lee-oldalon (Changnon, 1962). Az erre irányuló vizsgálatok szerint ez különösen igaz a záporos csapadékokra (Changnon, 1976), az eredményekből levont következtetések azonban egyelőre még bizonytalanok. Másrészt a városi evapotranspiráció (E) és a tárolás (ΔS) kisebb mértékű, mint a vidéki területeken. Az E azért lesz kisebb (és így a városi levegő sokszor szárazabb), mert a településeken az eredeti növényzetborítottság nagy része megszűnik és a növényzet helyére viszonylag kis átteresztőképességű építőanyagokból álló objektumok kerülnek. Habár a város összetett felszíne egy megnövekedett felfogófelületet jelent a csapadék számára, a városi anyagok rossz vízáteresztő képessége ezt jelentősen ellensúlyozza, emiatt a felszín alá bejutó és így ott tárolt víz mennyisége (ΔS) kisebb a vidékinél.

Az előbbieket szerint és amiatt, hogy a vízegyenleg bal és jobb oldalán egyenlő mennyiségek állnak, a városi területeken a lefolyás (Δr) nagyobbak adódik, mint a természetes esetben. Részben ez egyszerűen következik abból, hogy a beszállított víz (I) egy

része szennyvízként távozik a csatornarendszeren keresztül. A növekmény másik része az előbb említett felszíni építőanyagok „vízállóságából” és a mesterségesen kiképzett vízelvezető árkok és csatornák működéséből adódik. Ezért a lehulló csapadék nagyobb része nem szivárog be a talajba úgy, mint természetes környezetben: csökken a vízutánpótlás a talajvíz irányába és ez hozzájárul annak szintsüllyedéséhez. Tehát a városi talaj (felszíni réteg) elveszíti a vízháztartás szabályozásában betöltött fontos szerepét (Unger és Gulyás, 2000).

2.6. A légmozgás módosulása városi környezetben

Az erős tagoltság következtében fellépő nagyobb felszínközeli súrlódás miatt a városokban a szélesebbség akár 20-30%-kal gyengülhet, míg a heves szellőkések esetében a csökkenés mértéke 10-20%-os. Hosszabb időtávon kimutatható, hogy a település növekedésével folyamatosan csökken az éves átlagos szélesebbség (2.6.1. ábra).



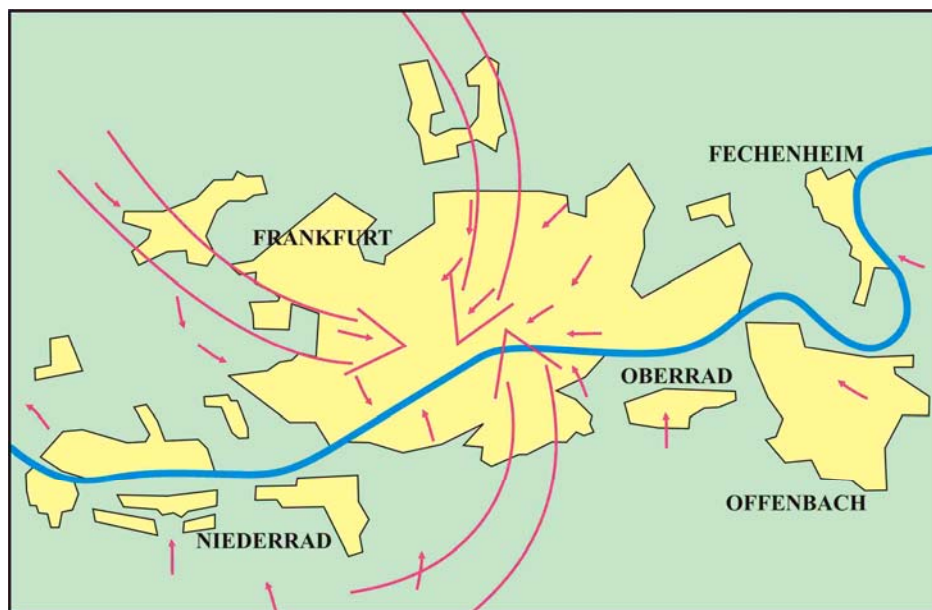
2.6.1. ábra Az éves átlagos szélesebbség időszora egy növekvő városban (Hancavicsi, Belorusszia) (Rubinshtein, 1979)

Az átlagos szélesebbség mérséklődésével összhangban a szélcsendes esetek száma 5-20%-kal növekszik. Természetesen ezektől az átlagos értékektől a különböző irányú útvo-
nalak és terek mentén, a magas házak között igen változatos eltérések jöhetnek létre. Bizo-
nyos esetekben, például szélcsatornák kialakulásakor a szél erősödése is megfigyelhető,
ugyanis az uralkodó szél irányába futó, magas házakkal szegélyezett utcákban általában
felgyorsul a légáramlás. A szélesebbség általános csökkenésének összességében mégis az a
következménye, hogy az emberek hőérzetét nyáron kedvezőtlen, télen pedig kedvező
irányba befolyásolja, valamint hatására gyengül a szennyezőanyagok felhígulása a talaj-
szint közelében (Unger és Sümegehy, 2002b).

Lassú légáramlás esetén azonban fordított helyzet alakulhat ki: ekkor a hősziget mi-
att a város felett kialakuló fokozott feláramlás a felszínközeli szélesebbség növekedését

vonja maga után (Probáld, 1980). Ha tehát gyengék a nagyléptékű légáramlások, akkor a beépített terület általában melegebb a környezeténél, ami az alsóbb légrétegekben a külterület felől a városközpont felé irányuló áramlást indít el. Ez a városi szél (angolul country breeze, azaz vidéki szellő, ami a magyar szakkifejezésnél találóbb, mert valóban a vidék felől fúj a város felé), amelynek iránya a nap folyamán nem fordul meg, mert a város csaknem mindig melegebb a környező területeknél.

A tagolt városi felszín erőteljes súrlódási hatást fejt ki a központ felé összeáramló levegőre és jelentősen lassítja azt. Ezért csak egy bizonyos küszöböt meghaladó város-vidék termikus különbség esetén indulhat be a cirkuláció. Kialakulásának hajtóerői és hatásterülete szerint meg lehet különböztetni a városi szél nappali és éjszakai változatát. Nappal a városban a környezeténél magasabb hőmérséklet elsősorban az épületek felmelegedett tetőinek szintjében mutatkozik, amely a belváros felett erőteljes függőleges feláramláshoz vezet. Ennek pótlására a külső területek felől a tetőszint felett indul meg egy befelé tartó áramlás. Éjszaka a városi hőmérsékleti többlet az utcák szintjében jelentkezik és ezért a városi szél a felszín közelében mutatható ki (2.6.2. ábra).



2.6.2. ábra Éjszakai összeáramlás Frankfurtban, nyugodt időjárási helyzetben (Stummer, 1939)

A beáramlás mélysége nagymértékben attól függ, hogy vannak-e a városban kívülről a központ felé elnyúló ún. ventilációs folyosók, amelyeknek kisebb az érdekességük és így kevésbé akadályozzák a cirkulációt.

A városi szél sajátossága, hogy működése esetén a kialakulását előidéző tényezők ellen hat, amely miatt egy bizonyos periodikusságot mutat a megfigyelések szerint. Ugya-

nis a külterületről a centrum felé összeáramló levegő a kiegyenlítő hatás következtében gyengíti a hőszigetet, aminek következtében csökken a cirkulációt fenntartó hőmérsékleti különbség. Ha ez a különbség az előbbieken említett küszöb alá esik, akkor a légáramlás leáll. Ezután viszont a hűtőhatás hiányában a városi hősziget újra megerősödik és egy idő után ismét elindítja a városi szelet.

A városi szélnek fontos szerepe van a települések átszellőzésében, így végsősoron a légszennyeződés és a kánikulai hőterhelés csökkentésében, ezért erre a jelenségre is figyelemmel kell lenni a várostervezés, városrendezés során.

2.7. A hőmérsékleti klímaparaméter módosulása: a városi hősziget

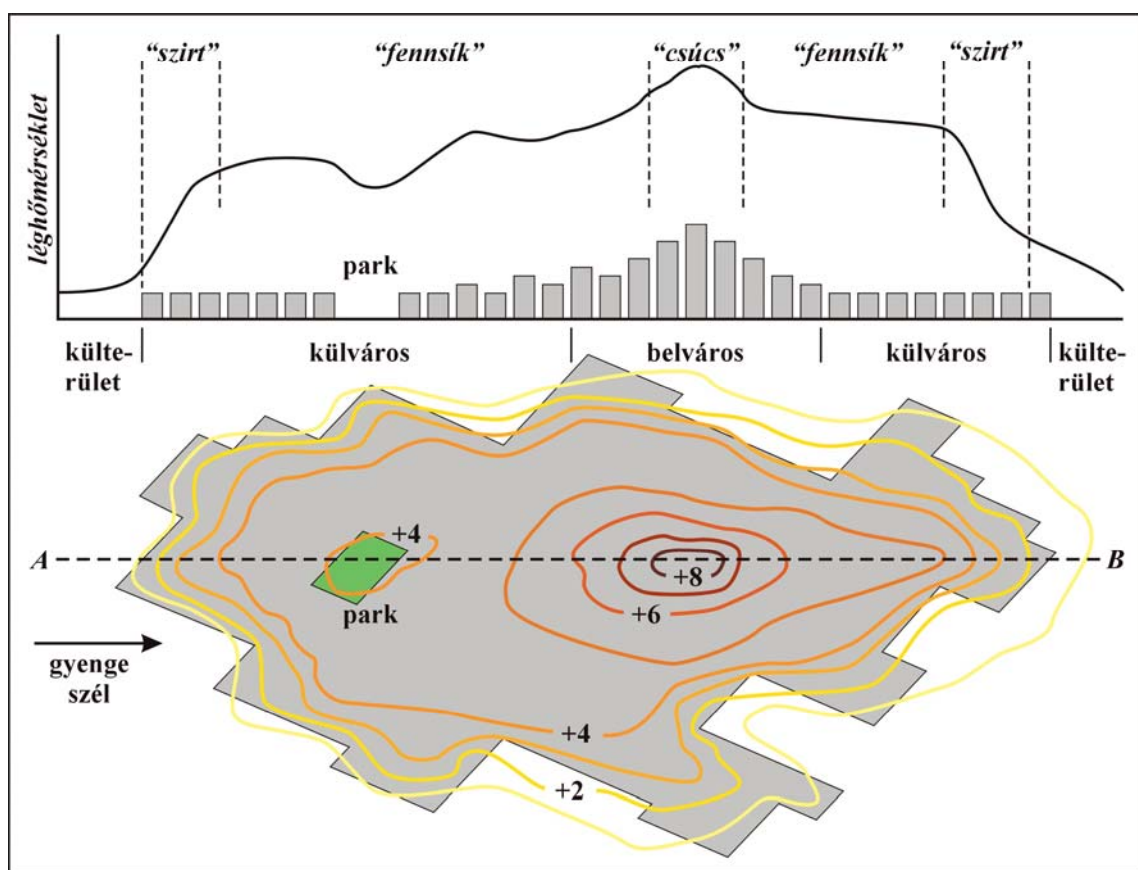
A módosult városi környezet és a településeknek a természetes felszínektől eltérő energiaháztartásának eredményeképp általában hőmérsékleti többlet, ún. városi hősziget (UHI) alakul ki a város légterében ill. a felszínén, valamint az alatta lévő rétegekben is néhány méteres mélységig. Ezek természetesen összefüggnek, de keletkezésük folyamataiban és időbeli dinamikájukban lényeges eltérések vannak. Ez a dolgozat csak a városi légterben kialakuló hőmérsékleti többlettel foglalkozik – amelyen belül a rétegzettségének megfelelően két típus (UCL és UBL) különböztethető meg –, s közülük is elsősorban a közvetlen levegőkörnyezetünkben lévő (UCL-ben kifejlődött) hőszigettel. Számos amerikai és európai településen végzett vizsgálat esetében valamely évszakban (pl. kora ősszel) mutatható ki a legnagyobb pozitív eltérés a város javára, máshol ez a hőmérsékleti többlet alig változik az évszakokkal. A 2.7.1. táblázat összefoglalja azokat a tényezőket és folyamatokat, amelyek e hőmérsékleti többletkeznevezetnek az UCL-ben.

A városi hősziget területi szerkezetét, tehát horizontálisan legjellemzőbb vonásait a 2.7.1. ábra mutatja be Oke (1982) nyomán, amely igen jól érzékelteti, hogy mennyire találó a „sziget” elnevezés. Az izotermák rendszere egy „sziget” alakját rajzolja ki, amelyet az annál hűvösebb vidéki környezet „tengere” vesz körül. A külterületek felől a belváros felé haladva a külváros peremvidékén erőteljesen megemelkedik a hőmérséklet („szirt”). Ezt követően lassú, de viszonylag egyenletes az emelkedés („fennsík”), amelyet csak a közbeékelődő parkok, tavak eltérő energiaegyenlege módosít valamennyire. A sűrűn beépített belvárosban észlelhető a legmagasabb hőmérséklet („csúcs”). Az is megfigyelhető az ábrán, hogy gyenge szél hatására az izotermák kissé eltolódnak a légáramlás irányának megfelelően. Természetesen ilyen viszonylag szabályos alakzat csak olyan időjárási helyzetekben jön létre, amely kedvező a kisebb léptékű klimatikus folyamatok kialakulásához,

ezért általában csak rövid ideig áll fenn és változik is az idő múltával. A hősziget intenzitása a városi és külterületek felszíne felett mért hőmérsékletek különbségével definiálható.

2.7.1. táblázat A városi hősziget kialakulásának okai és következményei (nem fontossági sorrendben) a külterülethez viszonyítva az UCL-ben (Oke, 1982)

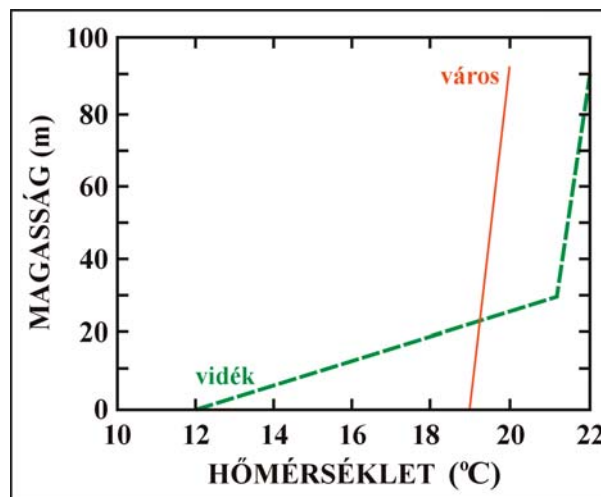
No.	Változás az energiaegyenlegben	A változást okozó városi hatótényező és következménye
1.	megnövekszik a rövidhullámú sugárzás elnyelése	utcák geometriája – megnövekedett felszín és többszörös visszaverődés
2.	megnövekszik a hosszuhullámú sugárzás az égbolt felől	légszennyezés – nagyobb elnyelés és visszasugárzás
3.	csökken a hosszuhullámú sugárzási veszteség	utcák geometriája – növekszik a horizontkorlátozás, csökken az égboltláthatóság
4.	antropogén hőforrások	hővesztesség az épületekből és a közlekedés révén
5.	megnövekszik az érzékelhető hőtárolás	építési anyagok – nagyobb termális vezetőképesség
6.	csökken az evapotranspiráció	építési anyagok – nagyobb „vízátnevezés” (beépítettség)
7.	csökken a turbulens hőszállítás	utcák geometriája – kisebb szélesség



2.7.1. ábra A városi hőmérsékleti többlet vázlatos keresztmetszeti képe (AB mentén) és horizontális szerkezete ideális időjárási körülmények között (Oke, 1982)

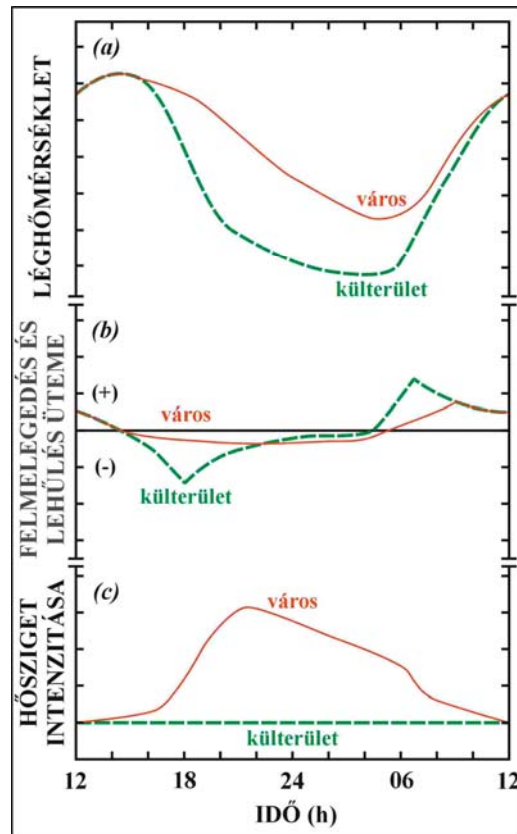
A horizontális kiterjedés mellett a hőszigetnek van egy vertikális, a városi felszín fölé nyúló (UBL) része is. Jelen munkában ezzel nem kívánok részletesen foglalkozni,

csupán a teljesebb kép kedvéért említem meg, hogy a hőmérsékleti különbségekben kimutatható egy magassági függés, amely szerint a legnagyobb különbségek a város és a külterület között a felszín közelében jelentkeznek, majd a különbség a magassággal csökken. Általában a hősziget jelenség néhányszor 10 m-től 2-300 m magasságig terjed ki. Jó kisugárzási feltételekkel rendelkező éjszakákon a város felett egy ideig szinte nem, vagy csak alig változik a hőmérséklet, míg a környező területeken erőteljes talajmenti sugárzási inverzió fejlődik ki, vagyis a hőmérséklet felfelé növekszik. Ennek következtében egy viszonylag vékony felszínközeli réteget elhagyva a levegő már melegebb a vidéki, mint a városi terület felett, így a felszíni és a feljebb lévő légrétegre jellemző hősziget ellenkező előjelűvé válik és kialakul az ún. cross-over jelenség (*Duckworth and Sandberg, 1954*), melyet a 2.7.2. ábra mutat be.

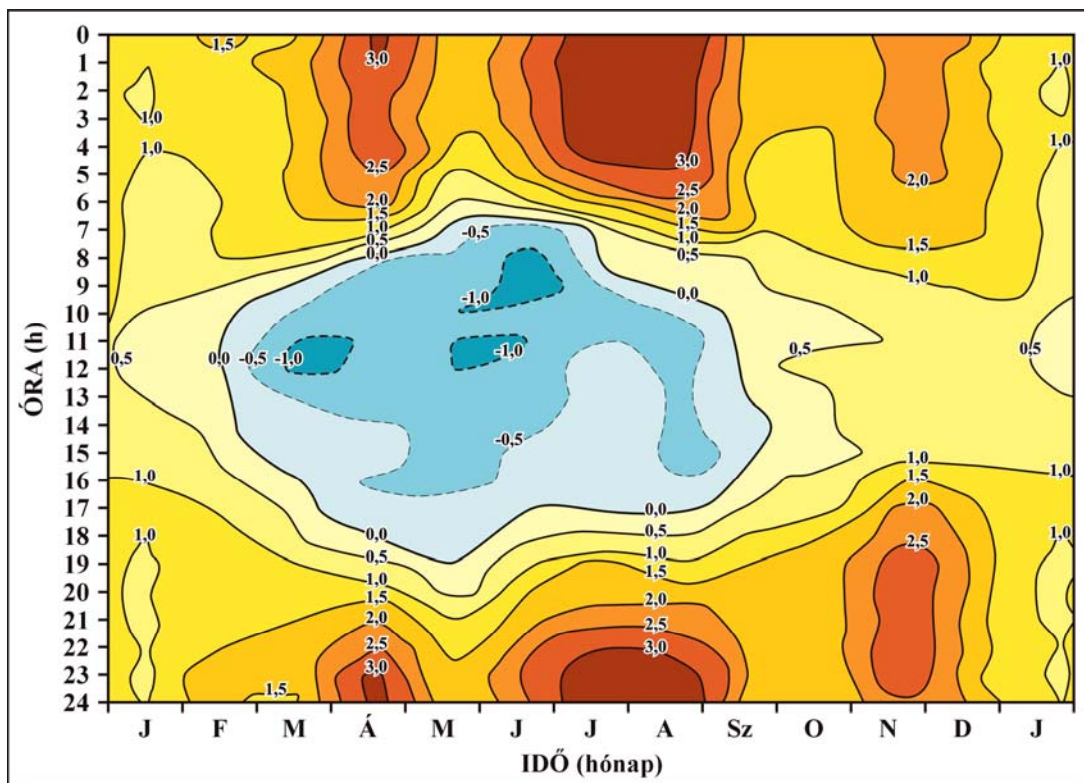


2.7.2. ábra Tipikus éjszakai függőleges hőmérsékleti profilok a város és a környező területek felett; a görbék metszésénél van a cross-over jelenség (*Landsberg, 1981*)

A hősziget intenzitás jellegzetes napi menetet és a városon belül meglehetősen eltérő mértéket mutat. A napi menet legfőbb jellemzője (2.7.3. ábra), hogy a késő délutáni és az esti mérsékeltebb lehűlés miatt a hajnali minimumhőmérséklet nem olyan alacsony, mint a külső területeken. Ugyanakkor napkelte után a város légtére lassabban melegszik fel. Ezek eredőjeként a hősziget intenzitása napnyugta után gyorsan növekszik és kb. 3-5 órával később éri el a maximumát (*Oke and Maxwell, 1975*). Az éjszaka hátralévő részében lassan, de egyenletesen csökken a különbség a hőmérsékletek között, majd a csökkenés napkeltekor felerősödik. Tehát a nap folyamán a hősziget intenzitásának mértékét a lehűlési és felmelegedési ütemek eltérései szabályozzák. Összességében elmondható, hogy a külterületi ütemek görbéi általában meredekebbek a városiaknál.



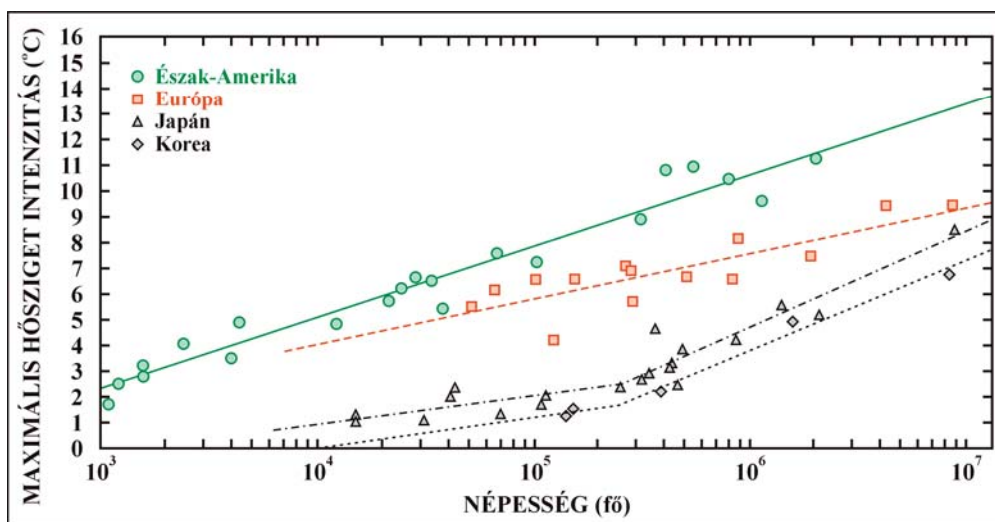
2.7.3. ábra A város és a külsőterület hőmérsékleti szempontból eltérő viselkedése ideális helyzetben: (a) hőmérséklet napi menete ($^{\circ}\text{C}$), (b) a lehűlés és felmelegedés üteme ($^{\circ}\text{C/h}$) a városban és a külsőterületen, valamint (c) a hősziget intenzitása ($^{\circ}\text{C}$) (Oke, 1982)



2.7.4. ábra A hősziget intenzitásának éves és napi változása (Bochum, Németország) (Kuttler, 1990)

A 2.7.4. ábra izopléták segítségével együttesen és szemléletesen mutatja be a hősziget intenzitásának napi és éves menetét. A belvárosi és külterületi állomás órás adatain alapuló vizsgálat szerint 7 és 18 óra között alig lép fel különbség, sőt néha negatív is lehet. A negatív értékek tavasszal és nyáron jelentkeznek, a legnagyobbak dél körül, míg őszzsel és télen egész nap pozitív a különbség. A legerőteljesebb pozitív értékek éjszaka mutathatók ki (szintén nyáron), télen az intenzitás valamivel mérsékeltebb. Összességében az év folyamán kb. 80%-ban a különbség pozitív, vagyis az órás értékek tükrében az év nagy részében a város melegebb környezeténél.

A hősziget intenzitása szoros kapcsolatban áll a település méretével. A város nagyságának egyik lehetséges mérőszáma a lakosok száma (P). A 2.7.5. ábra szerint még az 1000 fős településeken is kimutatható a hősziget és milliós nagyvárosok esetén a lehetséges legnagyobb hőmérsékleti módosulás 12°C körül alakul. Látható bizonyos eltérés a görbék meredekségében az észak-amerikai és európai városok között és külön érdekesek a japán és koreai városok a görbék törései miatt. Az eltérések oka nyilván az, hogy a világ különböző területein jelentősen mások a várostervezés, a városépítés elvei és hagyományai, ezért a városok méretének a lélekszámmal történő jellemzése sok esetben nem kielégítő a tanulmányozott fizikai jelenség magyarázatára.



2.7.5. ábra A hősziget intenzitásának maximuma ($\Delta T_{\max}$) és a lakosok száma közötti kapcsolat észak-amerikai, európai, japán és koreai településeken (Oke, 1979; Park, 1987)

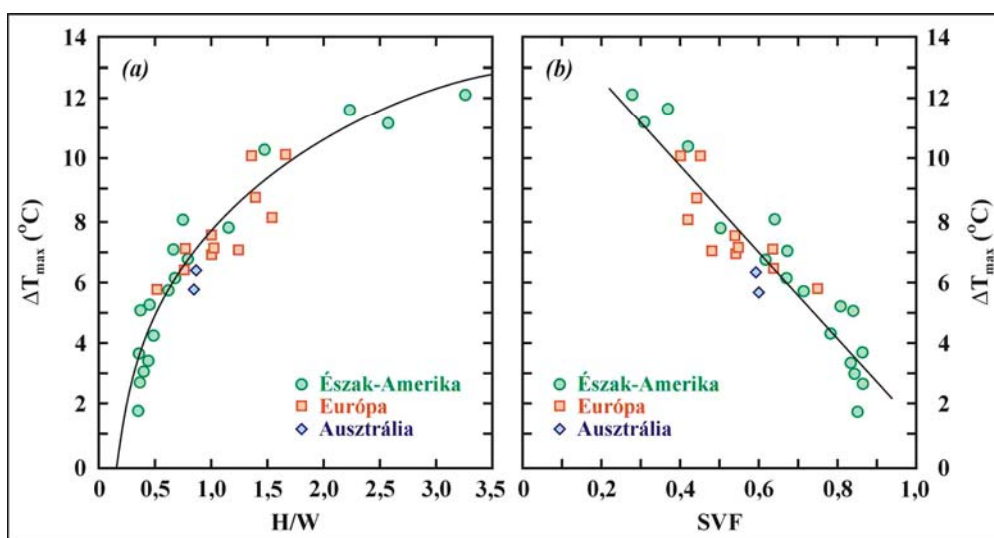
Ezért felmerül, hogy a beépítettség milyensége és a hősziget intenzitása között is kell lennie valamilyen összefüggésnek. Ennek kapcsán – tulajdonképpen a város geometriai szerkezetének jellemzésére – érdemes megnézni, hogy hogyan viszonyulnak egymáshoz az utcáknak és az ott lévő épületeknek a méretei. Minél magasabbak az utcában lévő házak,

annál inkább akadályt jelentenek a hosszúhullámú kisugárzás számára, vagyis annál kisebb az utcákban a lehűlés üteme. Bevezethető a H/W arány, ahol H – az épületek átlagos magassága és W – az utcák átlagos szélessége (Landsberg, 1981). A vizsgálatok szerint így egy logaritmikus kifejezés állítható fel a maximális intenzitású hősziget nagyságára (Oke, 1981):

$$\Delta T_{\max} = 7,54 + 3,97 \cdot \ln(H/W) \quad (^\circ\text{C})$$

A két mennyiség közötti szoros kapcsolatot szemlélteti a 2.7.6a. ábra, amelyen több kontinens városából származó adatok szerepelnek.

Másik, a H/W aránytól nem teljesen független beépítettségi mutató az égboltláthatósági érték (sky view factor – SVF), amely megadja, hogy egy adott helyről az égbolt hányad része látszik, vagyis hogy a felszín hosszúhullámú kisugárzása számára mennyire korlátozott vagy szabad az út. Az SVF nagyságának hatását a hősziget maximális értékére a 2.7.6b. ábra mutatja be, több városból nyert adatok alapján. Természetesen ezen a módon is világosan megmutatkozik a szoros kapcsolat a zártabb beépítettség és a magasabb városi hőmérséklet között.



2.7.6. ábra A hősziget intenzitásának maximuma ($\Delta T_{\max}$) és (a) a városközpontban lévő utcák átlagos magassága/szélessége (H/W) közötti kapcsolat és (b) a település központi részein mért SVF közötti kapcsolat néhány kontinensen (Oke, 1981, 1988a)

A hősziget kifejlődésének mértékét azonban az időjárási tényezők (különösen a szél és a felhőzet) is jelentősen befolyásolják. Kialakulására kedvezőek a magasnyomású (anti-ciklonális) helyzetek, amikor általában derült az ég és közel szélcsend van. A felhőzet hatását a felhőfajták eltérő jellege miatt elég nehéz számszerűsíteni. Az erős szél a hőszigetet nagymértékben gyengíti, sőt akár meg is szüntetheti. A nagyobb városok intenzívebb

hőszigetet képesek generálni, ezért minél nagyobb lélekszámú a település, annál nagyobb erősségű szél szükséges a termikus különbségek kialakulásának megakadályozására. A kapcsolatot a kritikus szélesebbesség (v) és a lakosság szám (P) logaritmus között a következő képlet (*Oke and Hannell, 1970*) adja meg:

$$v = 3,41 \cdot \lg P - 11,6 \quad (\text{ms}^{-1})$$

Így a kritikus szélesebbesség Szeged esetén $v = 6,2 \text{ ms}^{-1}$ (*Károssy és Gyarmati, 1981*).

A hősziget – mint klimatikus jelenség – jelentősen befolyásolja a légtér komfortértékét. Nyáron a város felmelegedése bioklimatológiai szempontból rendkívül kedvezőtlen (az alacsony és közepes szélességeken), télen viszont kifejezetten előnyös. Emellett a város melegebb volta miatt meghosszabbodik a fagymentes időszak és ezzel a növények vegetációs időszaka, eltolódnak a fenológiai fázisok, csökken a fagyok intenzitása, csökken a fagyos és téli napok száma, megrövidül a hótakaróval borítottság ideje, valamint csökken az ún. fűtési napok száma, ami természetesen mérsékli a fűtésre felhasznált energia mennyiségét is. Minél közelebb vannak a házak egymáshoz (általában ez a jellemző a belső területeken), annál nagyobb védelmet nyújtanak egymásnak az időjárás szélsőségei ellen és relatíve annál kevesebb energia felhasználására van szükség.

3. A VÁROSKLÍMA-KUTATÁS VÁZLATOS TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE

3.1. A külföldi kutatások rövid áttekintése

Az ókor óta ismert az a tény, hogy a városok levegője különbözik környezetükétől. Már *Hippokratész* (i.e. 5. század) utalt a rossz városi levegőre, amely szerinte egészségkárosító hatású az emberre nézve. Tehát az urbanizáció legkorábban felismert következménye a levegő összetételének megváltozása volt. Az ókori Róma füstszennyezésére ennél is konkrétabb utalás történik *Horatius* (i.e. 1. század) ódáiban és *Seneca* (1. század) írásaiban (*Neumann, 1979*).

A hűvösebb éghajlatú településeken a középkor óta problémát jelentett a szén eltüzeléséből származó füst: például Londonban *I. Edward* király a 14., *I. Erzsébet* királynő pedig a 16. században tiltotta meg egy időre a kőszénrel való fűtést. A manufaktúrák megjelenése idején nyilvánvalóvá vált a faszenet kiszorító kőszén nagymennyiségű elégetése következtében fellépő légszennyeződés. Az angol *Evelyn* 1661-ben így írt erről: „Mert miközben mindenütt máshol az ég derült és a levegő tiszta, itt a világosságot hozó Napot elhomályosítja a kénből képződött felhő, amin a sugarak alig képesek áthatolni. A kimerült utazó még mielőtt meglátná úticélja városát, már több mérfölddel előbb megérzi annak szagát.” 1750-ben a London feletti füstréteget már 100 km-ről is lehetett látni (*Kratzer, 1956*).

A tudományos meteorológia kezdetei a 17. század végére nyúlnak vissza, amikor néhány helyen megkezdődtek a rendszeres, műszerekre alapozott észlelések. Ennek eredményeképpen a város és a környékének meteorológiai elemei között felismerhető különbségek jelentek meg a mért adatokban. 1783-ban a német *Deuer* Mannheimben a külváros és a botanikus kert között 6°C-os különbséget talált egy hideg téli éjszakán. A városi éghajlat alapvető jellegzetességeinek felismerése és az első városklíma-leírás az angol *Howard*-nak (1818) tulajdonítható, aki a londoni éghajlat és légszennyeződés sajátosságait tárgyalta. Legjelentősebb felismerése az volt, hogy a város központja melegebb, mint a környező vidéki területeké (*Landsberg, 1981*).

Magát a „városklíma” kifejezést elsőként a német *Stifter* használta 1843-ban. A francia *Renou* 1855-ben Párizs példáján keresztül erősítette meg a város és környezete között fennálló hőmérsékleti különbség kialakulását. 1909-ben a német *Kremser* berlini vizsgálatai során először állapította meg, hogy a légnedvesség és a szél is módosulásokat szenved (*Fezer, 1995*).

Az 1927-es esztendő jelentős előrelépést hozott a városklíma-kutatásában. Ebben az évben Bécsben az osztrák *Schmidt* autóra szerelhető műszerekkel többször átszelte a város különböző beépítettségű területeit, hogy összehasonlító adatokat gyűjtsön. Ez az eljárás, több városi és városkörnyéki állomás méréseivel kiegészítve, a mai napig is használatos módszer. Ugyanekkor a német *Schmauss* München klímamódosító hatásának vizsgálata révén először mutatta ki a nagyvárosi területek (lee oldali) csapadéktöbbletét (*Landsberg*, 1981).

A városklímáról az első nagy összefoglaló alpmű 1937-ben jelent meg a német *Kratzer* benedekrendi apát tollából, akit azóta ennek tiszteletére a „városklimatológia atyja” elnevezéssel is illetnek. A könyv jelen dolgozatban többször is hivatkozott bővített formája 1956-ban jelent meg.

Az 1950-es és '60-as években egyre szélesebb körben indult meg a városklíma-kutatás egyik legfontosabb részterületének, az UHI-nak a tanulmányozása. Maga a „hősziget” kifejezés 1958 után honosodott meg az angol *Manley* (1958) nyomán. A városi hőszigetnek, azaz a települések legnyilvánvalóbb klímamódosító hatásának a vizsgálata elsősorban Európa és Észak-Amerika városaiban folyt, például: Uppsalában (*Sundborg*, 1950, 1951) és Londonban (*Chandler*, 1960, 1962, 1967), illetve Kaliforniában (*Duckworth and Sandberg*, 1954; *Mitchell*, 1961). A kutatás középpontjában az állt, hogy a városi morfológia, a domborzat és az időjárási elemek és helyzetek változása milyen hatást gyakorol a hősziget kifejlődésére, illetve annak milyen (napi, heti és évszakos) dinamikája van.

Az 1970-es és '80-as években tovább folytatódtak illetve bővültek ezek a vizsgálatok, s a nemzetközi szakirodalomban újabb kontinensek városai is feltűntek (pl. Tokió – *Fukui*, 1970; Mexikóváros – *Jauregui*, 1973). A kutatás első vonalát azonban kétségtelenül Észak-Amerika képviselte: megjelent az amerikai *Landsberg* (1981) városklíma összefoglalása (melyet ebben a dolgozatban többször is idézek) és megkezdte tevékenységét a kanadai *Oke* is (akinek az eredményeire szintén sokat hivatkozok munkámban). Előtérbe kerültek a hősziget intenzitásának, térbeli és időbeli kiterjedésének statisztikai modellezésére irányuló kísérletek (pl. *Oke*, 1973; *Park*, 1986).

Az elmúlt másfél évtized kutatásaira az a jellemző, hogy egyre több modell készül, amelyek megpróbálják reprodukálni illetve meghatározni a város energetikai (pl. *Arnfield and Grimmond*, 1998) és sugárzási folyamatait (pl. *Voogt and Oke*, 1991), hőtárolását (pl. *Grimmond et al.*, 1991) vagy vízegyenlegét (pl. *Grimmond and Oke*, 1991). Emellett ma-

gas tornyok (pl. *Roulet*, 2003), kikötött ballonok, lassan emelkedő rádiószondák és helikopterek felhasználásával a városi légtér meteorológiai paramétereinek függőleges eloszlásáról is gyűjtik az adatokat. A repülőgépes és műholdas infravörös sugárzásmérések is hasznos adalékkal járulnak hozzá az elemzésekhez (pl. *Nichol*, 1996). A raszteres és vektoros térinformatika korszerű eszközei pedig a városi geometria-morfológia minden eddiginél alaposabb felméréséhez járulnak hozzá (pl. *Lindberg et al.*, 2003; *Long et al.*, 2003). Egyes metropoliszokban megkezdődött a városi környezet monitoring rendszerének a kiépítése (pl. *Mikami et al.*, 2003). Továbbá mind nagyobb hangsúlyt kap a városlakók komfortérzetének vizsgálata is (pl. *Matzarakis et al.*, 1999), tehát az, hogy az emberre mennyire jelent több vagy kevesebb megterhelést a meteorológiai paraméterek városi megváltozása – kombinálva a légszennyeződés mértékével – a különböző időjárási helyzetekben, évszakokban és napszakokban.

3.2. A hazai kutatások rövid áttekintése

Magyarországon a rendszeres műszeres meteorológiai megfigyelések Budán 1779-ben kezdődtek meg azon az állomáson, amely az első nemzetközi észlelőhálózat legkeletibb láncszeme volt akkor. Az ezután létesült budai és pesti éghajlatkutató állomások száma és profilja folyamatosan bővült, de később sajnos számos állomás rövidebb-hosszabb idő után beszüntette működését (*Probáld*, 1974). A főváros éghajlatának megismerése az észlelések anyagának feldolgozásával párhuzamosan haladt, s összefoglaló művek már a 19. század végén (pl. *Kurländer*, 1879) és a 20. század elején (pl. *Prinz*, 1913) is készültek.

Az első nagy jelentőséggel bíró monográfia Budapest éghajlatáról, amely már hosszú észlelési sorozatra és egy sor klimatológiai részfeldolgozásra támaszkodott, *Réthly* (1947) jóvoltából jelent meg. Bőséges adatközlése folytán alapvető forrásmunkának számít még ma is. Néhány évvel később egy nagy földrajzi monográfia keretében *Bacsó* (1958) adott újabb átfogó szintézist a főváros és környéke éghajlati jellemzőiről. Ezek a munkák azonban még nem a helyi különbségeket állították előtérbe, hanem egy állomás észlelési sorozatának sokrétű feldolgozásával rajzolták meg a főváros éghajlati képét. Ezzel alapot teremtettek a további, a területi különbségeket is bemutató városklimatológiai kutatások számára.

Az 1950-es évek végétől a városklimatológia gyors fejlődésnek indult. Az előtérben természetesen Budapest éghajlatának tanulmányozása állt, hiszen Magyarországon ez jelentette (és jelenti mai is) a legfontosabb és egyben legbonyolultabb kutatási feladatot. A

főváros területén a meteorológiai szolgálat 10-12 éghajlatkutató állomást üzemeltetett és 1964-70 között folyamatos észlelésekre került sor a belvárosban is. Nagy fejlődés mutatkozott a sugárzásmérések és az energiaegyenleg meghatározása terén is, valamint létrejött a légszennyeződés változásait figyelemmel kísérő állomáshálózat is.

Budapest városklímájának kiemelkedő színvonalú (s jelen dolgozatban is többször hivatkozott) összefoglaló feldolgozása *Probáld* (1974) munkássága révén jelent meg. A beépítettség szempontjából jellegzetes városi területeken elhelyezkedő állomások adatait a városon kívül található, a városi hatásoktól nagyrészt mentes állomás adataival vetette össze. Részletesen tárgyalta a város hatásait az energiaháztartásra, a hőmérsékletre, a szélviszonyokra, a csapadékra, a légnedvességre, a látástávolságra és a ködre. Külön elemezte a városi légszennyeződés típusait, azok térbeli és időbeli eloszlását. A különböző éghajlati elemek változásait összességében vizsgálva Budapest területén belül éghajlati körzeteket határolt le. Az eredmények értékelését azonban megnehezítették a főváros domborzati viszonyai, amelyek révén – a városi hatástól függetlenül, illetve azokkal kombinálódva – szintén lokális klímák sora alakulhat ki.

Az 1971-75 közötti budapesti mérések eredményeit *Miklósi* (1981) hasonlította össze a 15 évvel korábbiakkal. Mivel a városi hősziget kialakulása Budapest esetében várhatóan télen a legerőteljesebb, ezért a vizsgálat erre az időszakra összpontosított. Az eredmények szerint 15 év alatt a hősziget intenzitásának mértéke kb. 30%-kal megnövekedett. Alacsony szélsébség esetén a hősziget erőssége jelentős volt, míg a mérsékelt szél ezt gyengítette. A mérőállomások városon belüli elhelyezkedése miatt a mindenkori szélirány is befolyásolta az UHI intenzitás nagyságát.

A rendszerváltás óta a főváros légszennyezettségével kapcsolatos kutatásokhoz és előrejelzésekhez szükséges adatokat az Állami Népegészségügyi és Tisztiorvosi Szolgálat állomáshálózatának mérései szolgáltatják (pl. *Sándor és Baranka*, 1993). A mérőhálózatot 1978-ban telepítették és 1990-91-ben teljesen felújították. Az állomások elhelyezésénél ügyeltek arra, hogy minél több környezettípust jellemezhessenek. Valamennyi állomáson mérik a N-oxidokat, a SO₂-t, a CO-t és a port, valamint a különböző meteorológiai paramétereket (szélirányt, szélsébséget, hőmérsékletet és a relatív nedvességet). Néhány állomáson a szénhidrogének és az O₃ koncentrációját is észlelik. A monitorhálózat feladata kétirányú: a rutinszerű levegőminőség ellenőrzés mellett ellátja a rendkívüli helyzetek megítéléséhez szükséges méréseket is.

Napjainkban Budapest városklímájának tanulmányozása két intézmény (az Országos Meteorológia Szolgálat és az ELTE Meteorológia Tanszék) keretei között folyik. A fő kutatási irány a helyi hősziget területi kiterjedésének és időbeli változásának tanulmányozása (pl. *Molnár*, 1998) és a nagyváros klíamódosító hatásának elemzése újgenerációs műholdképek felhasználásával (pl. *Bartholy et al.*, 2003). A finomfelbontású infravörös műholdképekkel azonban nemcsak a főváros, hanem más magyarországi nagyvárosok környezetükhöz viszonyított felszíni hőmérsékleti eltérésének elemzése is lehetővé vált (*Dezső*, 2002).

Városklíma-kutatás Budapesten kívül néhány vidéki városunkban is folyt, vagy folyik. Ebből a szempontból kiemelkedő helyet foglal el Szeged, hiszen a helyi kutatás majd négy évtizedes múltra tekint vissza. Az első vizsgálódás (*Jantos*, 1967) a város belső és külső részeinek hőmérsékleti eltéréseit tárgyalta egy belterületi (a JATE Éghajlattani Tanszékének tetején elhelyezett) és egy külterületi (repülőtéri) állomás 1951-65 közötti adatai alapján.

Az 1973 május-júniusában az Éghajlati Tanszék által végzett egy hónapos mérés-sorozat célja egy – akkor még – új lakótelep (Tarján) és egy viszonylag régebbi (Odessza) helyi klimatikus sajátosságainak összehasonlítása. Ezt követően *Sindely* (1978) doktori értekezésében szintén a tanszéki és repülőtér melletti (ezúttal 1967-71 közötti) adatsort használta föl arra, hogy a hőmérséklet és a légnedvesség változásában kimutassa Szeged hatását.

A város éghajlatmódosításának feltárásában óriási előrelépést hozott az a 10 egységből álló, s Szeged városmorfológiailag különböző pontjaiban fölállított állomáshálózat, amely 1977 júniusában *Péczely* professzor előkészítő munkájának köszönhetően kezdte meg működését. Magyarország vidéki városainak viszonylatában máig is szinte egyedülálló rendszer napi három alkalommal gyűjtötte a csapadék, a légnedvesség és hőmérséklet adatokat a hálózat 1981 elején történt megszűnéséig (*Unger*, 1997a). *Károssy és Gyarmati* (1980) az így gyűjtött (1977-79 közötti advekcióna mentes napokon észlelt minimum- és maximumhőmérsékleti) adatokból izoterma térképeket szerkesztett, amelyek jól jellemzik a város hőmérséklet módosító hatását anticiklonális időjárási helyzetben, s amelyet később *Pelle* (1983) egészített ki. *Zsiga* (1983) a napi minimum- és maximumhőmérsékletek illetve a város szerkezeti-morfológiai típusai közötti kapcsolatot elemezte, míg későbbi dolgozatában 1931-40 és 1971-80 közötti adatokból kiindulva a szélirány városon belüli módosulásait tárgyalta (*Zsiga*, 1988).

Az elmúlt bő egy évtized szegedi városklíma-kutatását a sokoldalúság jellemezte. A vizsgálódások 11 városi és külterületi állomás 3 éves (1978-80) adatsorára támaszkodtak, és jelentősebb területei a következők voltak: a hősziget évszakos szerkezete (Unger, 1992a), az UHI évi és napi járása (Unger, 1992b), a városi légnedvesség változása (Unger, 1993, 1999a), városi területek bioklimatológiai jellegzetességei (Unger, 1995, 1998, 1999b), makroszinoptikus helyzetek és a hősziget erősségének kapcsolata (Unger, 1996a), az UHI és a szél, valamint a fűtési energiaigény kapcsolata (Unger, 1996b, 1997c, 1997d). A jelenlegi projekttel párhuzamosan elkezdődött a városi növényzet fenológiai módosulásainak feltárása (Gulyás *et al.*, 2003a), illetve a különböző városi mikrokörnyezetek humán bioklimatológiai kiértékelése és modellezése (Gulyás *et al.*, 2003b, 2003c). A kutatások további fontos iránya a városi levegőkörnyezet mesterséges (Makra *et al.*, 2001) és természetes (Makra *et al.*, 2003) eredetű szennyeződésének feltárása.

A hazai városklíma-kutatásban Budapest és Szeged után Debrecen a harmadik legfontosabb központ. A város éghajlatáról Justyák és Tar (1994) készített kiadványt, amelyben a szerzők az egyetemi meteorológiai állomás hosszú észlelési sorozatának feldolgozásával, a makroklíma vizsgálati módszereivel és nézőpontjából megközelítve rajzolták meg Debrecen éghajlati képét. Napjaink debreceni kutatásai közös keretek között, párhuzamosan folynak a szegediekkel, így érdekes és újszerű összehasonlításra nyújtanak lehetőséget (Kircsi and Szegedi, 2003a, 2003b; Lakatos and Gulyás, 2003; Szegedi and Kircsi, 2003a, 2003b).

Végezetül ki kell még térni az eddig említetteknel lényegesen kisebb lélekszámú, ráadásul egy ÉNy-DK irányú völgyben elhelyezkedő Egerre is. 1983-ban kezdődtek el a mérések egy 9 állomásból álló hálózat keretében (Roncz, 1985). Az eredmények szerint a Bükk-hegység közelsége és a város völgyi helyzete miatt jellegzetes városklíma nem alakulhatott ki, de enyhe hőmérsékleti többlet azért kimutatható a belvárosban. A domborzat szélárnyékoló hatása módosította a csapadék városon belüli területi eloszlását is.

4. A VÁROSKLÍMA-KUTATÁS NÉHÁNY MÓDSZERE

A város klímamódosító hatásának kimutatására elméletileg a legoptimálisabb megoldást az jelenthetné, ha korábbi adatok állnának rendelkezésre az eredeti, természetes területről, s ezeket lehetne összevetni a későbbi, az urbanizáció által már befolyásolt adatokkal. Ilyen lehetőség azonban gyakorlatilag nincsen, erre potenciálisan csak nagyon ritkán, esetleg az egy-két újonnan alapított városnál (pl.: Canberra – 1913, Brasilia – 1955, Islamabad – 1961) lehetett volna szó, de ezeknél ez nem történt meg. A szakirodalom egyetlen kivételt ismer, az 1967-ben alapított Columbia városát (Maryland, USA), ahol az építkezés előtt és a város növekedése során is kiterjedt klimatológiai méréseket folytattak (Landsberg, 1981).

Éppen ezért a mesterséges hatásokat mindig csak a településen belül és a külterületen észlelt értékeknek a különbségeként értelmezhetjük (Oke, 1997). (Más kérdés az, hogy a „természetes” környezetnek tekintett külterület sem teljesen mentes az emberi tevékenység – például a mezőgazdaság vagy erdőgazdálkodás – hatásától, főleg az erősen iparosodott országokban). Így tehát meglévő város esetén csak az egyidejű városi és környékbeli – egyébként azonos feltételek melletti – mérésekből származó adatokat lehet felhasználni az összehasonlításra. Az ezzel kapcsolatos alapmodell (Lowry, 1977) szerint (amellyel még részletesebben is fogok foglalkozni dolgozatom későbbi részében) a mért városi paraméterek (pl. hőmérséklet) M értékei három elem összegzett eredményeként állnak elő:

$$M = C + L + U$$

ahol C – a terület háttérklímájának mérési adataiból származik, L – a földrajzi elhelyezkedés (topográfia, vízfelület, stb.) sajátosságainak befolyásoló hatásaiból adódik, U – pedig az összetett városi környezet (területhasználat, anyag, geometria, épülettömeg, épületmagasság, városon belüli elhelyezkedés, stb.) eredőjét jelenti.

A 4.1. táblázat a szükséges eszközök, a megfelelő méretarányok és a hozzájuk tartozó felbontás bemutatásával annak a kérdésnek az eldöntésében segít, hogy milyen módszer kell vagy érdemes alkalmazni. Először nyilván azt kell tisztázni, hogy milyen nagyságú (léptékű) az a terület, amelyre a vizsgálat irányul. Természetesen attól is függ a döntés, hogy milyen klímaparamétereket kívánunk megfigyelni az adott területen. A szegedi városi hősziget feltérképezéséhez ennek megfelelően (illetve időleges és állandó hálózat hiányában) választottuk a gépkocsis mobil méréseket.

4.1. táblázat A városklíma kutatás területi irányultsága, a vizsgálat tárgya és az ehhez kapcsolódó eszközök jellege, valamint a felbontás és a méretarány (Fezer, 1995)

	<i>Város és vonzáskörzete</i>	<i>Város</i>	<i>Városnegyed</i>	<i>Épület(tömb), utca, udvar</i>	<i>Fal, ablak</i>
klímaelem	köd és felhőzet, csapadék	hősziget	szélmező	kitettség, bioklíma	energiaáramlás, szellőzőttség
állomások	meteorológiai szolgálat, állandó állomások		állandó és időleges hálózat		
felszíni jármű	városi vonat	gépkocsi	kerékpár	gyalog	
repülő jármű	műhold	repülőgép	helikopter	kikötött ballon	
felbontás (m)	200	25	10	2,5	0,1
méretarány	1:250.000	1:25.000	1:5000	1:1000	1:100

5. A SZEGEDI RÉGIÓ FÖLDRAJZI ÉS ÉGHAJLATI ADOTTSÁGAI

5.1. Földrajzi fekvés

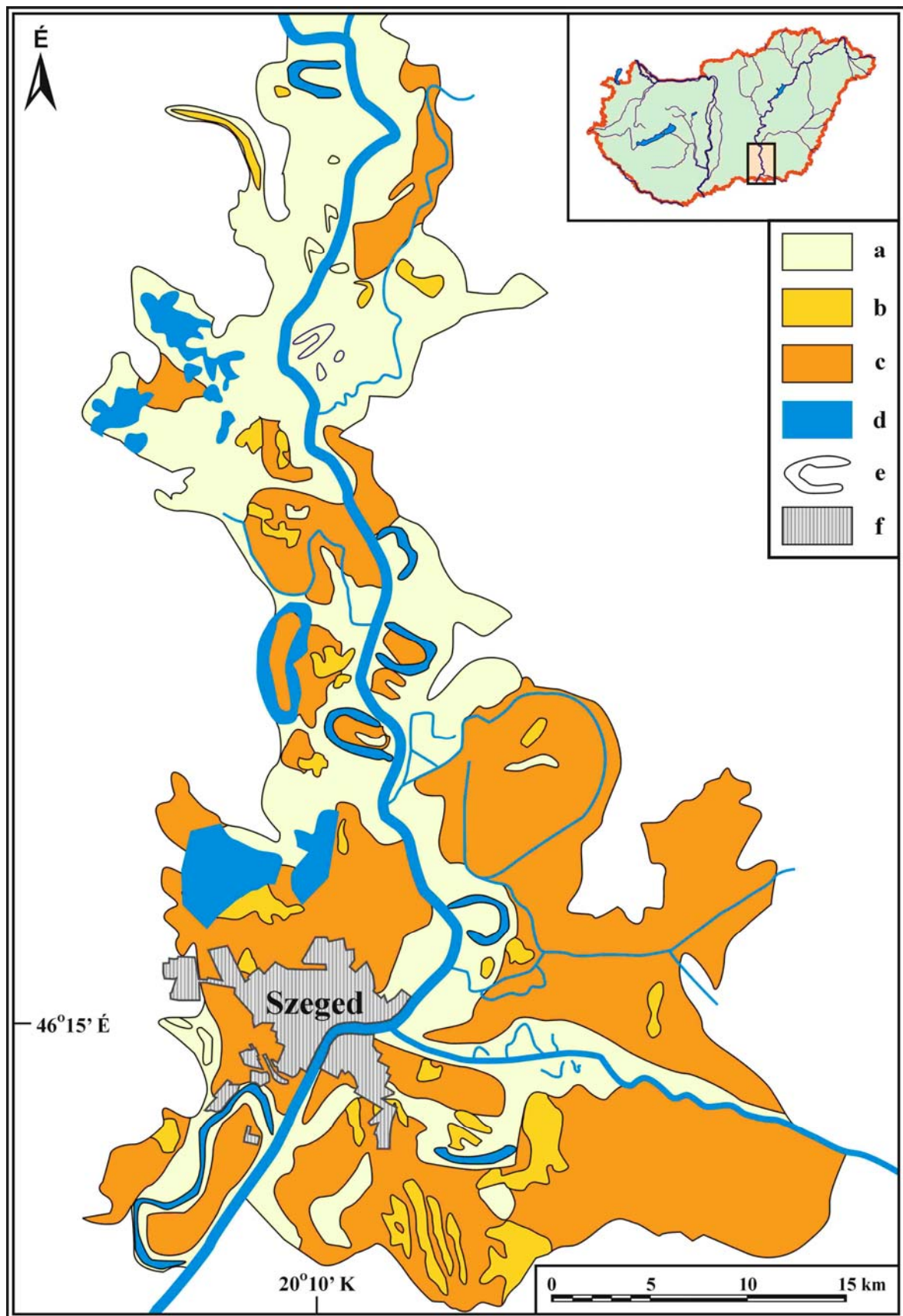
Szeged Európa középső részén, a Kárpát-medence belsejében síksági területen fekszik, tehát nagy távolságra a klimatikus szempontból is jelentős hegységektől és tengerektől (5.1.1. ábra).



5.1.1. ábra Szeged elhelyezkedése Európában és tengerektől való távolsága

Szeged környezete természeti földrajzi szempontból az Alsó-Tiszavidékhez tartozik (Frisnyák et al., 1978). Magyarország legalacsonyabban fekvő régiójáról van szó, tengerszint feletti magassága alig változik, 78 és 85 m között „ingadozik”.

A vidék kialakításában a harmadkortól napjainkig tartó süllyedés és a feltöltés játszott vezető szerepet. A történeti korok során a kristályos alaphegységre 3000-3800 m vastag üledék rakódott rá. A felszínen – néhány pleisztocén löszhalomtól eltekintve – holocén üledékek (folyóvízi homok, iszapos homok, agyagos iszap és réti agyag) a jellemzőek. A Tisza alacsony- és magas árterei jól elkülönülnek (Mezősi, 1983). A tájképi sajátosságokat az álló- és folyóvízi, valamint az eolikus formák adják, így például az alluviális síkságból eróziós peremmel emelkednek ki a löszhalmok. Ezek infúziós és típusos löszből épülnek fel. A Tisza és a Maros folyók mellékét holtágak és morotva-tavak teszik változatossá (5.1.2. ábra).

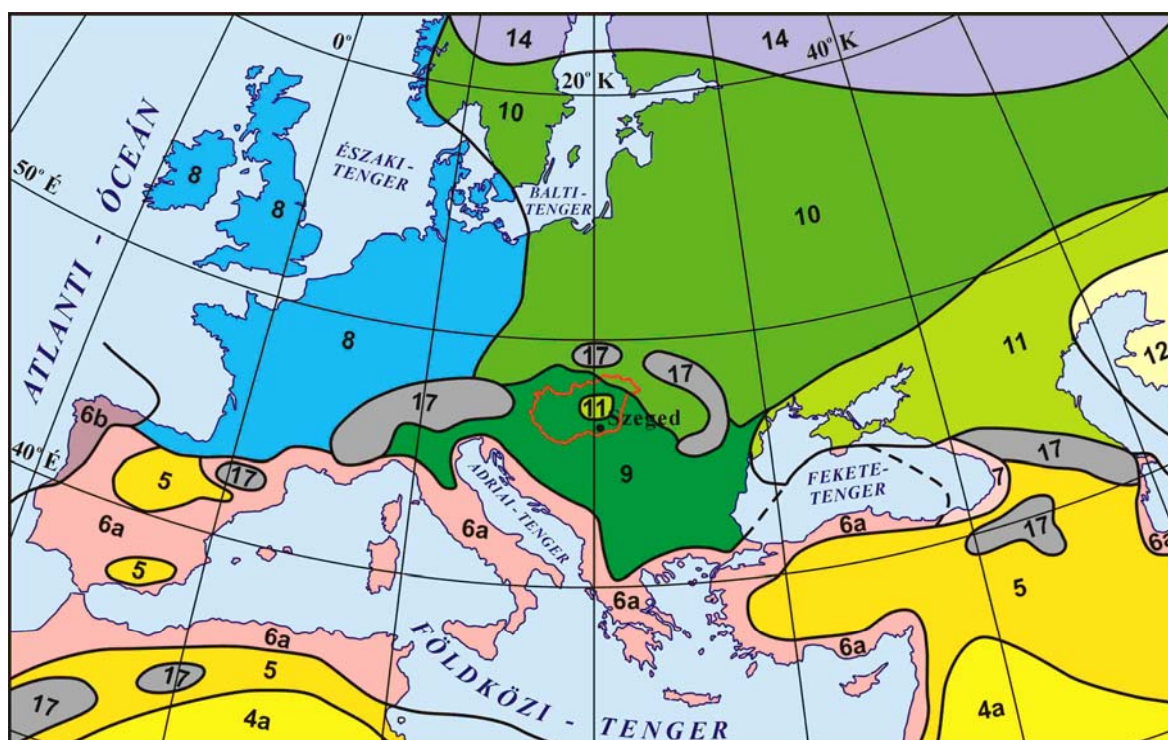


5.1.2. ábra Szeged földrajzi elhelyezkedése és az Alsó-Tiszavidék morfológiai térképe: (a) fiatal öntések térszíne; (b) pleisztocén kori löszből képződött kiemelkedés az ártérben; (c) óholocénban feltöltődött gyenge relieffel rendelkező térszín; (d) vízfelszín; (e) jelentősebb meander és morotva; (f) Szeged beépített területe (Frisnyák et al., 1978 után módosítva)

Az ősi növényzet maradványait a folyók menti ligeterdők, valamint a morotvák hí-nár- és mocsárvegetációi képviselik. Viszonylag nagy területeket foglalnak el a szikesek és a mocsárrétek. A talajok közül a réti öntéstalaj és a réti csernozjom a leggyakoribbak (Kevéiné Bárány, 1988).

5.2. Éghajlati jellemzők

A nagyléptékű éghajlati felosztást tekintve Magyarország nagyobbik része a Köppen-féle *Cf* (meleg-mérsékelt éghajlat, egyenletes évi csapadékeloszlással), vagy más felosztás szerint a Trewartha-féle *D.I* (kontinentális éghajlat, hosszabb meleg évszakkal) klímaövezetbe tartozik. Péczely (1984) azonban ez utóbbit a valóságos éghajlati viszonyok még jobb megközelítése érdekében módosította (5.2.1. ábra).



5.2.1. ábra Európa éghajlati övezetei a módosított Trewartha-féle felosztás szerint: (4a) zonális sivatag; (5) szubtrópusi sztyepp éghajlat; (6a) meleg nyarú mediterrán éghajlat; (6b) hűvös nyarú mediterrán éghajlat; (7) csapadékos nyarú szubtrópusi éghajlat; (8) enyhe telű óceáni éghajlat; (9) nedves kontinentális éghajlat hosszabb meleg évszakkal; (10) nedves kontinentális éghajlat rövidebb meleg évszakkal és hideg téllal; (11) mérsékelt övi sztyepp éghajlat; (12) mérsékelt övi sivatagi éghajlat; (14) szárazföldi szubpoláris éghajlat; (17) hegyvidéki éghajlat (Péczely, 1984)

Az országon belüli finomabb körzetekre bontáshoz más osztályozási módszert kell alkalmazni, amit a víz- és energiaellátottság különbözőségeinek figyelembevételével lehet megoldani (Péczely, 1979).

A vízellátottság mérésére a

$$H = Q^*/L \cdot p$$

ariditási index alkalmas, ahol Q^* – a sugárzási mérleg ($\text{MJm}^{-2}\text{év}^{-1}$), L – a párolgási hő (MJkg^{-1}) és p – a csapadék (mm). Ha a sugárzási mérleg országon belüli igen kis mértékű változásától eltekintünk, akkor az egységesen elfogadható értéket ($1760 \text{ MJm}^{-2}\text{év}^{-1}$) figyelembe véve a

$$H = 1760/2,5 \cdot p$$

kifejezés adódik, amelybe csak a csapadék évi összegét kell behelyettesíteni az ariditási index (H) kiszámításához. Az éghajlati körzetek kijelölésénél a következő fokozatokat alkalmazzák:

nedves	–	$H < 0,85$
mérsékeltten nedves	–	$0,85 < H < 1,00$
mérsékeltten száraz	–	$1,00 < H < 1,15$
száraz	–	$1,15 < H$

Az energia- vagy hőtényezőt a vegetációs időszak (április-szeptember) átlagos hőmérséklete (t_v) alapján lehet mérlegelni. Itt a kategóriák a következők:

hűvös	–	$t_v < 15,0^\circ\text{C}$
mérsékeltten hűvös	–	$15,0^\circ\text{C} < t_v < 16,5^\circ\text{C}$
mérsékeltten meleg	–	$16,5^\circ\text{C} < t_v < 17,5^\circ\text{C}$
meleg	–	$17,5^\circ\text{C} < t_v$

A két tényező elméletileg lehetséges 16 kombinációjából (éghajlati körzet) 12 realizálódik hazánk területén. Ezek a következők (*Pécze*ly, 1979):

1. meleg – száraz
2. meleg – mérsékeltten száraz
3. meleg – mérsékeltten nedves
4. mérsékeltten meleg – száraz
5. mérsékeltten meleg – mérsékeltten száraz
6. mérsékeltten meleg – mérsékeltten nedves
7. mérsékeltten meleg – nedves
8. mérsékeltten hűvös – nedves

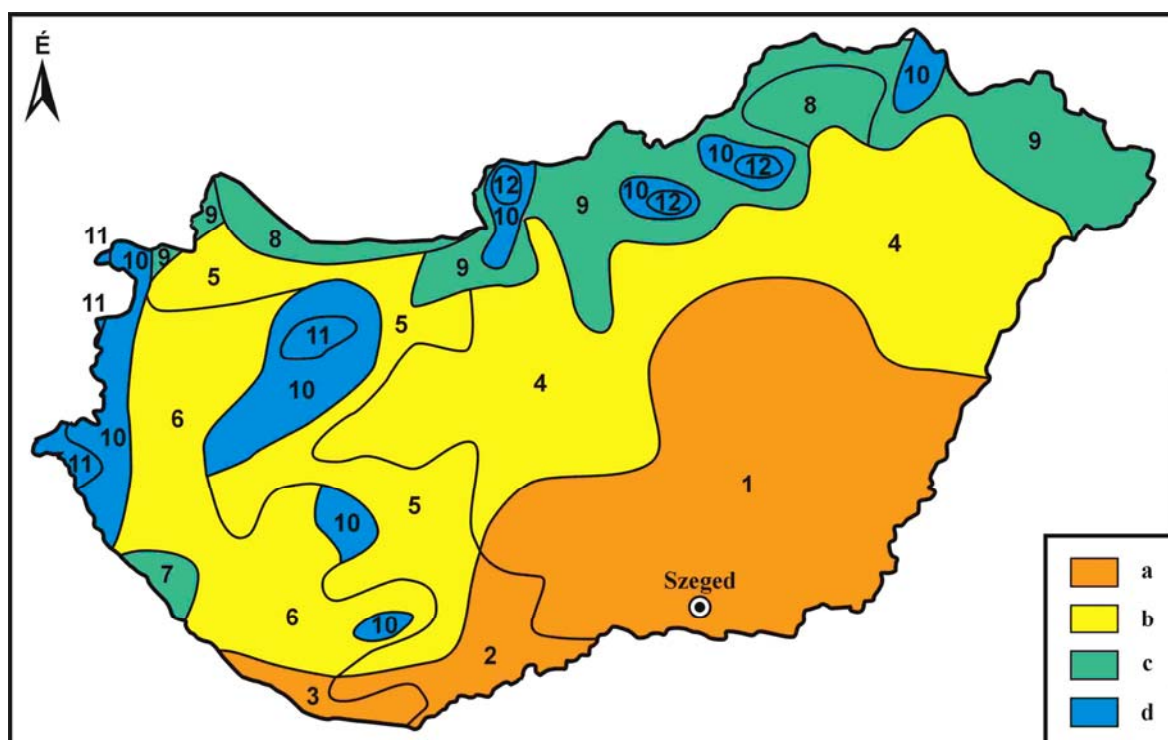
9. mérsékelt hűvös – száraz

10. mérsékelt hűvös – mérsékelt száraz

11. mérsékelt hűvös – mérsékelt nedves

12. hűvös – nedves

A körzetek földrajzi elhelyezkedésére az a jellemző, hogy az ország legnagyobb részén, főleg az alföldi területeken meleg – száraz és mérsékelt meleg – száraz éghajlat uralkodik (5.2.2. ábra). Szegedre és környékére határozottan a meleg – száraz klíma jellemző, vagyis a nyár meleg, aszályra hajlamos, bőséges a napfénytartam, aránylag kicsi a páratartalom és a felhőzet, télen kevés a hócsapadék, emiatt vékony a hótakaró.



5.2.2. ábra Magyarország éghajlati körzetei: (a) meleg: (1) meleg – száraz, (2) meleg – mérsékelt száraz, (3) meleg – mérsékelt nedves; (b) mérsékelt meleg: (4) mérsékelt meleg – száraz, (5) mérsékelt meleg – mérsékelt száraz, (6) mérsékelt meleg – mérsékelt nedves, (7) mérsékelt meleg – nedves; (c) mérsékelt hűvös: (8) mérsékelt hűvös – nedves, (9) mérsékelt hűvös – száraz, (10) mérsékelt hűvös – mérsékelt száraz, (11) mérsékelt hűvös – mérsékelt nedves; (d) hűvös: (12) hűvös – nedves (Péczely, 1979)

Tájékoztatóképpen a vizsgált térség átlagos havi és évi éghajlati adatait az 5.2.1. táblázat tartalmazza. Ezekből a klimatikus paraméterekből világosan látható, hogy a városi hősziget jelenségének tanulmányozására Szeged kifejezetten alkalmas, hiszen a gyakori nem túl csapadékos, nem nagyon széles és felhős időjárás kedvez a kisléptékű klimatikus folyamatok, így a városi hősziget kialakulásának is.

5.2.1. táblázat Szeged térségének havi és évi éghajlati átlagértékei (Péczeley, 1979, 1984)

	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>Á</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>Sz</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>év</i>
Globális sugárzás (MJm ⁻²)	114	177	325	456	594	635	655	567	410	273	122	83	4411
napfénytartam (h)	64	90	143	187	258	271	309	286	211	152	79	52	2102
felhőzet (%)	71	65	59	59	53	51	42	39	42	54	69	75	57
szélsebesség (m/s)	3,3	3,4	4,0	3,7	3,2	2,9	2,9	2,7	2,6	3,0	3,0	3,7	3,2
léghőm. (°C)	-1,2	0,6	6,3	11,4	16,8	20,0	22,4	21,4	17,5	11,9	5,9	1,4	11,2
maximum-hőm. (°C)	1,7	4,1	10,9	16,7	22,4	25,3	28,0	27,0	22,7	16,8	9,0	3,9	
minimum-hőm. (°C)	-4,4	-3,0	1,6	6,2	11,4	14,7	16,5	15,6	12,0	7,1	2,4	-1,0	
napi hőm. ingás (°C)	6,1	7,1	10,3	10,5	11,0	10,6	11,5	11,4	10,7	9,7	6,6	4,9	
párányomás (hPa)	5,1	5,3	6,7	8,6	12,0	14,5	15,2	14,6	12,6	10,1	7,7	6,0	9,8
relatív nedv. (%)	83	79	73	66	64	62	58	59	65	73	82	84	71
csapadék (mm)	32	34	38	49	61	68	51	48	47	52	52	41	573

6. A HŐSZIGET TERÜLETI SZERKEZETE

6.1. A vizsgált terület

Szeged DK-Magyarország legnagyobb városa (lakóinak száma 2001-ben 168.000 fő volt), fontos oktatási, kulturális és kereskedelmi központ. A település ÉK-i felén ömlik a Maros a Tiszába, amely a várost két részre osztja. Szeged közigazgatási területe hivatalosan 281 km² (melynek nagyobbik hányada a Tisza jobb partján helyezkedik el), ebből azonban az igazán városi és elővárosi területek csak kb. 25-30 km²-t foglalnak el és főleg a – lehetséges árvíz elleni védelemként szolgáló – körtöltésen belül helyezkednek el, így a vizsgálataink is ezekre a városrészekre koncentrálnak (6.1.1. ábra).

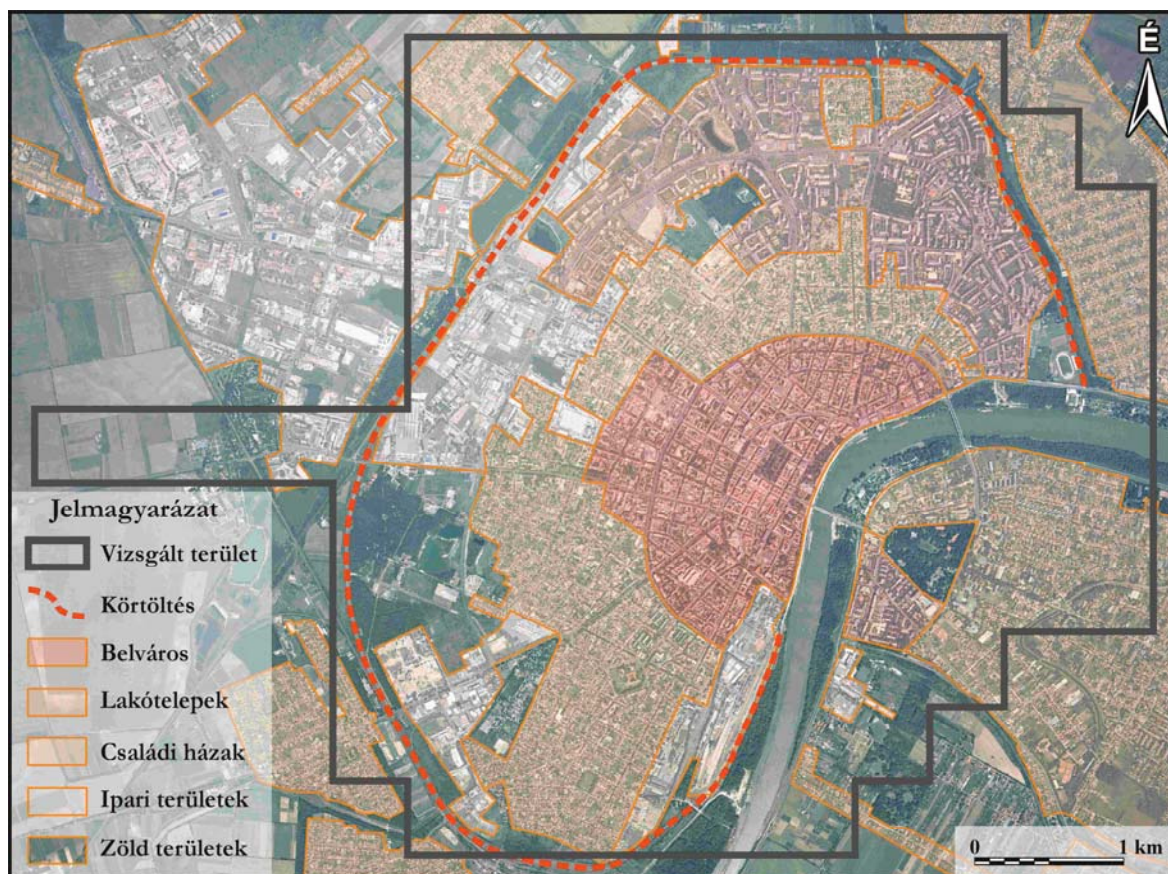
A város – 19. század végi újjáépítéséből adódó – szerkezeti sajátosságait a Tiszára, mint tengelyre támaszkodó sugárutas-körutas rendszer adja (6.1.1. ábra). Ennek az az előnye, hogy a városszerkezet jól áttekinthető tagozódást mutat, viszont hátránya, hogy így a forgalom a városmag felé koncentrálnak, amely maga után vonja az ezzel járó fokozottabb belterületi légszennyeződést is.

Az utóbbi néhány évtizedben (főleg 1968-78, s kisebb mértékben 1978-88 között) a város szerkezete jelentősen módosult a peremvárosi területeken létesült hatalmas méretű panelépítésű lakótelepek következtében. Létrehozásuk sajátos szerkezeti tagoltságot visz a városi morfortextúrába azzal, hogy a néhány emeletes házakkal sűrűn beépített centrum és a viszonylag új lakótelepek nagy vertikális kiterjedésű, de lazább elhelyezésű épületei között megmaradt egy alacsonyszintű, sok zöldterülettel és kerttel rendelkező vegyes városrész. Korábban ez a terület fokozatos átmenetet jelentett a sűrűn beépített városmag és a beépítetlen szabad területek között.

A városnak a következő szerkezeti-morfológiai típusai különíthetők el (6.1.1. ábra):

- Viszonylag sűrűn és egységesen beépített (2-4 emeletes) belváros, ahol a többségében keskeny utcákat magas házfalak zárják közre.
- Nagy panelépítésű lakótelepek, ahol az igen magas (4-10 emeletes), uniformizált épületek viszonylag ritkán helyezkednek el, és köztük nagy kiterjedésű, nyílt zöldterületek találhatók.
- Ipari és raktárházak körzetek, ahol a nagy alapterületű és kis magasságú csarnokok a jellemzők, melyek között a felszín többnyire szilárd burkolattal van el látva.

- Családi házas részek, ahol a kis alapterületű, egy-két szintes házak között kiterjedt nyílt területek találhatók, főként kerti növényekkel, fákkal.
- A városi parkok, a Tisza partján található galériaerdők és a külterületek már jellemzően növényzettel fedettek, épület vagy szilárd burkolat ezeknek a területeknek csak kis százalékán fordul elő.



6.1.1. ábra A vizsgált terület és Szeged generalizált szerkezeti-morfológiai típusai

Korábbi vizsgálatainkból (Unger *et al.*, 1999, 2000, 2001a) következően a Tisza keskeny vízfelületének hatása szinte teljesen elhanyagolható. Ennek a ténynek, illetve a város már tárgyalt fekvésének, domborzati viszonyainak, méretének és szerkezetének köszönhetően Szeged rendkívül kedvező feltételeket kínál a városklíma kutatásokhoz.

6.2. Kutatási módszerek, adatgyűjtés és feldolgozás

6.2.1. Kartográfiai, térinformatikai alapok

A városi hősziget térképezésének és az eredmények megjelenítésének kiindulási alapjául az Egységes Országos Vetületben (EOV) készült Egységes Országos Térképrendszer (EOTR) 1:10.000 méretarányú földmérési-topográfiai térképei szolgáltak. A várost és

környékét ábrázoló (27-323, 27-332, 27-341, 27-342 és 27-343 számú) szelvényeknek két különböző jellegű felhasználása történt.

A 6.1.1. *ábra* mintájú szemléltetés bázisa egy olyan digitális ortofotó, amely csak ránézésre tűnik egyszerű képnek, valójában több annál, hiszen geometriai jellegét tekintve térkép, mivel a légifelvétel ortokorrekciójának elvégzése után a rajta megjelenő tárgyak a síkrajzi helyükre kerültek. A pontos ortofotóhoz szükséges illesztőpontok adatai az EOTR 1:10.000 méretarányú földmérési-topográfiai térképeiről származtak, akárcsak az ortofotó előállításához nélkülözhetetlen domborzatmodell alapját képező digitalizált szintvonalak is. A 2003-ban 6100 m magasból készült 1:40.000 méretarányú kiindulási légifotóból az Erdas Imagine 8.6 felhasználásával készült el a digitális ortofotó.

A 6.2.1. *ábra* típusú bemutatás esetén Szegednek és a környező területeknek a generalizált digitális térképe közvetlenül az említett méretarányú és számú térképszelvények alapján készült el ebben a rendszerben, MapInfo Professional 6.0 térinformatikai szoftver alkalmazásával.

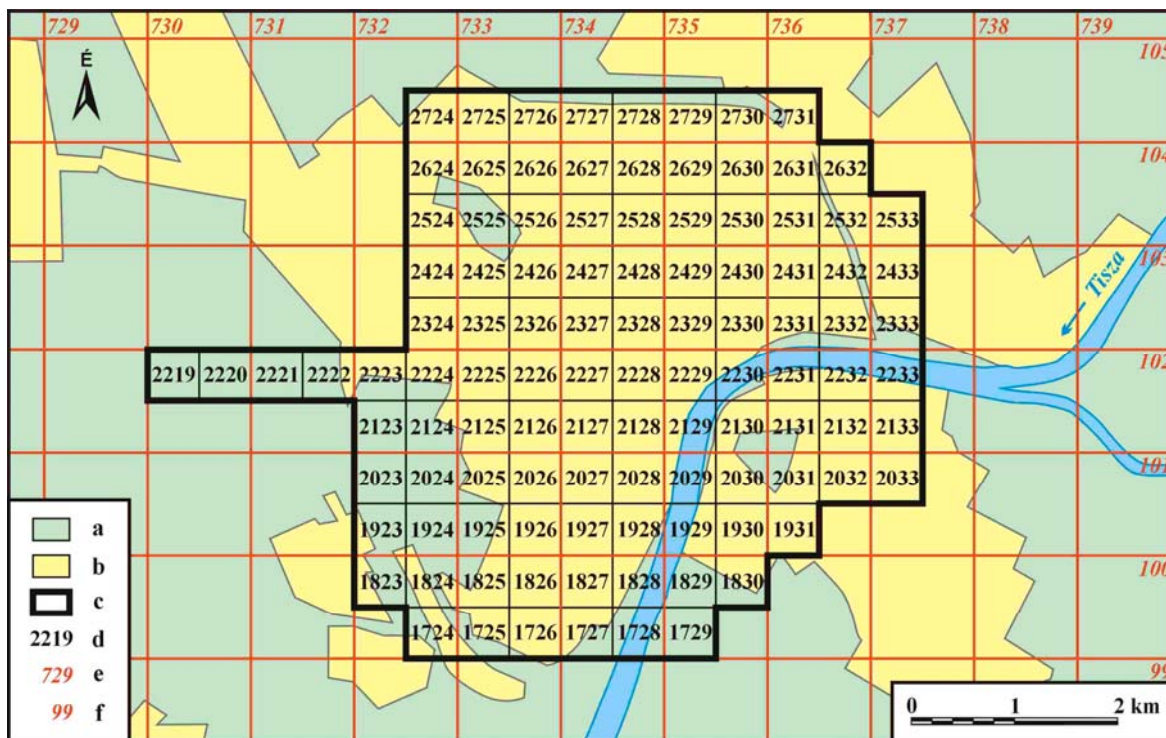
A városi hősziget és az azt meghatározó felszíni paraméterek területi szerkezetét bemutató tematikus térképek kartogrammódszer és izovonalmódszer alkalmazásával készültek. Az előbbi részletes bemutatására a 8. fejezetben kerül majd sor, az izovonalak szerkesztését pedig Surfer 7.0 térinformatikai szoftver segítségével standard Kriging eljárással, adatsűrítés nélkül végeztük.

6.2.2. Hőmérséklet

Az 1999-ben indult szegedi városklíma projekt keretében a kutatások a település közigazgatási területének belső részeire irányulnak. Szegedet és közvetlen környékét – így természetesen benne a vizsgált területet is – tehát a már említett EOTR 1:10.000 méretarányú térképeinek kilométerhálózati vonalai alapján 500 m oldalhosszúságú négyzetes cellákra, azaz gridekre (rácshálózatra) osztottuk fel. A különböző cellák korrekt azonosítása érdekében pedig az egyes grideket speciális – és a későbbiekben a kutatás igényeinek megfelelően zökkenőmentesen bővíthető – számozással láttuk el (6.2.1. *ábra*).

Ugyanilyen, 0,25 km² területű gridcellákat alkalmaztak korábban már több más városklíma-kutatásnál (pl. *Jendritzky and Nübler*, 1981; *Park*, 1986.), de hasonló cellamérettel találkozhatunk napjaink több más ilyen jellegű projektjében is (pl. *Lindberg et al.*, 2003; *Long et al.*, 2003). Az általunk tanulmányozott terület 107 négyzetből áll (azaz 26,75 km²-re terjed ki), mely Szeged városi és elővárosi negyedeit foglalja magába. Az ezeken kívül eső részek főleg falusi, illetve vidéki jellegűek, ezért nincsenek benne a

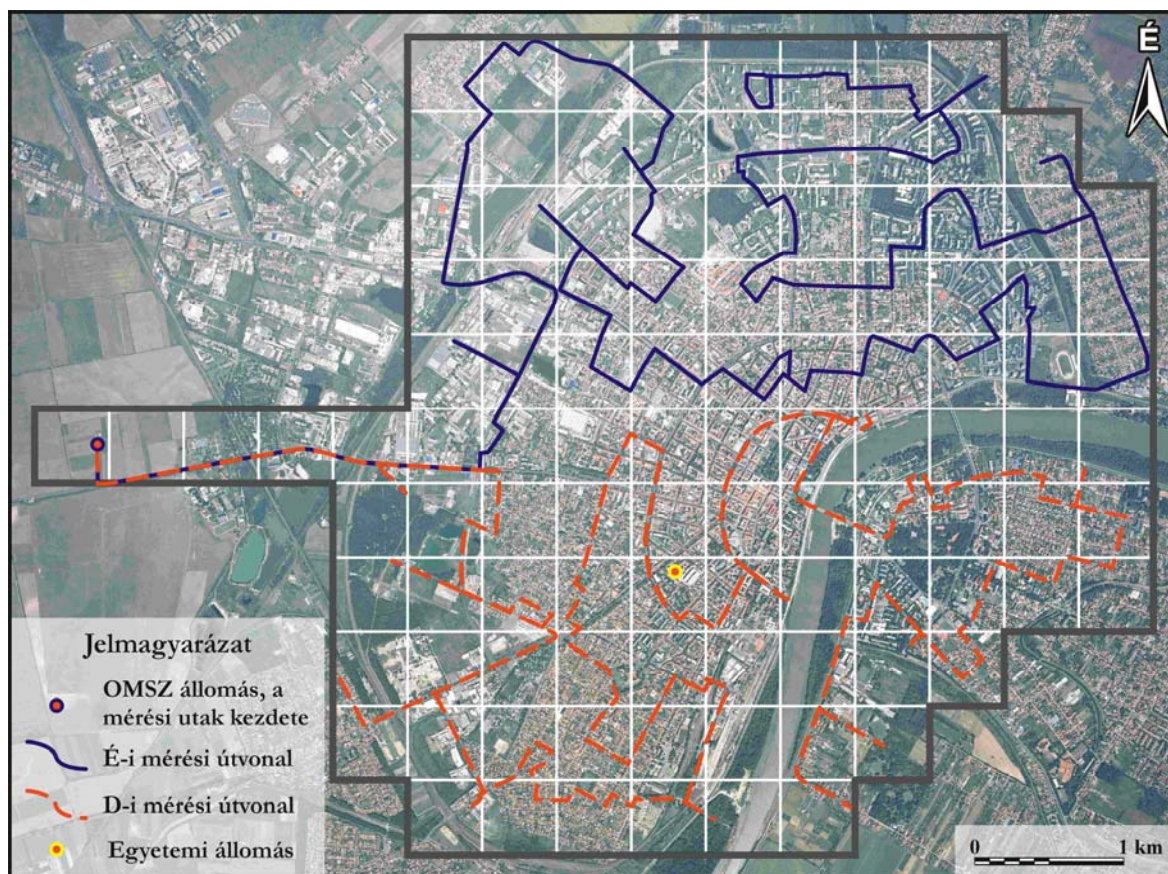
gridhálózatban, kivéve a város Ny-i peremének négy celláját, melyek szükségesek a vidéki és a városi területek hőmérsékleti különbségének megállapításához.



6.2.1. ábra A vizsgált terület gridcellákra osztása: (a) mezőgazdasági és szabad terület; (b) beépített terület; (c) a vizsgált terület határa; (d) gridcellák száma; (e) y EOTR koordináta, kilométerben megadva; (f) x EOTR koordináta, kilométerben megadva

A maximális UHI intenzitás vizsgálata mérőkocsival gyűjtött adatokon alapult, még hozzá a 2002. április és 2003. március közötti időszakban. A személygépkocsival végzett mobil mérést egyébként általános eljárásnak tekinthetjük bizonyos városklíma jellemzők detektálására (pl. *Oke and Fuggle, 1972; Moreno-Garcia, 1994; Eliasson, 1996; Yamashita, 1996; Voogt and Oke, 1997; Klysik and Fortuniak, 1999; Comrie, 2000; Santos et al., 2003*).

A gridcellák nagy száma és ebből következően a szükséges mérési útvonal hossza miatt a területet két részre kellett osztani. Az É-i szektor 54 négyzetből ($13,5 \text{ km}^2$), a D-i szektor pedig 53-ból ($13,25 \text{ km}^2$) áll. Az útvonalak teljes (tehát oda-vissza mért) hossza 68 illetve 66 km az É-i illetve a D-i szektorban, amelyeknek a bejárása egy-egy mérőautóval kb. 3-3 órát vett igénybe (6.2.2. ábra). Minden grid meglátogatása és a hőmérsékleti értékek egy időpontra vonatkozó átszámítása megkövetelte az ilyen hosszú idejű mérést és az ugyanazokon az útvonalakon való visszatérést.



6.2.2. ábra A mérési hálózat és a mérési útvonalak Szegeden (2002. április – 2003. március)

Ahhoz, hogy kellő mennyiségű léghőmérsékleti adattal rendelkezünk a vizsgált területről és időszakból, a hónapok első, középső illetve utolsó harmadában végeztük a mobil méréseket. Az összesen 35 alkalommal végrehajtott mérések (részletesen lásd az *1. mellékletben*) biztosítják azt, hogy különböző időjárási helyzetekben (hulló csapadék kivételével természetesen) az UHI maximális kifejlődésének mértékéről részletes információkat kapjunk a teljes vizsgált területre nézve.

A nemzetközi szakirodalom (pl. Oke, 1987) és az ezzel a területtel foglalkozó korábbi szegedi kutatások (Boruzs és Nagy, 1999; Unger és Sümeghy, 2000) tapasztalatai alapján az adatgyűjtést az adott útvonalak esetén úgy kellett időzíteni, hogy az UHI maximális kifejlődésének naplemente után 4 órával várható időpontja (a referenciaidő) előtt 1,5 órával kezdjük meg és utána 1,5 órával fejezzük be. A mért értékek átszámításnál felhasználtuk, hogy a hőmérséklet nagyjából lineárisan változott a mérés ideje alatt, azaz a naplementét követő órákban (Unger et al., 1999). Ennek az az eljárásnak a helyességét külföldi vizsgálatok is alátámasztották, azzal a kiegészítéssel, hogy az eltérő hűlési gradiensek miatt ez csak hozzávetőlegesen igaz a külvárosi, elővárosi területekre (Oke and Maxwell, 1975).

Az észlelést végző mindkét mérőautó 0,01°C-os érzékenységgű, sugárzásvédelemmel ellátott automata hőmérsékleti szenzorral (LogIT HiTemp) volt felszerelve (6.2.3. ábra), amely az autók belsejében elhelyezett hordozható digitális LogIT SL adatgyűjtőkhöz (DCP Microdevelopments and SCC Research) kapcsolódott. A gyűjtők az adatokat 10 másodpercenként rögzítették, amely az autók átlagosan 20-30 kmh⁻¹-s sebességénél azt jelentette, hogy a mérési pontok között átlagosan 55-83 m volt a távolság a mérési útvonalak mentén. Természetesen a közlekedési viszonyok miatt nem lehetett mindig egyenletes sebességgel haladni, de a mérések késő esti órákban történő végzése miatti kis forgalom nem bizonyult jelentős akadályozó tényezőnek. A feltétlenül szükséges megállások – pl. piros lámpa, sorompó – során rögzített adatokat értelemszerűen utólag töröltük az állományból. Az említett sebességtartomány pedig elegendő volt ahhoz, hogy megfelelő szellőzést biztosítson a szenzor számára, s így az minden pillanatban valóban a környező levegő hőmérsékletét rögzítse. A szenzort 1,45 m magasan és 0,60 m-rel a kocsik eleje előtt helyeztük el egy rúdon (6.2.3. ábra), hogy a motorból és a kipufogóból származó hő hatása ne befolyásolja a mért értékeket – hasonlóan Ripley *et al.* (1996) Kanadában, Saskatoonban alkalmazott eljárásához.



6.2.3. ábra Az egyik mérőautó a rúdra szerelt hőmérsékleti szenzorral

Az összegyűjtött hőmérsékleti értékeket cellánként átlagoltuk és átszámítottuk az adott mérésre jellemző referenciaidőre, ami minden esetben a már említett, napnyugta utá-

ni negyedik óra volt. A maximális abszolút UHI intenzitást, azaz a város és környezetének napi maximális hőmérsékleti különbségét (ΔT) a következőképpen értelmezhetjük cellánként:

$$\Delta T = T_{\text{cella}} - T_{\text{cella(Ny)}} \quad (^\circ\text{C})$$

ahol T_{cella} – az aktuális városi grid hőmérséklete, $T_{\text{cella(Ny)}}$ – pedig a vidékinek tekintett legnyugatibb cella hőmérséklete, amelyben az OMSZ szegedi obszervatóriuma is található (6.2.2. ábra).

Mint látni fogjuk, a hősziget szerkezetének összehasonlító tanulmányozása során az abszolút intenzitás ($^\circ\text{C}$) vizsgálata mellett előnyösnek bizonyul majd az úgynevezett normalizált intenzitás – ΔT_{norm} (0 és 1 közötti dimenzió nélküli érték) – használata is (Sümeghy és Unger, 2003c, 2004a), amely a következőképpen származtatható:

$$\Delta T_{\text{norm}} = (T_{\text{cella}} - T_{\text{cella(Ny)}}) / (T_{\text{cella(max)}} - T_{\text{cella(Ny)}})$$

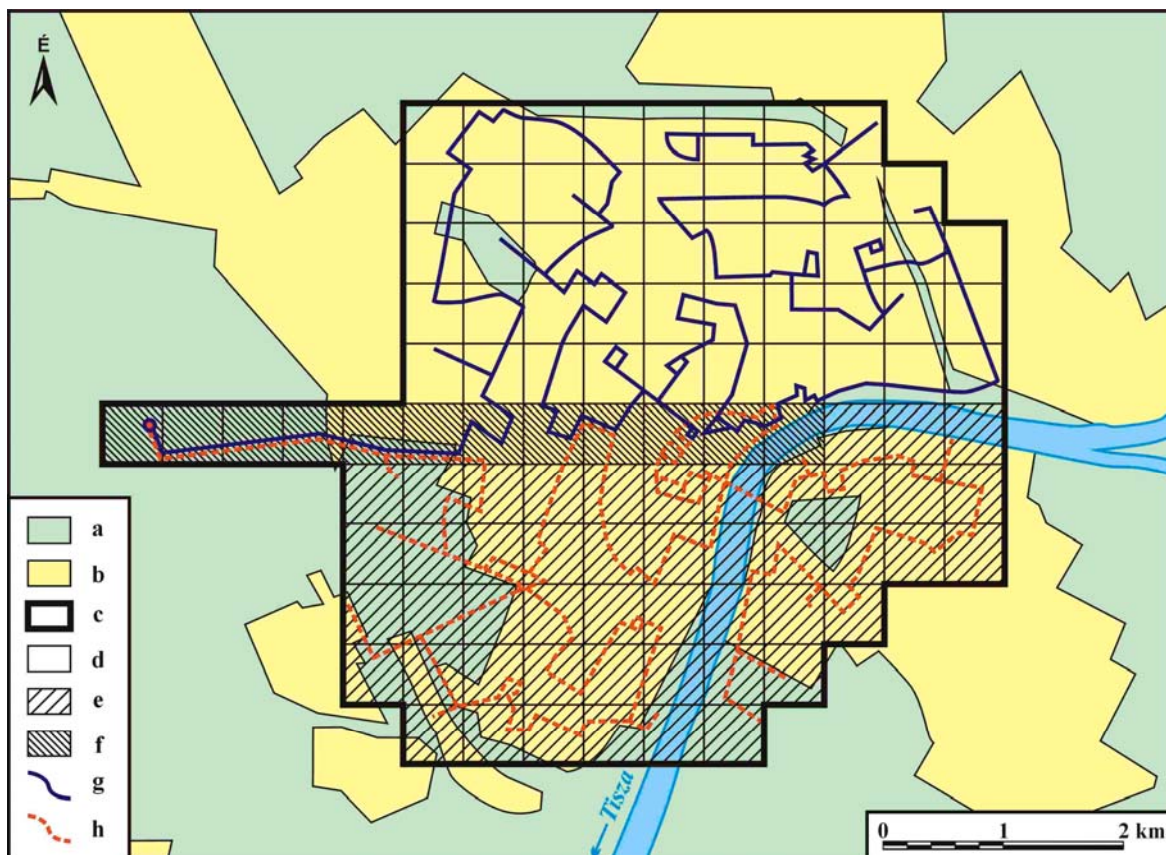
ahol $T_{\text{cella(max)}}$ – annak a városi gridnek a hőmérséklete, amely az adott napi észlelés esetében a vizsgált cellák között a legmelegebb volt.

A maximális UHI intenzitás mobil mérésekkel történő vizsgálata az említetteknek megfelelően nem 2002-ben, hanem 1999-ben kezdődött Szegeden, s az első (gyakorlatilag előtanulmánynak tekinthető) észlelési kampány 1999. március és 2000. február között zajlott. Ennek területe és módszerei lényegében megegyeztek a fentiekben ismertetettekkel, ezért most csak az eltéréseket vázolom fel.

1999. március és 2000. február között a mérések kb. heti rendszerességgel történtek, s összesen 48 adatgyűjtés volt (részletesen lásd a 2. mellékletben). Ez azonban csak látszólag jelent több információt, ugyanis akkor még csak egy mérőautóval folyt a munka, ezért az egyik alkalommal kizárólag az É-i, másik alkalommal pedig csak a D-i részt jártuk be (6.2.4. ábra). A mérési szektorok kiterjedése és az útvonalak hossza is eltért valamilyen a már bemutatottól: az É-i szektor 59 négyzetből ($14,75 \text{ km}^2$), a D-i szektor 60 ből (15 km^2) állt, s a folyamatos átmenet biztosítására (illetve a később tárgyalandó keresztmetszet menti mérések megalapozása érdekében) a kettő között egy 12 gridből (3 km^2) álló közös rész is van. Így a mérési útvonalak teljes (tehát itt is oda-vissza mért) hossza valamivel hosszabb, 75 illetve 68 km volt az É-i illetve a D-i szektorban.

További különbség volt, hogy az első méréssorozatban az akkor még kevésbé korszerű kisebb gyűjtő az adatokat csak másfélszer ritkább (16 másodperces) időközönként

tudta rögzíteni, amely az autó átlagos 20-30 kmh⁻¹-s sebességénél azt jelentette, hogy a mérési pontok között átlagosan 89-133 m volt a távolság a mérési útvonalak mentén.



6.2.4. ábra A vizsgált terület és a mérési útvonalak Szegeden (1999. március – 2000. február): (a) mezőgazdasági és szabad terület; (b) beépített terület; (c) a vizsgált terület határa; (d) É-i szektor; (e) D-i szektor; (f) közös átfedő rész; (g) É-i mérési útvonal; (h) D-i mérési útvonal

6.2.3. Beépítettség

A területhasználat legfőbb, generalizált paramétereinek meghatározása SPOT XS űrfelvételek kiértékelésével történt, kombinálva a Földrajzi Információs Rendszer (Geographical Information System – GIS) módszerével (Unger *et al.*, 2000). A felvételek felbontása, vagyis egy pixel nagysága 20 x 20 méter volt, amelynek révén kisebb területi egységek jellegzetességeit is fel lehetett tárni. Az úgynevezett Normalizált Vegetációs Index (Normalised Difference Vegetation Index – NDVI) értékeit a pixelek értékeiből a következő egyenlet adja meg (Gallo and Owen, 1999):

$$NDVI = (IR - R) / (IR + R)$$

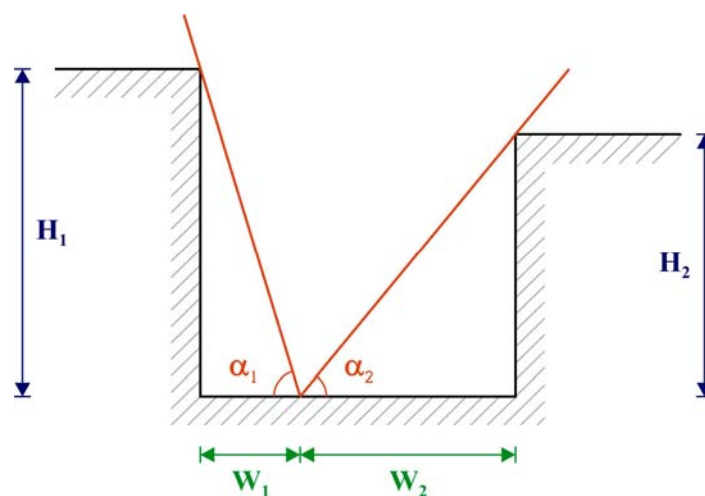
ahol IR – a pixel reflektancia értéke a közeli infravörös (0,72-1,1 µm) sávban és R – a pixel reflektancia értéke a vörös (0,58-0,68 µm) tartományban. Az NDVI értékek +1 és -1

között váltakoznak a zöldfelületek arányában: ha erdős vegetáció fedi a területet, akkor kb. 1, ha füves vegetáció, akkor 0,2-0,5 között van, ha pedig kopár sziklafelszín vagy aszfalt burkolat, akkor az érték -1 felé közelít. Így e mutató segítségével a zöldfelületeken kívül a beépített, a vízzel borított és az egyéb felszínek gridcellákon belüli arányát is el lehet különböztetni.

A beépítettség (B) mértéke – azaz annak aránya, hogy a felszínt milyen hányadban borítják mesterséges objektumok (pl. parkolók, utak, járdák és épületek) – a város klíamódosító hatásának egyik legfontosabb tényezője. Mivel a meghatározására használt űrfelvételek 1992-ben készültek és azóta Szegeden néhány helyen viszonylag jelentős építkezések zajlottak le, ezért a pontosabb kép érdekében ezek a százalékos értékek a városról 2003-ban készült ortofotókon történt területmérés segítségével frissítésre kerültek. Az így kapott beépítettségi mutató tehát már az új évezred első éveire vonatkozó értékeket tükrözi (részletesen lásd a 3. mellékletben).

6.2.4. Égboltláthatóság

A városi hőszigetet befolyásoló tényezők általános áttekintése során már bemutattam az égboltláthatóságnak az UHI maximális értékére gyakorolt hatását. Ezért az SVF értékeinek meghatározása közelebb visz minket a városi hősziget kialakulásának megértéséhez. Számos megoldás ismeretes a paraméter kiszámítására: teodolitos mérés segítségével (Szakály, 1962), halszemoptikával felszerelt fényképezőgéppel készített fényképek kiértékelésével (Oke, 1981; Barring, 1985; Park, 1987; Holmer et al., 1992), digitális kamerával, vagy automata tetőréteg analízátorral (Grimmond et al., 2001).



6.2.5. ábra Egy nem-szimmetrikus utcakeresztmetszet a felszínen lévő mérési ponttal

Vizsgálataink során teodolit segítségével mértük meg az SVF értékeit a következő módon. A mérési útvonal mentén kb. 100 méterenként meghatároztuk azokat az α_1 és α_2 szögeket, amelyek az utca két oldalán lévő épületek legmagasabb pontjára vonatkozó emelkedési szögeket jelentik (6.2.5. ábra). E szögek segítségével kiszámolhatóak a H_1 és H_2 magasságú határoló falak fal-láthatósági mutatói (wall view factor – WVF_1 és WVF_2), illetve ez utóbbi értékekből a teljes SVF a következő képletek felhasználásával (Oke, 1988b):

$$WVF_1 = (1 - \cos\alpha_1) / 2 \quad \text{ahol } \alpha_1 = \tan^{-1}(H_1/W_1)$$

$$WVF_2 = (1 - \cos\alpha_2) / 2 \quad \text{ahol } \alpha_2 = \tan^{-1}(H_2/W_2)$$

$$SVF = 1 - (WVF_1 + WVF_2)$$

6.3. Eredmények

6.3.1. Abszolút hősziget intenzitás

6.3.1.1. A maximális hősziget intenzitás

A 2002. április és 2003. március közötti (és az 1999. március és 2000. február között végzett előtanulmány jellegű) mérési sorozat célja a városi hősziget területi eloszlásának föltárása volt a napi menetben mutatkozó maximális kifejlődés legvalószínűbb idejében (azaz napnyugta után kb. 3-5 órával). A mérések legnagyobb UHI intenzitás értékei természetesen a kisléptékű klimatikus különbségek kialakulásának kedvező tiszta és szélcsendes időjárású napokról származtak. A nemzetközi szakirodalomban az európai városok és környezetük között jelentkező maximális hőmérsékleti eltérés számítására két, a különbséget a települések lakosságszámának (P) függvényében becsülő egyenlet is található:

$$\Delta T_{\max} = 2,01 \cdot \lg P - 4,06 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Oke, 1973})$$

$$\Delta T_{\max} = 1,92 \cdot \lg P - 3,46 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Park, 1987}).$$

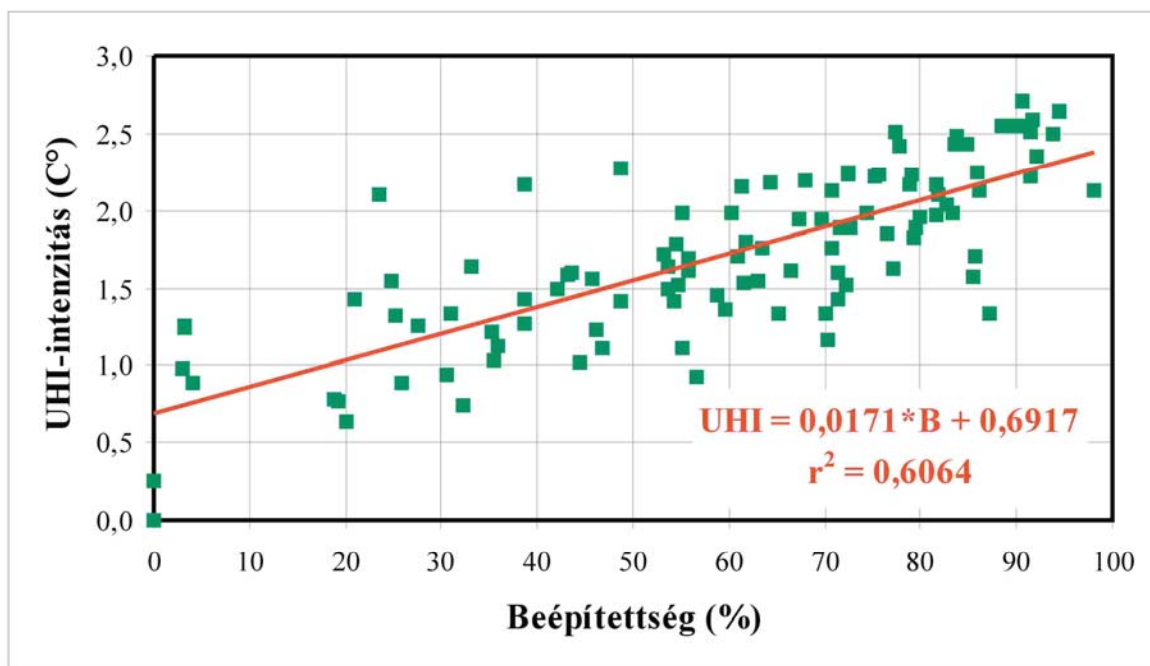
Az így ($P = 168.000$) számított elméleti maximális hősziget intenzitás Szegeden az első egyenlet alapján $6,44^\circ\text{C}$ -nak, a második alapján pedig $6,57^\circ\text{C}$ -nak adódik. Mérési tapasztalataink szerint azonban ezeknél a becsült maximum értékeknél nagyobb (1. melléklet), sőt akár a 8°C -ot is megközelítő UHI intenzitások (6. melléklet) is előfordulhatnak a valóságban. Ezt a megfigyelést az 1977. július és 1981. május közötti észlelési sorozat is

alátamasztja, amely a minimum hőmérsékletek vizsgálatakor 8,2 °C-os legnagyobb különbséget mutatott ki a város és környezte között (Unger, 1997a; Sümeghy és Unger, 2003c). Ez felhívja a figyelmet arra, hogy a maximális hősziget intenzitás lakosságszám alapján történő becslése csak kellő óvatossággal kezelhető közelítő értéket ad, hiszen ez a jelenség számos (a települések lélekszámával nem mindig szoros kapcsolatban álló) tényező bonyolult kölcsönhatásának eredményeként alakul ki.

6.3.1.2. A városi paraméterek és a hősziget kapcsolata

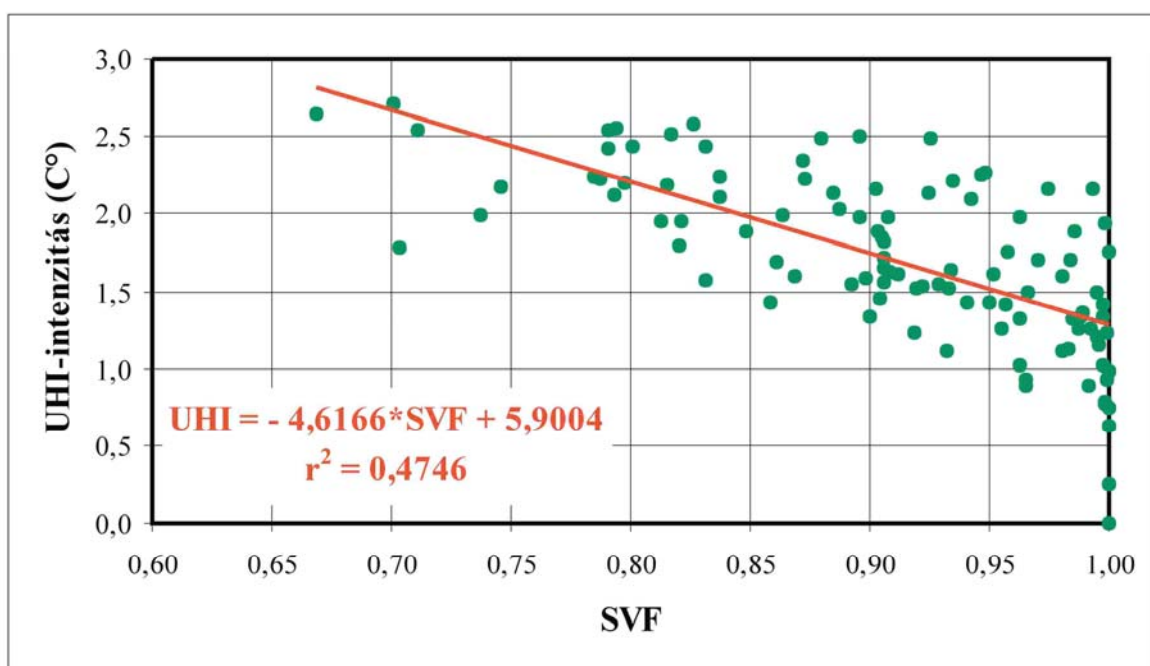
A kapcsolatkeresés során az évi átlagos maximális UHI intenzitás (2002. április – 2003. március) és a rendelkezésre álló felszíni mutatók (B és SFV) értékei közötti összefüggéseket páronként összehasonlító diagramok segítségével ábrázolom és elemzem. Ennek során meghatározom a két paraméter és a hősziget közötti sztohasztikus kapcsolat szorosságára vonatkozó lineáris regressziós egyenesek képleteit (az $y = a \cdot x + b$ általános alaknak megfelelően), illetve a korrelációs együttható (r) értékeit.

Elsőként tekintsük a beépítettség és az átlagos maximális UHI intenzitás cellánkénti értékei közötti összefüggést (6.3.1. ábra). A diagramról leolvasható, hogy pozitív jellegű kapcsolat áll fenn e két paraméter között, azaz a beépítettség értékének növekedésével nő a város és környéke közötti hőmérsékleti különbség értéke is. A lineáris kapcsolat szorosságát a korrelációs együttható magasnak mondható értéke ($r = 0,7787$) támasztja alá, ugyanis ennek az értéknek az elfogadási tartománya – 107 elem esetén, 1%-os szignifikancia szinten – $r = 0,25$ (Péczeley, 1979), tehát azon null-hipotézisünk, miszerint a két paraméter között nincs kapcsolat, egyértelműen elvethető.



6.3.1. ábra Az évi átlagos UHI intenzitás és a beépítettség kapcsolata ($n = 107$)

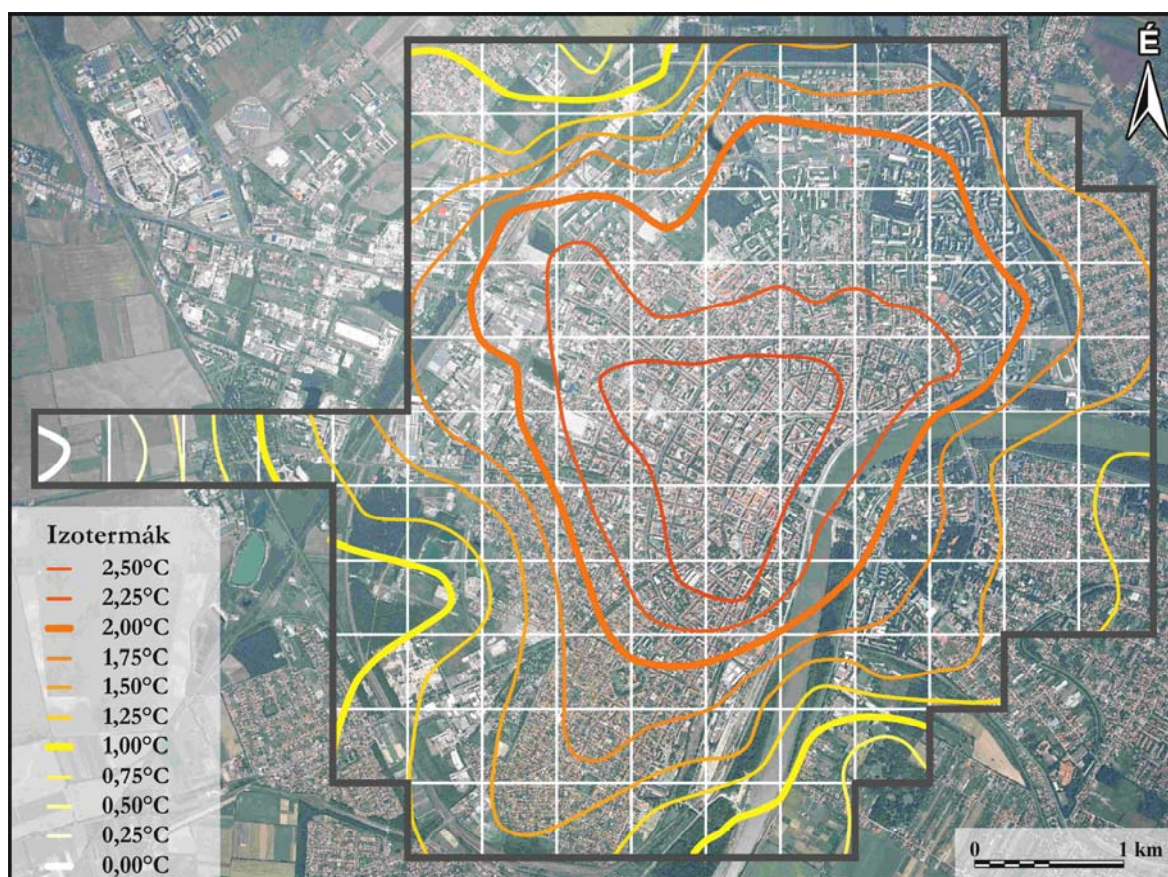
Az SVF és az átlagos maximális UHI intenzitás cellánkénti értékei közötti összefüggést a 6.3.2. ábrán láthatjuk. A diagramról leolvasható, hogy e két paraméter közötti kapcsolat jellege fordított arányú, azaz az SVF értékének (az égbolt nyitottságának) növekedésével csökken a hőmérséklet értéke is. A lineáris kapcsolat szorosságát a korrelációs együttható szintén magasnak mondható értéke ($r = -0,6889$) bizonyítja, tehát a beépítettséghez hasonlóan itt is reális kapcsolat áll fenn.



6.3.2. ábra Az évi átlagos UHI intenzitás és az SVF kapcsolata ($n = 107$)

6.3.1.3. Az átlagos maximális városi hősziget területi struktúrája

A 2002. április és 2003. március közötti mérési sorozat alapján szerkesztett éves átlagos maximális UHI koncentrikushoz közeli alakot mutat (6.3.3. ábra). Erősebb eltérések ettől a formától csak Szeged ÉK-i és ÉNy-i részein figyelhetők meg, amelyek egybeesnek a nagy panelépítésű lakótelepek területével. Péczely (1979) – valószínűleg még kevés adaton alapuló – megállapításával ellentétben az elsődleges hősziget nem helyeződött át ide a város centrumából. A hőmérsékleti gradiens legnagyobb értékei ($1,5\text{--}2,5^\circ\text{Ckm}^{-1}$) a hősziget É-i, DK-i és Ny-i részein mutatkoznak, amelynek az az oka, hogy itt Szeged különféle szerkezeti-morfológiai típusai keskeny sávban, gyorsan váltják egymást. Megfigyelhető még az is, hogy a Tisza mentén az izotermák kissé „behúzódnak” a város belsőbb területei felé, azonban ez a hatás nem túl erős. Jól látható, hogy az izotermáknak az elméletben vázolt ideális alaktól eltérő futása hűen követi a város szerkezeti-morfológiai változásait.



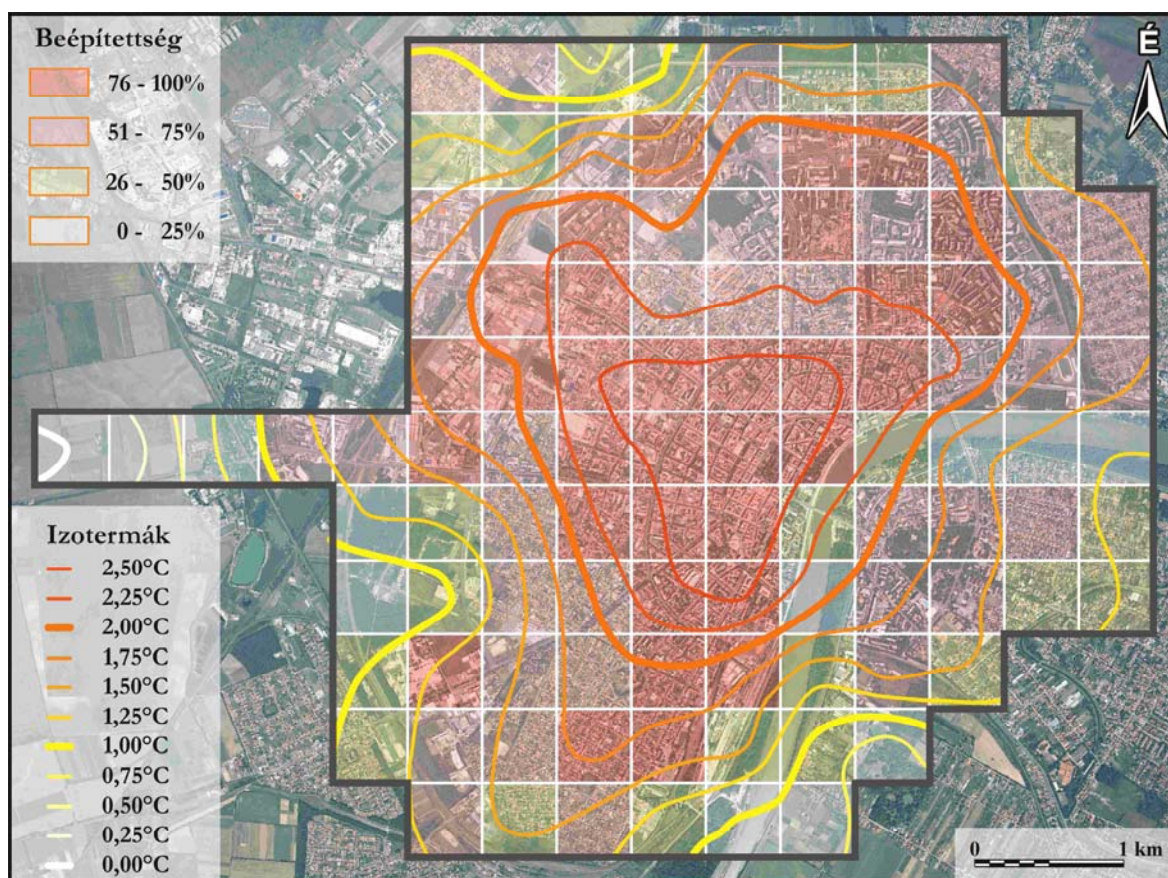
6.3.3. ábra Az átlagos maximális UHI területi szerkezete Szegeden (2002. április – 2003. március)

Az átlagos maximális hősziget intenzitás és a beépítettség között meglévő, statisztikailag is igazolt reális kapcsolatot térben szemlélteti a 6.3.4. ábra. A beépítettség értéke 0 és 100% között változhat. Esetünkben az alsó határa (0%) a legnyugatibb cellában van: itt

található a meteorológiai állomás és ez szolgál viszonyítási területként az UHI erősségének kiszámításakor. Az elméleti maximális beépítettségi arány (100%) egyik cellában sem található meg, azonban ahhoz közeli értékek nagy számban fordulnak elő (3. melléklet).

Szeged a beépíttség szempontjából viszonylag koncentrikusnak tekinthető. Ahol ez a koncentrikusság megtörik, ott a hősziget szerkezetén is láthatjuk ennek nyomait. Erre példa a központi cellától ÉK-re és ÉNy-ra található, már említett két anomália. A beépíttség változása a terület Ny-DNy-i részén is hasonló következményekkel jár. Itt zöldterületek és tavak szakítják meg a városi felszínt és ennek hatására az UHI gyengül. A Tisza alacsony beépíttségű területe jól magyarázza a hőmérsékleti mező kismértékű megváltozását (6.3.4. ábra).

A vízborítás értékeinek területi szerkezetét illetően nem lehet általános következtetéseket levonni, ezért nem is vizsgálom részletesen. Ennek az az oka, hogy cellánkénti átlagos értéke a terület egy jelentős részén nulla, vagy nullához közeli értéket vesz fel (3. melléklet). Nyilvánvalóan a Tisza mentén lesz a vízborítás értéke a legmagasabb (akár 35-40%) és a mérési terület DNy-i részén található tavak is jelentősen növelik az adott gridcellák vízfelszín értékeit.

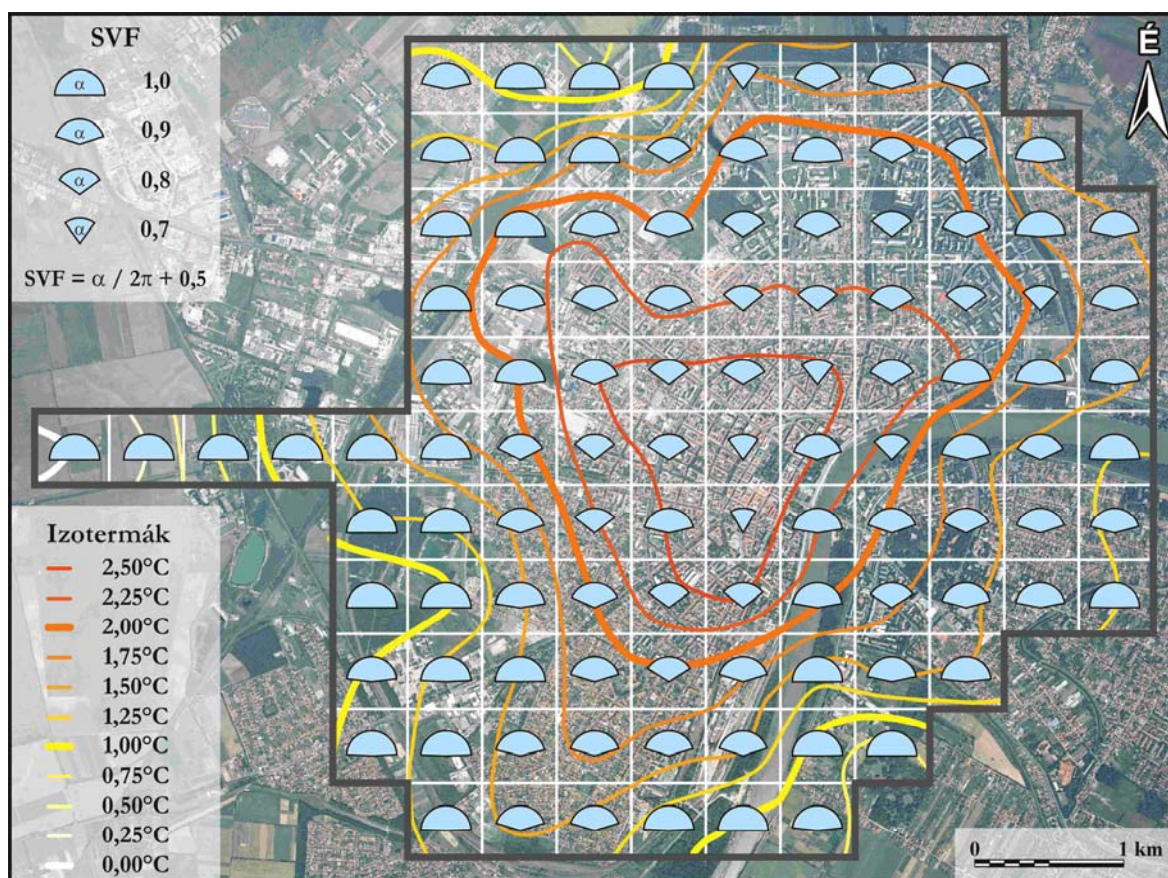


6.3.4. ábra A beépítettség és az átlagos maximális UHI (2002. április – 2003. március) területi szerkezetének kapcsolata Szegeden

Az SVF értékei 1 és 0,668 között váltakoznak a vizsgált területen. Az 1-es érték azokra a (zöld vagy szabad) területekre vonatkozik, ahol az égbolt egésze látható. A 0,668-as érték annyit jelent, hogy az égbolt az adott cellában átlagosan 66,8%-ban látható, azaz a környező épületek az égbolt 33,2%-át kitakarják.

Az égboltláthatóság értékeinek cellánkénti átlagait és a hősziget kapcsolatát szemléletesen a 6.3.5. ábra mutatja be. Az SVF területi eloszlására kevésbé jellemző a koncentrikus elhelyezkedés, inkább szigetszerűen fordulnak elő az alacsony, illetve magas értékű területek. Magas égboltláthatósági értékkel jellemezhető a külterületi részek, vagy például a Tisza-part. Az alacsony SVF értékek a belvárosi, szűk utcákkal és viszonylag magas épületekkel jellemezhető részekben, illetve a centrumtól távolabb lévő magas panel-lakótelepeken fordulnak elő.

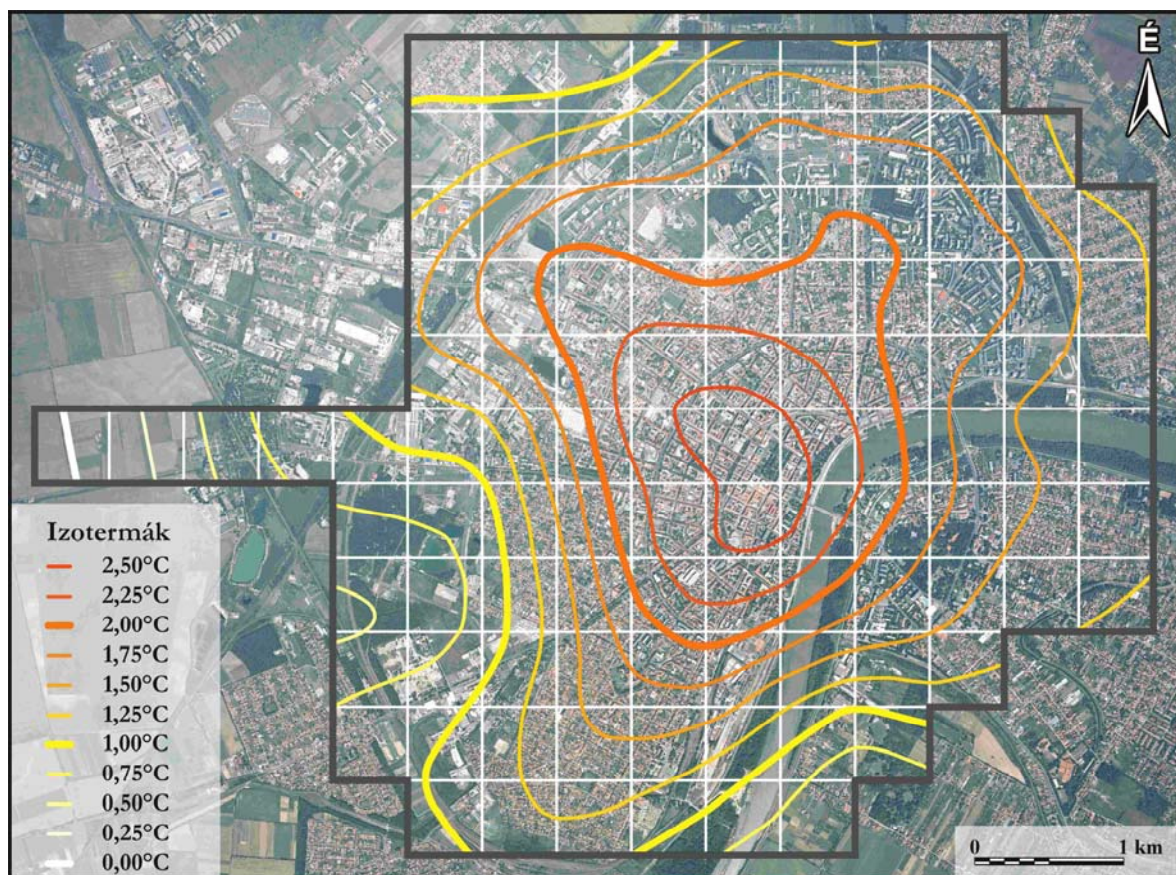
Ennek megfelelően a belvárosi területek alacsony égboltláthatósági értékei az UHI intenzitás magas értékeivel társulnak. Az izotermák egyes „kiugrásai” (pl. a terület ÉK-i részén) összhangban vannak az SVF csökkenésével.



6.3.5. ábra Az SVF és az átlagos maximális UHI (2002. április – 2003. március) területi szerkezetének kapcsolata Szegeden

Az éves átlagos maximális városi hősziget területi struktúrájáról a 2002. április és 2003. március közötti mérési sorozat alapján alkotott képet az 1999. március és 2000. február között gyűjtött adatokból szerkesztett térkép teljesen mértékben megerősíti (6.3.6. ábra). A szegedi UHI fő szerkezeti jellegzetességeit nem érintő kismértékű különbség oka a mérések számának, illetve időjárási körülményeinek eltérései lehetnek.

Azt is meg kell még említeni, hogy különbözik a fűtési (október 16. – április 15.) és a nem-fűtési (április 16. – október 15.) időszak UHI eloszlása. Habár az antropogén hőtermelés a fűtési időszakban jóval hangsúlyosabb, a természetes kialakító tényezők (pl. nap-sugárzás, szél, felhőzet) eltérő hatása miatt a hősziget csak szerkezetében hasonlít a melegebb időszak struktúrájára, az intenzitása valamelyest alulmúlja azt (Sümeghy és Unger, 2003c).

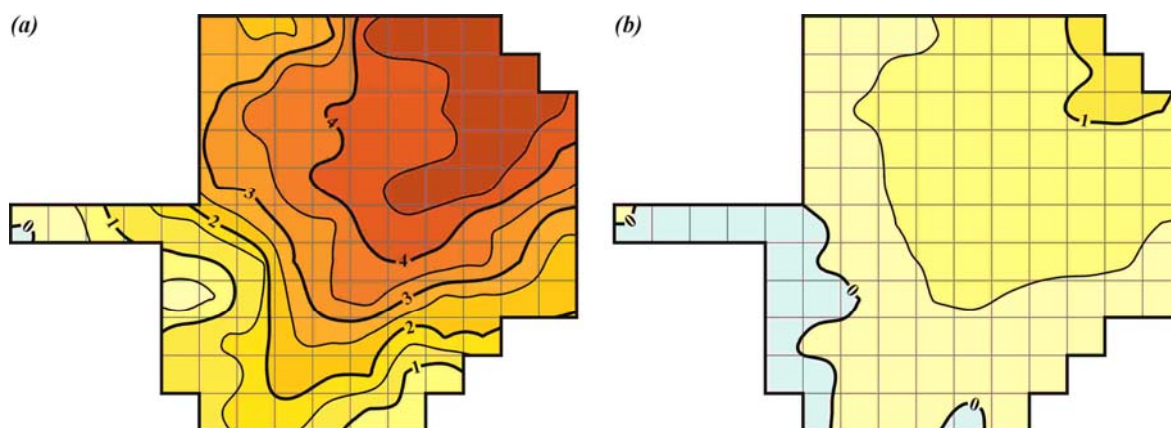


6.3.6. ábra Az átlagos maximális UHI területi szerkezete Szegeden (1999. március – 2000. február)

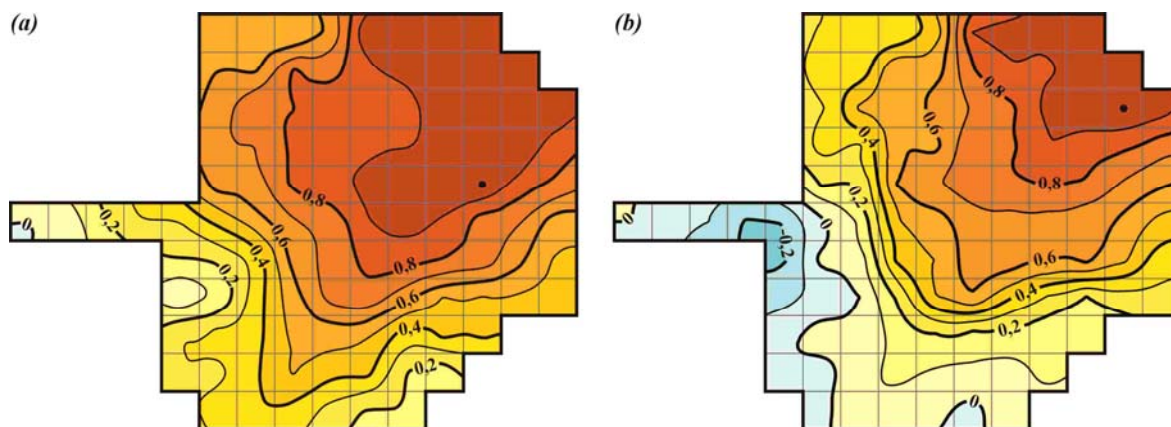
6.3.2. Normalizált hősziget intenzitás

A normalizált UHI intenzitás vizsgálatának fontosságára már *Oke* (1999) is rámutatott a 4. Nemzetközi Városlíma Konferencián, Sydneyben. Ennek a megállapításnak az igazolására tekintsünk két példát.

Elsőként a 6.3.7. ábra a 2002. június 13-i illetve a 2003. január 27-i mérés során Szegeden észlelt, egymástól jelentősen eltérő abszolút hősziget intenzitások területi eloszlását mutatja be. Látható, hogy a 0,5°C-os közökkel megrajzolt izoterma-térképek jelentős különbségeket mutatnak azon hasonlóság mellett, hogy a $\Delta T_{\max}$ értékek a város ÉK-i részén jelennek meg (4,75°C illetve 1,06°C). Az abszolút értékek cellánkénti normalizálásával előállított hőmérsékleti mező azonban azt sugallja (6.3.8. ábra), hogy a két eset csak intenzitásában tér el egymástól jelentősen, struktúrájában azonban nagyon is hasonló. A normalizálás egyrészt tehát lehetőséget kínál a települések különböző időben mért hősziget szerkezetének összehasonlítására úgy, hogy a különböző abszolút UHI intenzitások elfedő hatását kiküszöbölje (*Sümeghy és Unger, 2004a*).

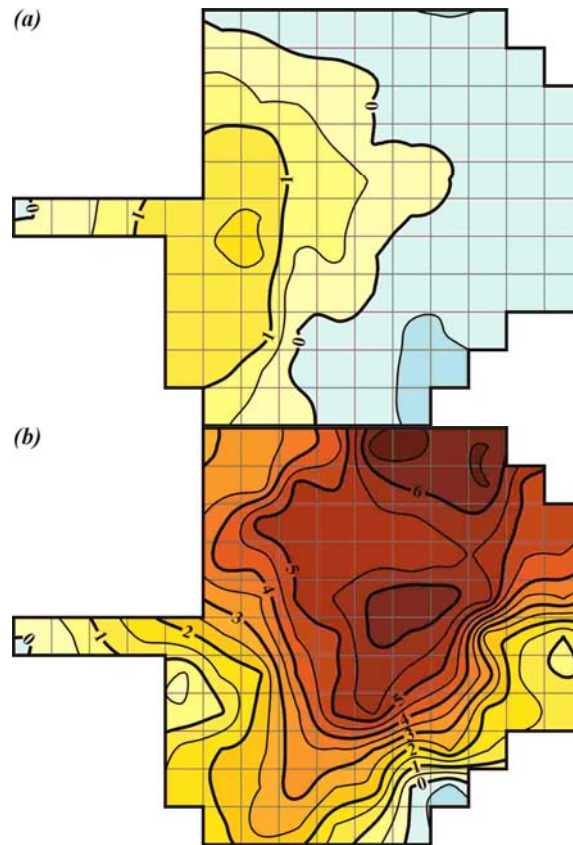


6.3.7. ábra Abszolút UHI intenzitás (°C) Szegeden (a) 2002. 06. 13-án és (b) 2003. 01. 27-én

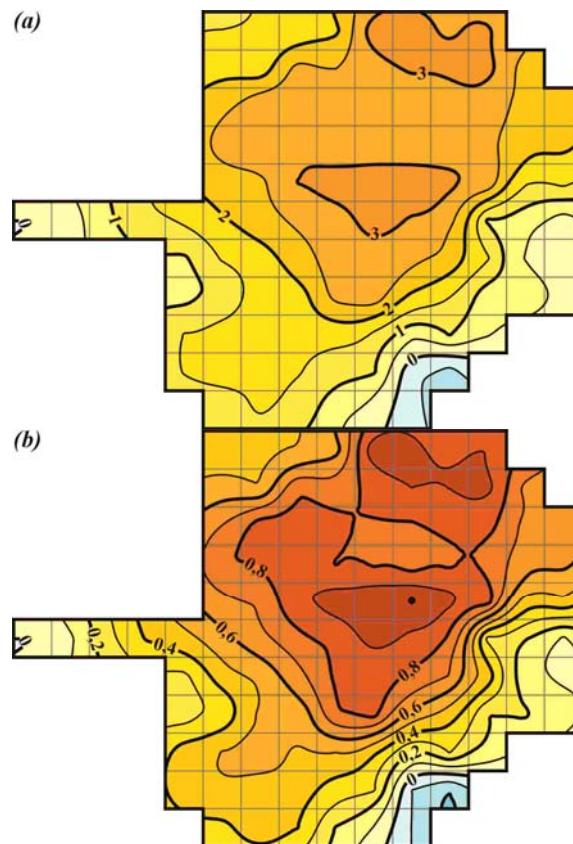


6.3.8. ábra Normalizált UHI intenzitás Szegeden (a) 2002. 06. 13-án és (b) 2003. 01. 27-én, ahol a pontok a maximális ($\Delta T_{\text{norm}} = 1$) értékek helyét jelölik

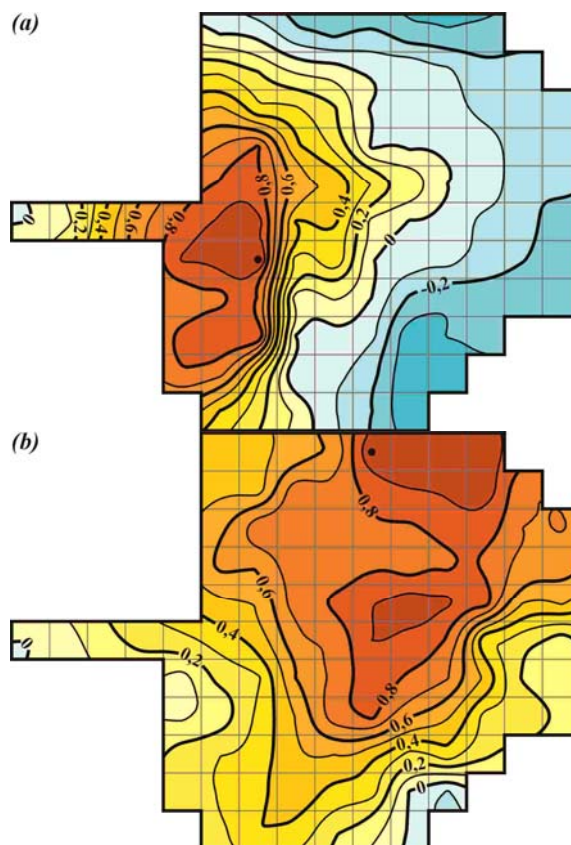
Másrészt az esetek normalizált értékeinek felhasználása bizonyos időszakra vonatkozó átlagos mező meghatározásakor azzal szolgáltat más megközelítést ahhoz képest, mint ha csak az abszolút adatokkal dolgoznánk, hogy ekkor az átlagszámításban minden egyes mérés azonos súllyal vesz részt. Nem mindegy azonban, hogy hogyan képezzük az átlagos normalizált UHI mezőt (Sümeghy *et al.*, 2004). A 6.3.9. ábra a 2003. február 24-i illetve a 2003. március 24-i mérés során észlelt, egymástól jelentősen eltérő szerkezetű és abszolút intenzitású hőszigetek területi eloszlását mutatja be (szintén 0,5°C-os közökkel megrajzolt izoterma-térképek segítségével). 2003 február 24-én a $\Delta T_{\max}$ érték (1,60°C) a város Ny-i, március 24-én (6,82°C) pedig az ÉK-i részén jelent meg. Ha kiszámítjuk a két eltérő irányba eltolódott hőszigetnek az abszolút átlagát (6.3.10a. ábra) és utána ezt normalizáljuk (6.3.10b. ábra), akkor azt találjuk, hogy a jóval nagyobb maximális UHI-val rendelkező márciusi 24-i eset nyomja rá a bélyegét az így kapott átlagos képre, ami ezért szintén ÉK felé tolódott el. Ekkor természetesen ábrázolhatjuk a $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ (maximális) érték helyét is. Ha azonban a két esetet külön-külön normalizáljuk (6.3.11. ábra), és utána ezeket a normalizáltakat átlagoljuk (6.3.12. ábra), akkor a mérések azonos súllyal szerepelnek az ilyen módon nyert átlagos képben (amely ÉNy-i – tehát „eredő” – irányú eltolódást jelez). Mivel az esetek $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ értékei a különböző irányú eltolódások miatt nem egy cellában voltak, ezért az átlagban megjelenő maximális érték 1-nél kisebb (most éppen 0,708).



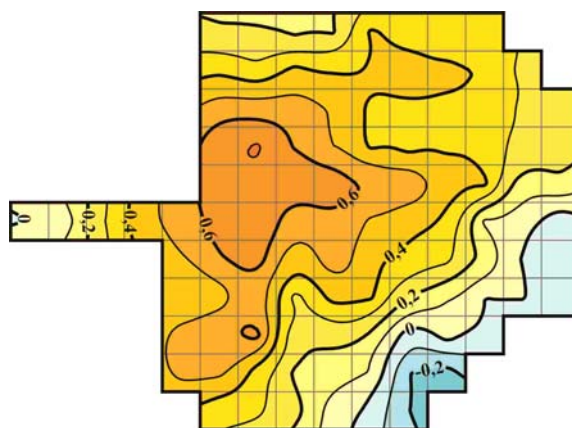
6.3.9. ábra Abszolút UHI intenzitás (°C) Szegeden (a) 2003. 02. 24-én és (b) 2003. 03. 24-én



6.3.10. ábra A 2003. 02. 24-i és a 2003. 03. 24-i szegedi hősziget (a) abszolút átlaga (°C) és (b) ennek normalizáltja, ahol a pont a maximális ($\Delta T_{norm} = 1$) érték helyét jelöli



6.3.11. ábra Normalizált UHI intenzitás Szegeden (a) 2003. 02. 24-én és (b) 2003. 03. 24-én, ahol a pontok a maximális ($\Delta T_{norm} = 1$) értékek helyét jelölik

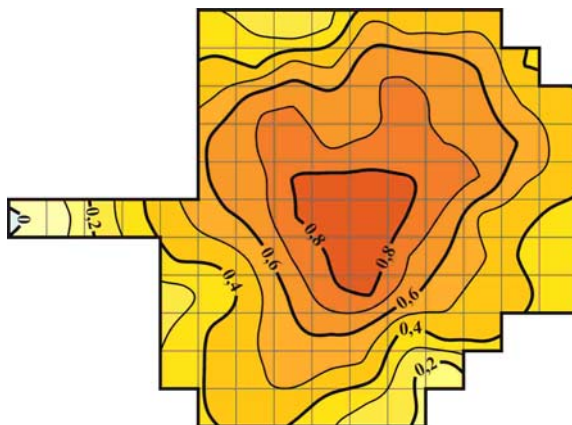


6.3.12. ábra 2003. 02. 24. és 2003. 03. 24. normalizált UHI intenzitásainak átlaga Szegeden

Megállapíthatjuk tehát, hogy a 6.3.10b illetve a 6.3.12. ábrán megfigyelhető átlagos normalizált UHI szerkezetek a különböző szerkesztési eljárás következtében jelentősen eltérnek. Így ha az abszolút átlagot normalizáljuk, akkor kevés elemű, de jelentős intenzitás különbségeket mutató adatsor esetén az átlagban a nagyobb értékek hatása fog dominálni (6.3.10b. ábra). Mivel azonban semmi sem indokolja a nagy UHI intenzitások kisebbekkel szembeni prioritását, ezért ez a módszer nem a „valódi” átlagos képet fogja mutatni. Tehát

javasoljuk inkább a másik eljárásnak (azaz a külön-külön normalizált mérések átlagolásának) a használatát (6.3.12. ábra), amelyben az egyes eseteket azonos súllyal vesznek részt az átlagos szerkezet kialakításában (Sümeghy *et al.*, 2004).

A 2002. április és 2003. március közötti észlelési periódus 35 mérését ezért külön-külön normalizáltuk, és a hősziget normalizált éves átlagos területi eloszlását az előzőek szellemében a 35 eset normalizált UHI intenzitásaiból számoltuk ki (6.3.13. ábra).



6.3.13. ábra A 2002. április és 2003. március közötti mérési periódus normalizált UHI intenzitásainak éves átlaga Szegeden

Az abszolút adatokból nyert képpel ellentétben ennek tehát az a nagy előnye, hogy az így kapott átlagos éves területi szerkezet kialakításában mind a 35 mérés súlya azonos. A 6.3.13. ábrán látható, hogy az UHI intenzitás a külső területektől a belváros felé nő minden irányból. A városi hősziget mintázata csaknem koncentrikus alakot vesz föl Szeged beépítettségi szerkezetének már tárgyalt fő vonásaival összhangban. Így jelentősebb eltérés e szabályos formától itt is csupán a város ÉNy-DK-i és ÉK-DNy-i tengelye mentén figyelhető meg, amelynek magyarázata a városi területek alakjában és a beépítettség jellegében keresendő.

A 6.3.13. ábrán megfigyelhető koncentrikushoz közeli alakzat fölvetette azt a kérdést, hogy vajon az egyes esetek mintázata is nagyrészt ilyen, vagy egymástól jelentősen különbözőek és csak átlagosan egyenlítik ki egymást? Nos, az a tény, hogy az átlagos éves területi eloszlás térképén nemhogy a lehetséges legnagyobb $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ érték nem tűnhet föl, de még a 0,9-es normalizált izoterma sem, arra enged következtetni, hogy számos mérésnél a legnagyobb érték (azaz a ΔT_{max}) csakis valahol a központon kívül fordulhatott elő. Ezt a megállapítást az eddig bemutatott négy eset koncentrikustól lényegesen eltérő formája is megerősíti (6.3.8. és 6.3.11. ábra).

A téma alaposabb vizsgálata érdekében indokoltnak tűnt tehát az izovonalas térképek elkészítése az észlelési periódus mind a 35, külön-külön normalizált esetében (5. melléklet). Ennek tanulmányozása során feltűnt, hogy bizonyos mintázatok ismétlődnek, ami felvetette a rendszerezés lehetőségét (Sümeghy and Unger, 2003a; Sümeghy és Unger, 2004a).

Egy egyszerű csoportosítással már Klysik and Fortuniak (1999) is kísérletezett, de az abszolút értékek figyelembe vételével. Mindössze két típust különítettek el, aszerint, hogy az izotermák egy hőszigetet, vagy egy több helyi maximummal rendelkező ún. „hőszigetcsoportot” (urban heat archipelago) jelölnek-e ki. Ez a jelenség Szegeden sem ritka: a 2002. április és 2003. március közötti méréseknek kb. egyharmadában fejlődött ki „hőszigetcsoport” (természetesen esetenként eltérő mértékben a különböző időjárási helyzetek függvényében, más-más abszolút UHI intenzitás mellett). A kettő vagy több lokális maximummal rendelkező esetek legjellemzőbb közös vonása az, hogy a helyi „csúcsok” egyike gyakran a panelépítésű lakótelepeken jelentkezett. Ez megmagyarázza Péczely (1979) megfigyelését az elsődleges hőszigetnek Szeged ezen területére való áthelyeződéséről. Eredményeink alapján azonban ez nem bizonyult igaznak a hosszabb időtartamú – tehát évszakos (Unger et al., 1999), féléves (Sümeghy et al., 2000; Unger et al., 2000, 2001a; Gulyás et al., 2001) és éves (6.3.3., 6.3.6. és 6.3.13. ábra) – átlagokra.

Egy más jellegű, egzaktabb és pontosabb csoportosítás érdekében a 35 mérés összes (egyenként 107) normalizált adatával kereszt-korrelációs vizsgálatot végeztünk (Sümeghy et al., 2003). Ez együttesen 595 összefüggést jelent a különböző esetek között, s a korrelációs együtthatókat praktikusán egy kereszt-korrelációs mátrixba gyűjthettük össze (Montavez et al., 2000). Mint már említettem, 107 elem esetén a korrelációs együttható elfogadási tartománya az 1%-os szignifikancia szinten $r = 0,25$ (Péczely, 1979). Ennek megfelelően a klasszifikáció alapja igen egyszerű: azok az esetek tartoznak egy osztályba, amelyek a csoport összes többi tagjával az előbb említett szignifikáns viszonyban vannak.

Így a kereszt-korreláción alapuló klasszifikáció szerint az egyedi UHI mintázatoknak hat típusát (A, B, C, D, E és F) különböztethettük meg (6.3.1. táblázat).

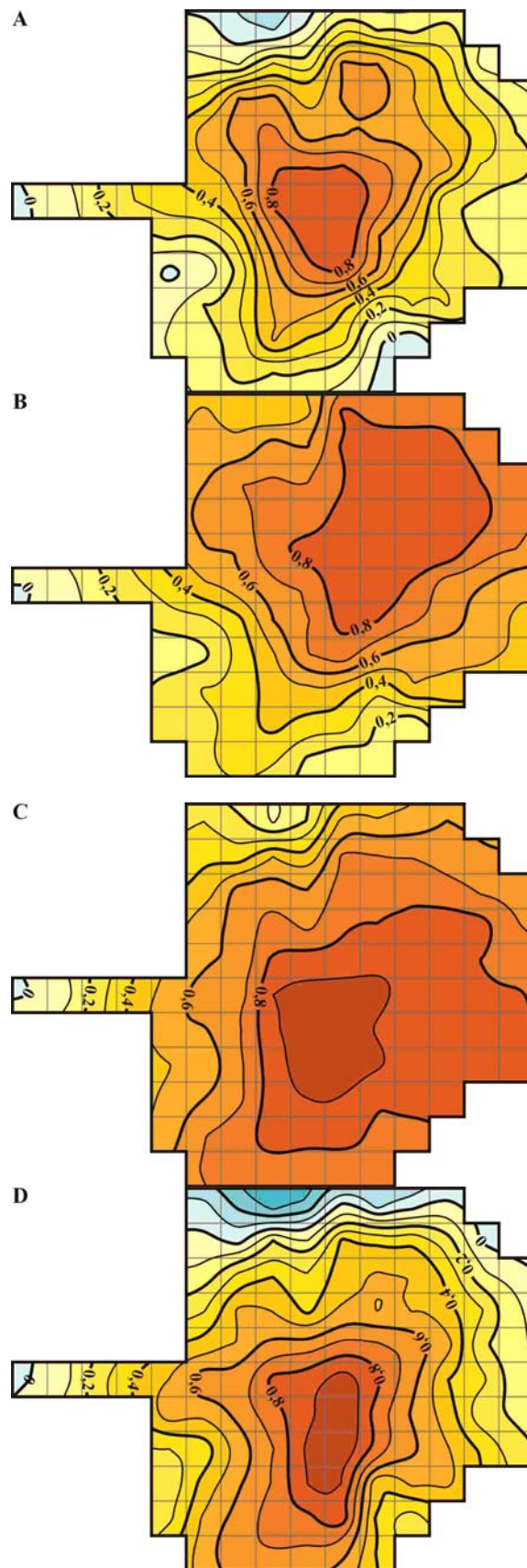
6.3.1. táblázat A 2002. április és 2003. március közötti 35 mobil mérés osztályozása kereszt-korrelációs vizsgálat alapján és a hősziget erőssége csoportonként Szegeden

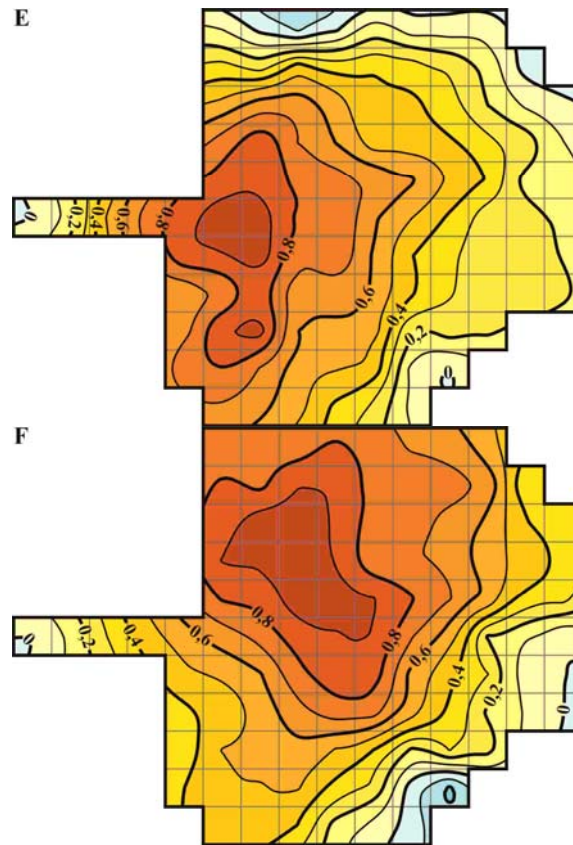
Csoport	Jellemző	Mérések sorszáma (lásd: 1. és 5. melléklet)	ΔT_{max} intervallum (°C)
A	centrális	7, 11, 14, 17, 25, 35	0,35 – 5,70
B	eltolódott ÉK felé	5, 6, 8, 12, 13, 19, 21, 26, 27, 28, 34	0,97 – 6,82
C	eltolódott DK felé	2, 3, 10, 29, 30, 32	2,57 – 5,06
D	eltolódott D felé	1, 16, 18	0,82 – 1,43
E	eltolódott Ny felé	4, 9, 31	1,60 – 4,26

F	eltolódott ÉNy felé	15, 20, 22, 23, 24, 33	1,83 – 3,21
----------	---------------------	------------------------	-------------

Sejtésünknek megfelelően a szabályos centrális mintázathoz (éves átlag és **A** csoport) képest a többi (**B**, **C**, **D**, **E** és **F**) osztálynál valamilyen égtáj irányába történő eltolódás figyelhető meg (6.3.14. ábra).

Felvetődik a kérdés, hogy vajon mi lehet az oka az egyes csoportokra jellemző különböző irányú és mértékű eltolódásoknak? Köztudott és már említettem is, hogy az UHI területi szerkezetét a városi jellemzők és a meteorológiai paraméterek együttesen határozzák meg. Teljesen világos, hogy az előbbi tényező az egy éves mérési periódusban nem változhatott alkalomról alkalomra, így az eltolódásoknak csakis meteorológiai magyarázata lehetséges. Már a mérések előtti és alatti 3-3 (összesen tehát 6) óra időtartam uralkodó szélirányának és átlagos szélsébségének vizsgálatával (Sümeghy és Unger, 2004a) is kielégítően magyarázhatjuk a normalizált UHI mintázatokban megjelenő eltolódásokat. Ehhez az elemzéshez a 10 perces szél-alapadatokat a belváros szélén fekvő – így a városi területeket jól reprezentáló – egyetemi automata mérőállomás (6.2.2. ábra) szolgáltatta. A meteorológiai paraméterek közül természetesen nem csak a szél alakította a hősziget szerkezetét, de a szerepe döntő volt: így a statisztikai csoportok elkülönülése mögött végső soron a szél irányának (és sebességének) változása húzódik meg (Sümeghy és Unger, 2004a).





6.3.14. ábra Csoportonkénti átlagos normalizált UHI mezők Szegeden (2002. április – 2003. március): **A** – centrális; **B** – eltolódott ÉK felé; **C** – eltolódott DK felé; **D** – eltolódott D felé; **E** – eltolódott Ny felé; **F** – eltolódott ÉNy felé

7. KERESZTMETSZET MENTI VIZSGÁLATOK

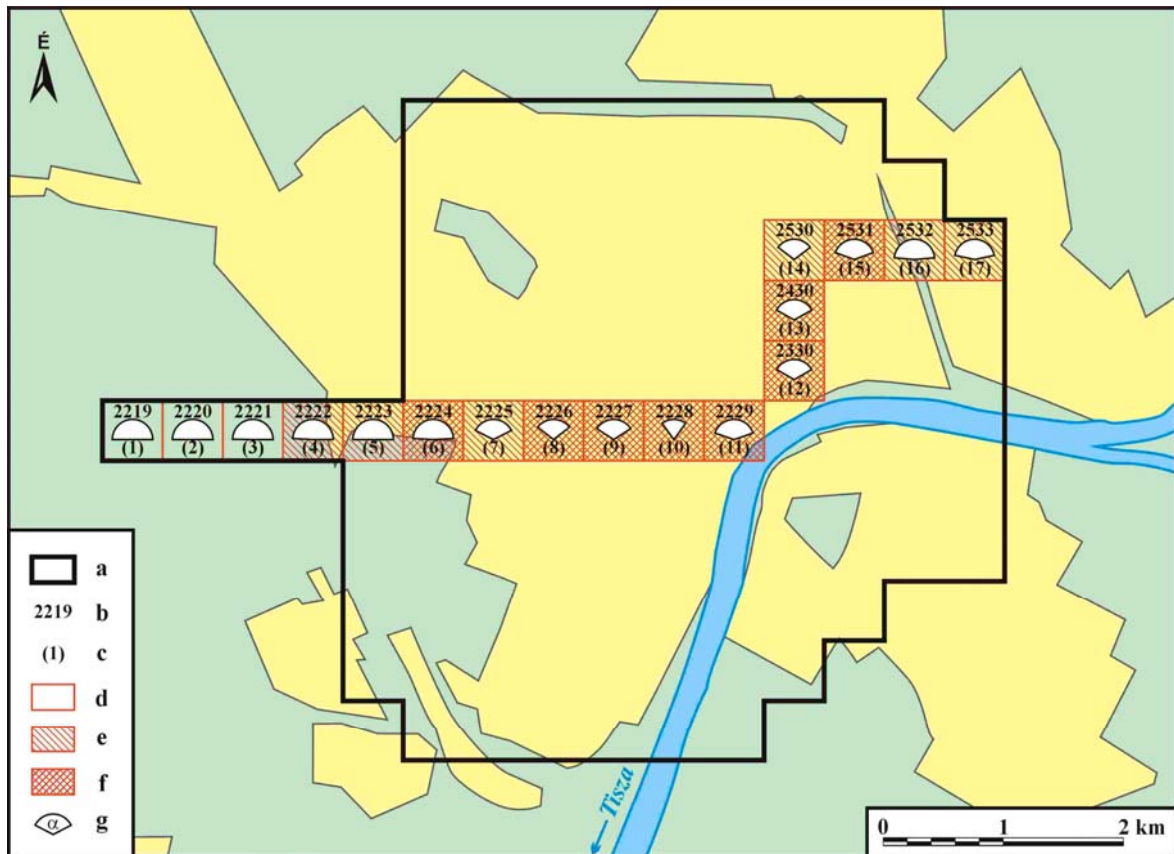
7.1. A vizsgált terület

A városi hősziget helyi sajátosságainak feltárása és még inkább az általános következtetések levonása lehetőség szerint minél több mérési adatot igényel. Ezek begyűjtése egy-egy település teljes területéről (vagy annak nagy részéről) azonban sok időt, illetve anyagi és emberi erőforrást kíván. Éppen ezért az UHI kutatás kezdeteitől általános az a gyakorlat, hogy a városnak csak egy (esetleg több) tipikus keresztmetszete mentén történjen észlelések (a teljesség igénye nélkül például: *Schmidt*, 1927 – Bécs; *Middleton and Millar*, 1936 – Toronto; *Spinnangr*, 1942 – Bergen; *Sundborg*, 1950 – Uppsala; *Oke and Fuggle*, 1972 – Montreal; *Johnson*, 1985 – Birmingham; *Eliasson*, 1996 – Göteborg; *Saz et al.*, 2003 – Zaragoza).

Szegeden a mobil területi mérések hálózata (6.2.1. és 6.2.4. ábra) az észleléseket megelőzően úgy lett kialakítva, hogy a mérési útvonalak kiindulópontjától a város középonti celláig tartó városi félkeresztmetszetről minden mérés szolgáltatson adatot a hősziget maximális kifejlődésének legvalószínűbb időpontjában. A keresztmetszetre vonatkozó kutatások áttekinthetőbb tárgyalása érdekében az ezekben a vizsgálatokban érintett gridcellákat 1-gyel kezdődő, egyszerűsített számozással láttuk el (7.1.1. ábra). Így tehát a kiválasztott szegedi félkeresztmetszet a település nyugati szélén elhelyezkedő, vidéket reprezentáló cellától (1) a városközpontig (10) húzódik (7.1.1. ábra). Az első cella (1) közepétől az utolsó (10) közepéig 4,5 km a távolság. A 7.1.1. ábra azt is szemlélteti, hogy a keresztmetszeti vizsgálathoz kiválasztott területen belül mekkorák az SVF-értékek, illetve a beépített területek aránya a gridek teljes területéhez képest (25%-os értékközönként).

Mivel az 1999/2000-es és a 2002/2003-as területi mérési kampány során begyűjtésre került hőmérsékleti adatok kizárólag a napnyugta utáni 4. órára vonatkoztak, így nem nyújtottak lehetőséget az UHI időbeli dinamikájának tanulmányozására, márpedig ez is rendkívül fontos a hősziget jelenségének részletesebb megértéséhez. Éppen ezért a 2002/2003-as mérési kampányt kiegészítettük egy havi gyakoriságú, valódi keresztmetszet mérési sorozattal (6. melléklet), amellyel alkalmanként végigkövettük a hősziget fel- és leépülését (*Sümeghy és Unger*, 2003b). Ezen észlelési sorozat folyamán a tanulmányozott területet a pontosabb vizsgálatok érdekében kiterjesztettük: az előbbieken hivatkozott tíz (1-10) cellát további héttel tizenhétre (1-17) egészítettük ki (7.1.1. ábra). Az ilyen módon kibővített teljes városi keresztmetszet előnye az, hogy Szeged összes fontos szerkezeti-

morfológiai típusát (azaz a viszonylag sűrű beépítettségű belvárost, a nagy panelépítésű lakótelepeket, az ipari és raktárházak körzeteket, a családi házas részeket, valamint a városi zöldterületeket és a külterületek mezőgazdasági földjeit) egyaránt érinti. Ez valóban reprezentatív adatgyűjtési lehetőséget biztosít, ami sokkal fontosabb szempont, mint például az, hogy a kiválasztott keresztmetszet egy egyenes mentén helyezkedjen el (Sümeghy, 2001).



7.1.1. ábra A keresztmetszet menti kutatáshoz felhasznált gridcellák elhelyezkedése, számozása és városi paraméterei: (a) az 1999/2000-es és a 2002/2003-as területi mérési projektben vizsgált rész határa; (b) kiválasztott gridek eredeti cellaszámjai; (c) kiválasztott gridek egyszerűsített cellaszámjai; (d) a beépített felületeknek a gridcella teljes területéhez viszonyított aránya 0-25%; (e) 51-75%; (f) 76-100%; (g) égboltláthatóság ($SVF = \alpha/2\pi + 0,5$)

7.2. Kutatási módszerek, adatgyűjtés és feldolgozás

A maximális UHI félkeresztmetszet (1-10 cella) menti vizsgálatának adatait jelentős részben – 48 (1999/2000) plusz 35 (2002/2003), azaz összesen 83 esetben (87%-ban) – a két éves területi észlelési kampányból nyertük, amelyek kutatási módszereit már ismertettük. A maradék 13% (azaz 12 alkalom) a 2002/2003-as, havi gyakoriságú, teljes keresztmetszet (1-17 cella) menti mérések megfelelő (azaz az 1-10 cellának a naplementét követő 4. órára vonatkozó) adataiból származnak. A teljes keresztmetszet menti észlelések a

hősziget időbeli dinamikájának feltárása érdekében mindig napnyugtakor kezdődtek és a rövid nyári éjszakákon napkeltéig, a hosszú téli éjszakákon pedig a napnyugtát követő 10. óráig tartottak (6. melléklet). A hőmérsékleti adatok gyűjtésének és feldolgozásának módszerei és eszközei ebben az esetben sem különböznek jelentősen a már leírtaktól, csupán annyi az eltérés, hogy egyrészt az 1-17 cellára korlátozódó, így csupán 10,5 km hosszú mérési útvonal egyszeri oda-vissza bejárása kb. 50 percre rövidült, másrészt a referenciaidők a napnyugtát követő egész órák voltak (Sümeghy és Unger, 2003c). Értelemszerűen az estétől hajnalig tartó mérések télen hosszabbak voltak (max. 10 mérés), mint nyáron (min. 7 mérés).

7.3. Eredmények

7.3.1. Átlagos keresztmetszeti profilok

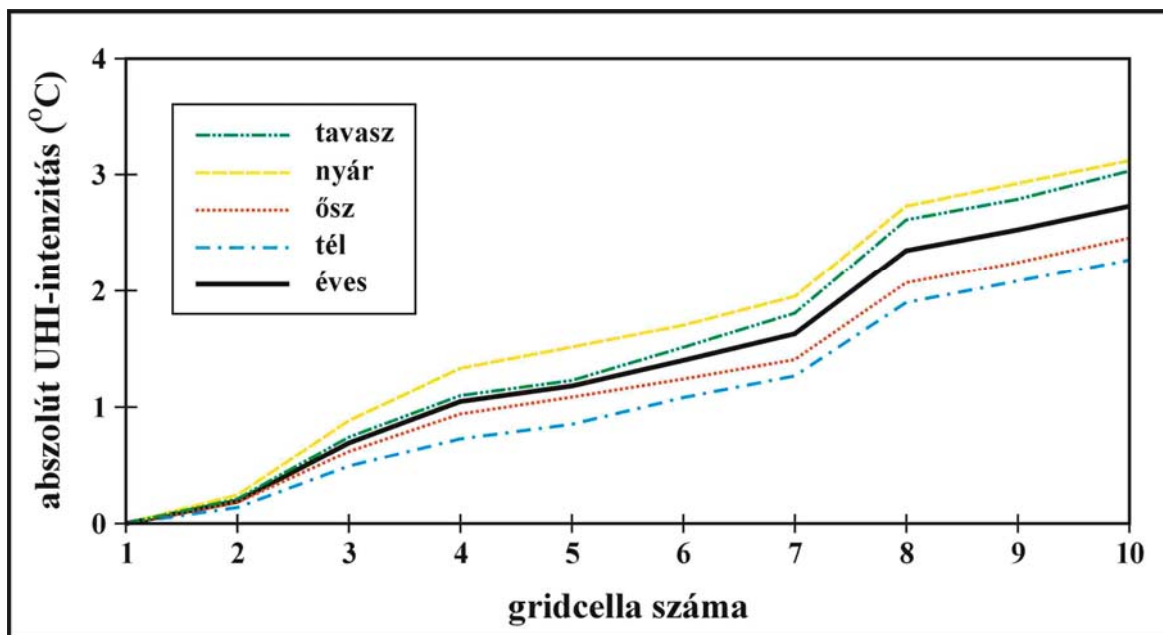
Szeged esetében általános következtetések levonására az 1-10 cella alkotta városi félkeresztmetszet (7.1.1. ábra) a legalkalmasabb, mivel erre vonatkozóan (hazai viszonylatban egyedülállóan, nemzetközi léptékkal mérve pedig párját ritkítóan) sok $(48+35+12=95)$ hőmérsékleti adat áll rendelkezésre (23 tavaszi, 26 nyári, 23 őszi és 23 téli mérés megoszlásban).

A kiválasztott félkeresztmetszet menti generalizált területhasználati típusok (beépített, vízzel borított és egyéb felszínek) százalékban kifejezett, cellánkénti arányait a 3. melléklet tartalmazza. Ez alapján megállapítható, hogy a legnagyobb (90%-nál magasabb) beépítettség Szeged geometriai középpontja körül (a 9-es és 10-es cellában) található, de csökkenése a város széle felé nem egyenletes, hanem a 4-8 cella között kisebb és nagyobb értékek váltják egymást. A vízfelszínek aránya (max. 6% a 4-es cellában) pedig szinte teljesen elhanyagolható a keresztmetszet mentén.

Az égboltláthatóság gridcellánkénti arányait a 4. melléklet mutatja be. Látható, hogy a legkisebb (0,7 körüli) SVF-érték a város centrumában (a 10-es cellában) jelenik meg, de növekedése a település széle felé szintén nem teljesen egyenletes.

Az átlagos maximális UHI intenzitás részletes szezonális bemutatását érdemes azzal kezdeni, hogy a 7.3.1. ábra szerint a profilok minden évszakban jellegzetes ugrást mutatnak a beépített terület szélénél (azaz a 3-as cellánál; lásd még a 3. mellékletet is) és a legnagyobb értékeket a városközpontban (10-es cella) éri el. Itt a maximális érték nyáron ($3,13^{\circ}\text{C}$), a minimális pedig télen ($2,27^{\circ}\text{C}$) jelentkezik. De nemcsak a nyári és a téli profil fogja közre közel szimmetrikusan az éves átlagot, hanem a közepes intenzitást mutató ta-

vaszi és őszi is, amelyeknek az éves profiltól való legnagyobb eltérése is csupán 0,31°C (tavasszal, a központi cellában).



7.3.1. ábra Az abszolút átlagos maximális UHI intenzitás évszakos és éves profiljai Szegeden a kiválasztott félkeresztmetszet mentén (az 1999/2000-es és a 2002/2003-as mérések alapján)

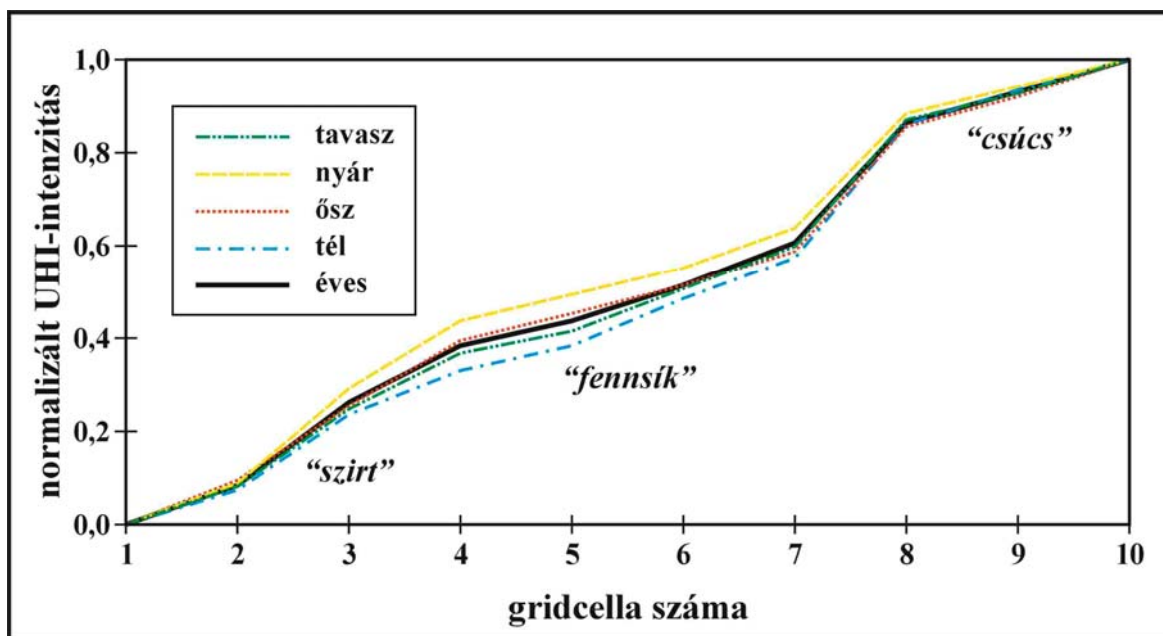
A városi hőmérsékleti többlet nagyságának évszakos változásai főként az eltérő időjárási körülményeknek tulajdoníthatók (Sümeghy, 2001; Unger and Sümeghy, 2002a). A legnagyobb szélsőbesség és felhőzöttség a téli hónapokra jellemző (7.3.1. táblázat), amikor a hősziget intenzitás a leggyengébb. Az is megfigyelhető, hogy nyáron, amikor az előbb említett paraméterek a legkisebb értékűek, az átlagos UHI intenzitás a városi félkeresztmetszet minden pontjában a legerősebb (7.3.1. ábra). A tavasz és az ősz a szélsőbesség és felhőzet szempontjából is köztes helyet foglal el. Ez azt sugallja számunkra, hogy ezeknek a klimatológiai tényezőknek a hőszigetre gyakorolt hatása alapvető fontosságú.

7.3.1. táblázat A kiválasztott meteorológiai paraméterek szezonális átlagai Szegeden

Évszak	Szélsőbesség (ms^{-1})	Felhőzet (okta)
tavasz	3,2	4,6
nyár	2,4	4,0
ősz	2,7	4,7
tél	3,4	5,1

Az évszakos UHI profilok elemzését az abszolút átlagok normalizáltjának vizsgálatával folytatjuk (aminek a rendkívül nagy mérésszám miatt van értelme). Ekkor azt találjuk (7.3.2. ábra), hogy a szezonális különbségek szinte teljesen eltűnnek (Sümeghy és Unger,

2002). Ezek a görbék – néhány helyi sajátosságtól eltekintve – nagyon jól követik az *Oke* (1982) által leírt, három jellegzetes („szirt”, „fennsík” és „csúcs”) részt elkülönítő tipikus UHI keresztmetszetet (v. ö. a 2.7.1. ábrával).

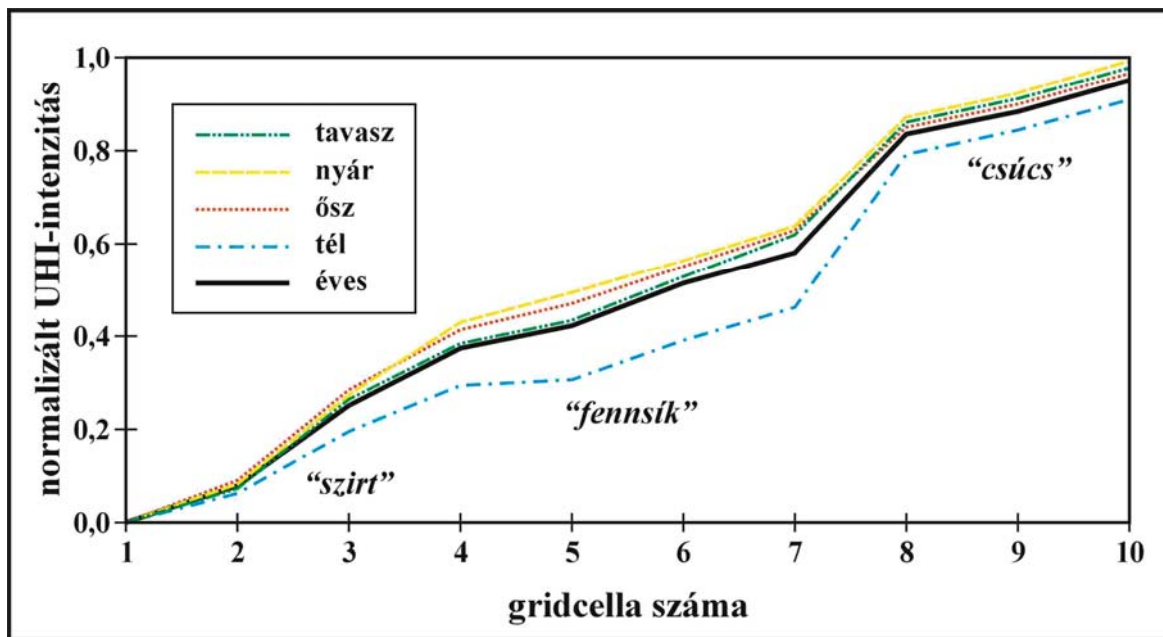


7.3.2. ábra A normalizált átlagos maximális UHI intenzitás évszakos és éves profiljai Szegeden a kiválasztott félkeresztmetszet mentén (az 1999/2000-es és a 2002/2003-as mérések alapján)

A szegedi félkeresztmetszet menti átlagos profilok esetén a „szirt” mind a négy évszakban egy erőteljes hőmérséklet-emelkedés a 2-es és a 4-es cella között, kb. 1 km hosszan (7.3.2. ábra). A továbbiakban a 4-es cellától a 7-esig tart az 1,5 km hosszú, mérés-keltebb növekedést mutató hőmérsékleti „fennsík”. Ez után a 7-es és a 8-as cella között (0,5 km) van egy második, igen meredek emelkedés, amely jelzi a „csúcs”-régió kezdetét. A legnagyobb (0,85-nél magasabb) értékekkel jellemezhető terület meglehetősen hosszú (1 km), így a valódi „csúcs” (1,0 értékkel) viszonylag kevésbé hegyes. Ez a jelenség jól megmagyarázható a belváros kiterjedésének viszonylagos nagyságával és homogenitásával, amelyet az 1879-es szegedi nagy árvíz rombolása után a 19-20. század fordulóján és a 20. század első évtizedeiben épült 3-5 szintes házak jellemeznek. Összességében az állapítható meg, hogy a félkeresztmetszet mentén a normalizált átlagos maximális hősziget nagyon hasonlóan változik mindegyik évszakban (*Sümeghy*, 2001), s a legnagyobb eltérés sehol sem haladja meg a 0,11-es értéket.

Meg kell azonban vizsgálnunk a 95 mérés normalizáltjainak évszakos és éves átlagait is (7.3.3. ábra), amelyek kialakításában minden észlelés azonos súllyal vesz részt. Az eddigiekhez képest az igen nagy számú alapadat miatt nem tapasztalunk lényeges anomáli-

át, csupán a tél profilja tér el valamelyest (de a városi felszín meghatározta alapstruktúrát nem érintő módon) a többi évszak és az év átlagának görbájától. Ennek a különbségnek a magyarázata abban keresendő, hogy ekkor fordult elő legtöbbször (a többi évszakhoz képest kb. kétszer nagyobb valószínűséggel, a téli mérések több mint 20%-ában) 1°C-nál kisebb maximális UHI. Ezek az esetek igen kis termális módosulást képviselnek, amikor az akadályozó tényezők (pl. a felhőzettség és a szél) hatása miatt a zavartalan, „klasszikus” szerkezetű hősziget kifejlődése a legkevesebé valószínű.



7.3.3. ábra A átlagos normalizált maximális UHI intenzitás évszakai és éves profiljai Szegeden a kiválasztott félkeresztmetszet mentén (az 1999/2000-es és a 2002/2003-as mérések alapján)

A normalizálás felhasználása tehát felfedte a városi félkeresztmetszet hőmérsékleti eloszlását, vagyis a hősziget különböző városrészek szerinti arányát, ami alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az évszakai (és így természetesen az éves) átlagos UHI profilok alakja elsősorban a városi paraméterektől függ. Ezen tényezők hatása között azonban a beépített terület aránya és az égboltláthatóság nem lehet kizárólagos, mert a város szélétől a központ felé haladva a hőmérséklet folyamatos (bár nem egyenletes ütemű) növekedése nem követi pontosan e két jellemző értékének cellánkénti változását. Ezért valószínűsíthető (különösen egy ilyen közel koncentrikus szerkezetű település esetén, mint Szeged), hogy egy másik paraméter, azaz a városközponttól mért távolság csökkenése is domináns tényező a városi hőmérséklet befelé történő növekedésének kialakításában (Unger and Sümegehy, 2000; Sümegehy, 2001). Természetesen ezeknek a városi paramétereknek (és más egyéb, jelen dolgozatban még nem vizsgálandó tényezőknek, mint pl. az

épülettömegnek és az épületmagasságnak, vagy a térbeli kompaktságnak) az UHI intenzitásra gyakorolt befolyása nem külön-külön, hanem csak együttes hatásukban értelmezhető.

Ezzel egy olyan (a 4. fejezetben már érintett) kérdéskörhöz érkeztünk, amikor mindeképpen tárgyalni kell a klímára gyakorolt városi befolyás modellezésének általános problematikáját. Mint láttuk, ezt a hatást számszerűsítve szinte mindig csak a településen belül és a külterületen észlelt értékeknek a különbségeként értelmezhetjük (Oke, 1997). Landsberg (1981) és Oke (1984) is elemzik Lowry (1977) ezzel kapcsolatos alapmodelljét, amely szerint a mért városi paraméterek (pl. hőmérséklet) M értékei mindig három elem összegzett eredményeként állnak elő:

$$M = C + L + U \quad (1)$$

ahol tehát C – a terület háttérklímájának mérési adataiból származik, L – a földrajzi elhelyezkedés (topográfia, vízfelület, stb.) sajátosságainak befolyásoló hatásaiból adódik, U – pedig az összetett városi környezet (területhasználat, anyag, geometria, épülettömeg, épületmagasság, városon belüli elhelyezkedés, stb.) eredőjét jelenti.

Eredményeinket alkalmazva egy paraméterre (nevezetesen a hőmérsékletre), módosíthatjuk, illetve pontosíthatjuk az (1) egyenlet városi változóját (U). A modellből ugyanis az L tag elhagyható ($L = 0$) abban a speciális esetben, amikor a vizsgált település és környezete földrajzi szempontból nem bonyolult (pl. mint amilyen a nagy vízfelületektől és hegységektől távol elterülő, síksági fekvésű Szegedé is). Ekkor a modellegyenlet a következőképpen egyszerűsödik (Sümeghy, 2001; Sümeghy és Unger, 2001; Unger et al., 2001b):

$$M = C + U \quad (2)$$

Amennyiben – ahogy az előzőekben is jeleztük – az M alatt hőmérsékletet értünk, akkor a hősziget jelenti a település hőmérséklet-módosítását, azaz: $UHI = U$. Esetünkben a városnak az n . cellájában, adott időszakban vagy évszakban (t) jelentkező hatását U_{nt} -vel jelölhetjük. Eredményeink szerint a szezonális normalizált átlagos UHI profilokból (7.3.2. ábra) arra lehet következtetni, hogy a profil alakja (melyet U_{Nn} -nel szimbolizálhatunk, s a normalizált UHI értékét jelenti az n . cellában) szinte teljesen független az időjárási viszonyok évszakai változásától, kialakítását a városi tényezők (u_n) határozzák meg nagymértékben: $U_{Nn} = f_1(u_n)$. A másik oldalról viszont az abszolút UHI intenzitás (7.3.1. ábra) egy

adott városi helyen egy adott időpontban (U_{nt}) nemcsak a városi (u_n), hanem a településre és környezetére jellemző időjárási tényezők (c_t) függvénye is: $U_{nt} = f^*(u_n, c_t)$. Ami azt jelenti, hogy egy adott cellában a település hatását az időjárási tényezők erősíthetik vagy gyengíthetik is. Ezért a város valódi hőmérséklet módosításának leírásához javasoljuk a (2) egyenlet átalakítását olyan értelemben, amely szerint az u_n és c_t tényezők hatása (az f_1 és f_2 függvény) szorzat formájában jelenik meg a modellben: $U_{nt} = f_1(u_n) \cdot f_2(c_t)$, azaz általánosan $U = u \cdot c$, vagyis (Sümeghy, 2001; Sümeghy és Unger, 2001; Unger et al., 2001b):

$$M = C + u \cdot c$$

(3)

Kihangsúlyozzuk azonban, hogy ez az eredményül kapott módosított (3) modell-egyenlet csak speciális (azaz egyszerű) földrajzi elhelyezkedésű települések esetére és csak sok adaton alapuló hőmérsékleti átlagra érvényes. Ennek az elméleti megfontolásnak azonban fontos szerep jut majd a városi hősziget matematikai-statisztikai modellezésének és előrejelzésének megalapozásában (Sümeghy és Unger, 2003c).

7.3.2. A hősziget fel- és leépülésének dinamikája

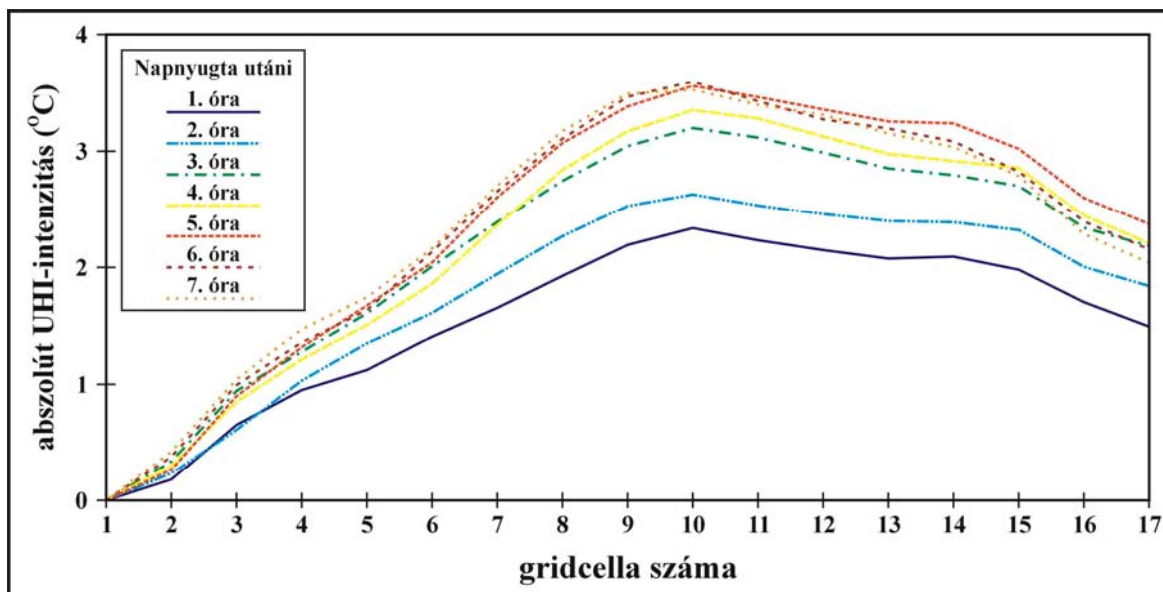
Mivel a területi mérések során begyűjtött adatok kizárólag az UHI maximális kifejlődésének várható időpontjára vonatkoznak, ezért már korán felvetődött az igény a hősziget időbeli fel- és leépülésének egész éjszakán át tartó tanulmányozására (Sümeghy, 2001). A teljes keresztmetszet menti (7.1.1. ábra) első – tulajdonképpen még csak próba – mérést 2001. május 30-31-én végeztük (amely, mint látni fogjuk, félbeszakadt, ám mégis remek esettanulmánynak bizonyul, hiszen az UHI kifejlődésének számos speciális tulajdonságára világít rá). Technikai okok miatt közel egy éves késéssel követte ezt az a 2002 áprilisa és 2003 márciusa között folytatott, havi gyakoriságú (tehát évszakonként 3-3, összesen pedig 12 észlelésből álló) tényleges mérési sorozat, amely alapján már néhány általános megállapítást is lehet tenni.

7.3.2.1. Általános következtetések

Szeged esetében az UHI időbeli dinamikájára vonatkozó általános következtetéseket tehát a 2002/2003-as keresztmetszetszmérési kampányból rendelkezésre álló 12 észlelés átlagából vonhatunk le. A viszonylag kevés esetszám miatt azonban nem elégedhetünk meg azzal, hogy csak az abszolút átlagokkal dolgozunk (amikor is egy-egy erős intenzitású hősziget hatása dominánsan jelentkezhethet az eredményben), hanem megállapításainkat elle-

nőrizni kell majd a mérésenként normalizáltak átlagával is (hiszen ekkor minden észlelés azonos súllyal vesz részt az átlag kialakításában).

A részletes elemzést azért mindenképpen érdemes a napnyugta utáni egész órák átlagos abszolút UHI intenzitás profiljainak bemutatásával kezdeni. A vizsgálatba azért csak az első hét órát vontuk be, mert ennyi ideig minden éjszakán (még a rövid nyáriakon is) folyt mérés. A 7.3.4. ábra szerint az egyes időpontok intenzitás görbéi meredek emelkedést mutatnak („szirt”) a beépített terület szélénél (azaz a 3-as cella környékén), ám a klasszikus értelemben vett „fennsík” nem formálódott ki (legfeljebb csak nyomokban a 4-es és 6-os cella között). Helyette további erőteljes növekedéssel alakul ki a jól fejlett „csúcs” régió, mely a legnagyobb értékeit (3,5-3,6°C-ot, a naplementét követő 5-6. órában) a városközpontban (a 9 és a 10-es cellákban) éri el, de a 1,5°C-ot mindig meghaladja. Szeged központját elhagyva, családi házas részen (13-as cellán) és panel lakótelepeken (14-15-ös cellán) keresztül újra alacsonyabb beépítésű és nagyobb égboltláthatóságú peremvárosi terület (17-es grid) felé haladva az intenzitás görbék mérésenként és folyamatosan csökkennek.

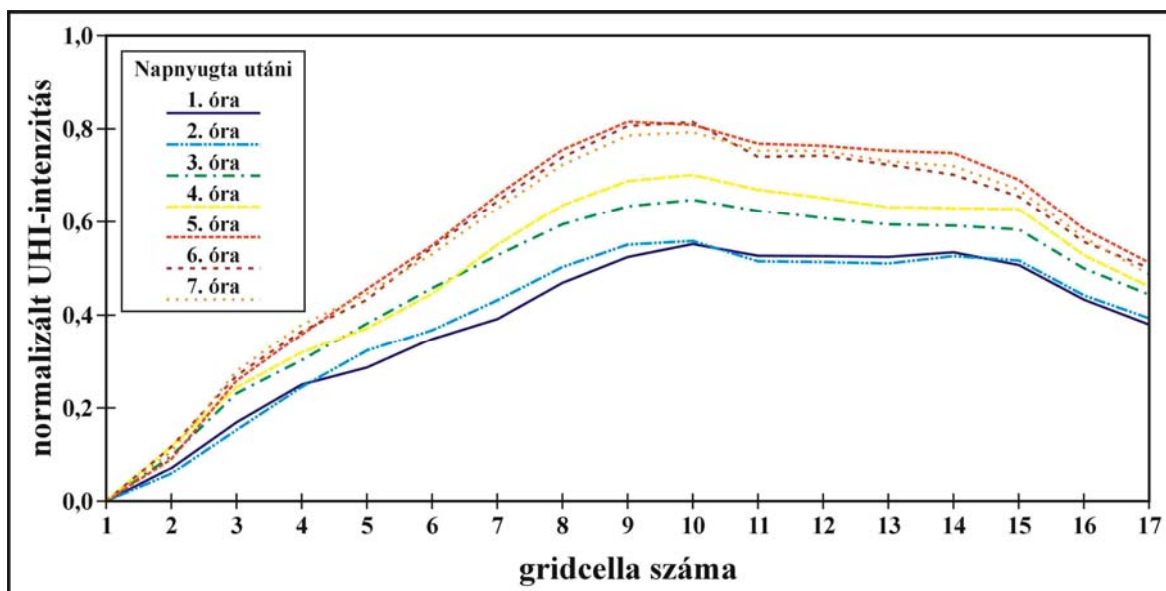


7.3.4. ábra A naplementét követő egész órák átlagos abszolút UHI profiljai Szegeden a teljes keresztmetszet mentén (2002. április – 2003. március)

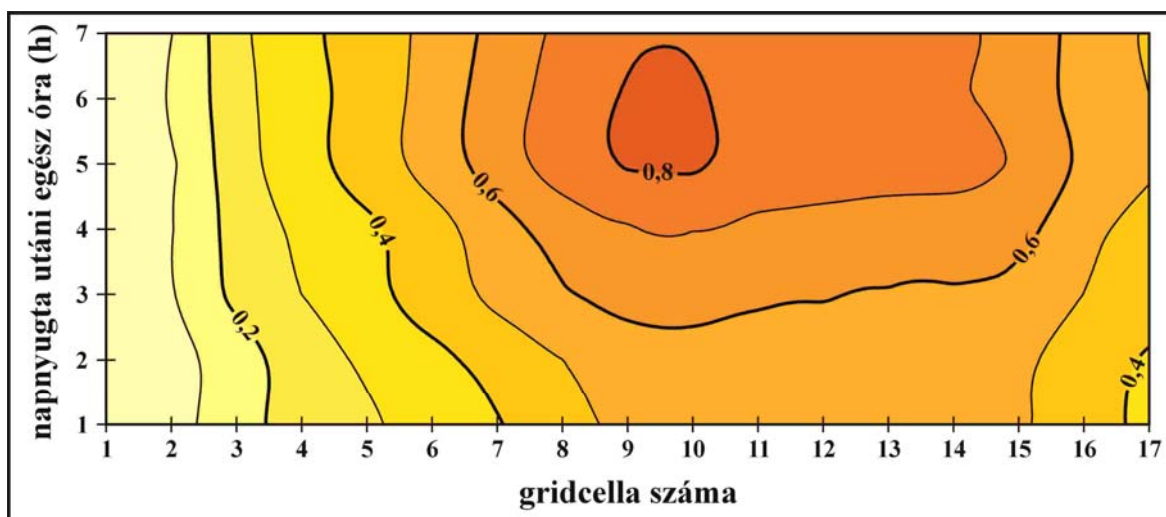
A 7.3.4. ábrán világosan nyomon követhető a kiválasztott szegedi keresztmetszet mentén az UHI nagyságának időbeli változása is. A napnyugta időpontját követően annak rendje és módja szerint mindenhol elkezdődött a városi hősziget felépülése és intenzitásának erősödése (a görbék kisebb – néhány tized °C-ot jelentő – egyenetlenségei a kis adatállomány miatt nem mérvadóak). A naplemente utáni 5-6. órában az UHI elérte maximális

kifejlődését, s utána (a 7. órától) az általános törvényszerűségekkel összhangban már megindult a hősziget intenzitásának mérséklődése.

A napnyugta utáni egész órák átlagos normalizált UHI intenzitás görbéinek (7.3.5. ábra) tanulmányozása a viszonylag kis esetszám ellenére szinte mindenben megerősíti az átlagos abszolút profiloknál elmondottakat.



7.3.5. ábra A naplementét követő egész órák átlagos normalizált UHI profiljai Szegeden a teljes keresztmetszet mentén (2002. április – 2003. március)



7.3.6. ábra Az átlagos normalizált UHI intenzitás izoplétái Szegeden a teljes keresztmetszet mentén (2002. április – 2003. március)

A 7.3.6. ábra segítségével egyszerre vizsgálhatjuk a hősziget kifejlődésének különböző sajátosságait: az izopléta térkép vízszintes irányú metszetei az UHI intenzitás meghatározott referencia időpontokra vonatkozó térbeli elrendeződéseiről tájékoztatnak, a függőleges irányú metszetek elemzése pedig a hősziget intenzitás időbeli változásairól adnak

képet kiválasztott helyek (cellák) esetében. Az izopléták szemléletesen mutatják a 7.3.4. és a 7.3.5. ábrán is megfigyelhető legszembetűnőbb szerkezeti jellemzőt, azaz a városközpont (10-es cella) után hosszan (a 14-15-ös celláig) elnyúló csúcsrégiót. Ennek az átlagban megjelenő sajátosságnak a magyarázata nyilván nem a mérési periódus folyamán esetről esetre változó időjárási tényezőkben keresendő, hanem az állandó városi paraméterekben.

Így, ha a kiválasztott teljes keresztmetszet mentén végigtekintünk, akkor azt tapasztalhatjuk, hogy Szeged központjához (10-es cellához) viszonyítva a beépítettségnek és az SVF-nek a cellánkénti eloszlása korántsem szimmetrikus (3. és 4. melléklet, illetve 7.1.1. ábra). A központtól K-re és ÉK-re elhelyezkedő 7 (11-17-es) cella átlagos beépítettsége (74,42%) magasabb az attól Ny-ra fekvő 7 (3-9-es) celláénál (67,14%), ráadásul az átlagos égboltláthatósági mutatója alacsonyabb (0,879 illetve 0,919). Ez azonban érthető is, hiszen az ÉK-i részen a mérés gyakorlatilag még városi területen belül fejeződik be (17-es cellánál), szemben a keresztmetszet Ny-i szélével (3-as cellától), amely már Szegeden kívül található (7.3.1. ábra). Ehhez az aszimmetriához járul még az is, hogy bár a 7.3.4.-7.3.6. ábrákon az egymást követő sorszámú gridcellák mindig azonos távolságokra kerülnek egymástól, a valóságban a központi cellától ÉK-re elhelyezkedő gridek (a 12-es kivételével) valamivel közelebb vannak a centrumhoz (7.3.2. táblázat). A három – külön-külön is a városi hősziget intenzitását növelő – hatás összegződése jól magyarázza az UHI 7.3.4.-7.3.6. ábrákon megfigyelhető aszimmetrikus, 17-es cella felé elnyúló szerkezetét (Sümeghy, 2001; Unger és Sümeghy, 2001).

7.3.2. táblázat A különböző ábrákon a 10-es cellától azonos távolságra kerülő gridpárok közép-pontjainak centrumtól mért valós távolságai

<i>Gridcella</i>	<i>Távolság (km)</i>	<i>Gridcella</i>	<i>Távolság (km)</i>
9	0,500	11	0,500
8	1,000	12	1,118
7	1,500	13	1,414
6	2,000	14	1,803
5	2,500	15	2,121
4	3,000	16	2,500
3	3,500	17	2,915

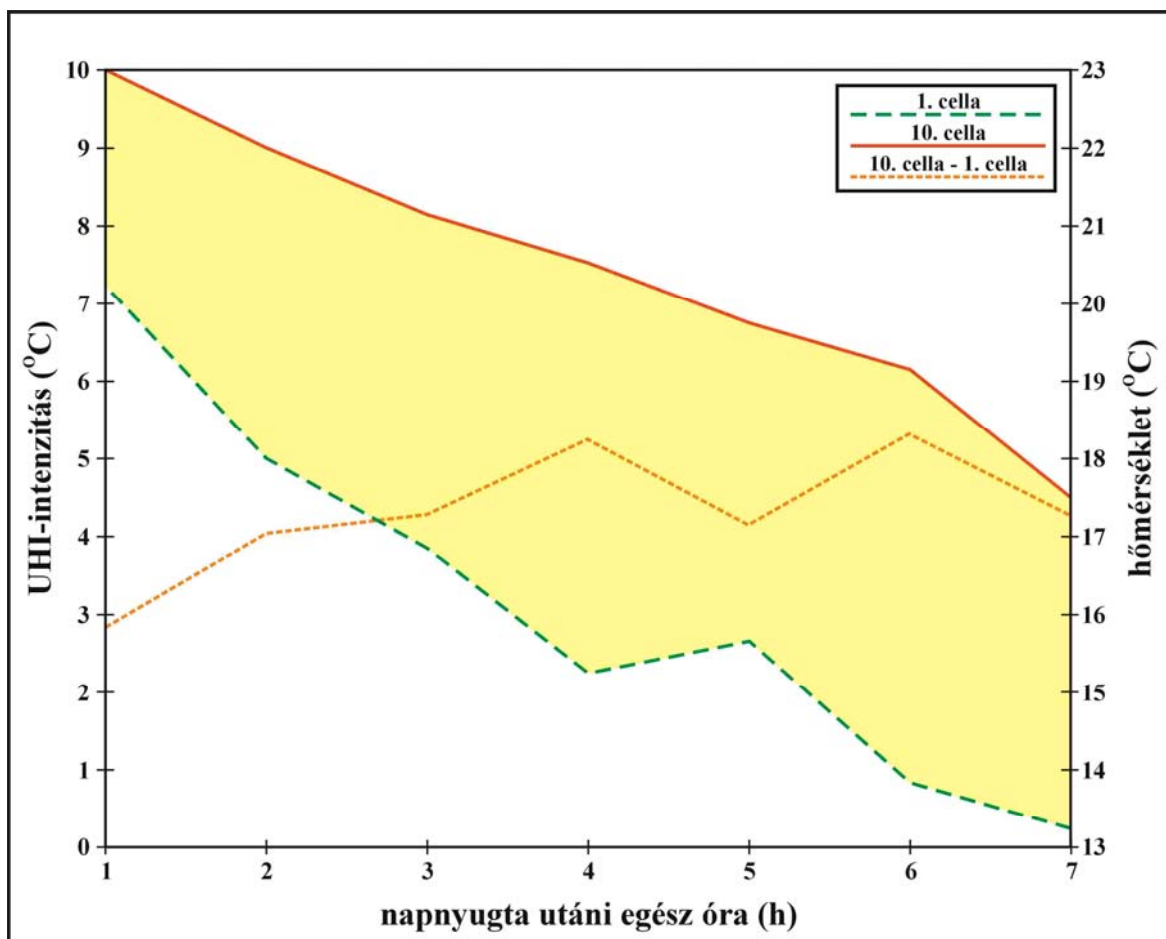
7.3.2.2. Az időjárás okozta eseti sajátosságok

Az állandóan változó időjárási hatások eredményeként az UHI dinamikája mérésről mérésre módosulhat, s az átlagos képtől eltérő eseti sajátosságok alakulhatnak ki. Ezeket a speciális, a hősziget változását a klímaelemek oldaláról megvilágító jellegzetességeket négy (évszakonkénti egy) esettanulmánnyal szeretném bemutatni. A kiválasztott nyári,

ősi és téli példa a 2002/2003-as kampány egy-egy észlelése, azonban a tavaszi mérések közül azért érdemes inkább a 2001. május 30-31.-i (már a teljes keresztmetszet mentén végrehajtott) próbamérést választani, mert ez szolgáltatta a legtöbb érdekességet, tanulságot.

7.3.2.2.1. A 2001. május 30-31.-i éjszaka

Az észlelést megelőző nappal 11 órán keresztül sütött a nap, s a hőmérséklet maximuma elérte a 28°C-ot. Hazánk fölött egy anticiklon pereme húzódott (a légnyomás 1013 hPa volt), amitől ÉK-re egy ciklon örvénylett, amelynek területén felhős, hűvös volt az idő. A naplemente (19.31 h CET) után gyenge (kisebb, mint 2 ms^{-1} sebességű) ÉÉNy-i szél fújt, amely éjfél után átmenetileg valamelyest megerősödött és Ny-ira fordult. A mérés éjjel 2-3 óra között félbeszakadt a beköszöntő heves zivatar miatt.

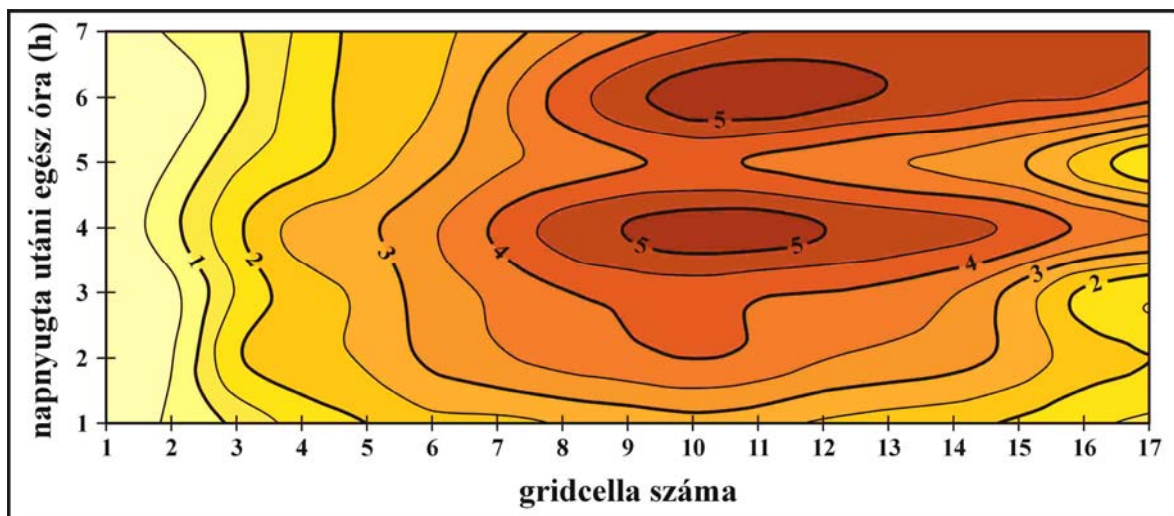


7.3.7. ábra A külterület (1-es cella) és a központ (10-es cella) hőmérsékletének, illetve az ezekből számolt, centrumban jelentkező UHI intenzitásnak az időbeli változása a 2001. május 30-31.-i éjszakán, Szegeden

A 7.3.7. ábrán nyomon követhető a város központjában az UHI nagyságának időbeli változása. Zavaró körülmények (pl. erős szél, csapadék) hiányában a naplemente időpont-

ját követően a már meglévő hősziget intenzitása folyamatosan tovább erősödött, egészen a napnyugta utáni 4. óráig. Ekkor (23 órakor) elérte maximális kifejlődését, s utána az 5. órában (24 órakor) az általános törvényszerűségekkel összhangban már megindult az UHI mérséklődése. E csökkenéshez hozzájárult az a jelenség, hogy az 1-es cella hőmérséklete átmenetileg néhány tized fokot emelkedett (7.3.7. ábra), amit a harmatképződés megindulásával magyarázhatunk. Ezután azonban már arra számíthatnánk, hogy a hősziget mérséklődése töretlenül fog folytatódni, ám a diagram vizsgálata alapján azt tapasztalhatjuk, hogy Szeged központjában a naplementét követő 6. órában (tehát éjjel 1 órakor) az UHI intenzitás éppen ellenkezőleg, ismét növekedett.

A 7.3.8. ábra izotermái alapján az is látható, hogy ez a növekedés nemcsak Szeged központjában, hanem az attól K-re és ÉK-re elhelyezkedő (11-17-es) cellákban is jelentkezett. Sőt, a vizsgált keresztmetszet legkeletebbin fekvő (azaz a 15-17-es) gridjeiben ez az emelkedés még a napnyugta utáni 7. órában (azaz éjjel 2 órakor) is folytatódott. Kérdés, hogy vajon mi lehet ennek a – szokványosnak semmiképpen sem nevezhető – jelenségnek az oka?



7.3.8. ábra Az abszolút UHI intenzitás (°C) térbeli és időbeli sajátosságai a 2001. május 30-31.-i éjszakán, Szegeden

Mivel a városi hősziget felépülésében különösebben szokatlan vagy rendellenes jelenséget nem figyelhetünk meg a keresztmetszet mérés kezdetétől éjfélig, ám azután gyorsan megváltozott a helyzet, ezért arra kell gyanakodnunk, hogy akkor valami hirtelen módosulásnak kellett bekövetkeznie. Az UHI kifejlődését befolyásoló tényezők között nyilván csak az időjárás (illetve annak egy vagy több eleme) lehet a felelős egy ilyen gyors és gyökeres változásért. Ezért meg kellett vizsgálnunk a kérdéses időszak időjárási jellemzőit,

amit el is végeztünk a Szegedi Tudományegyetem Egyetem utcai – tehát a városi környezetet jól reprezentáló, központhoz közeli – automata mérőállomásának (6.2.2. ábra) egy-órás átlagai alapján. Az adatsorokból világosan kitűnt, hogy két tényező, a légáramlás irányának és az általa szállított légtömeg hőmérsékletének a hirtelen módosulása okolható a történetekért. A 7.3.3. táblázatot megvizsgálva ugyanis látható, hogy a napnyugtát követő 5. óra (éjfél) után az ÉÉNy-i szél iránya Ny-ira fordult, sebessége pedig valamelyest megnövekedett. A hőmérséklet hűlése éjszaka 1 óráig egyenletes volt (óránként kb. 0,5°C), ám a mérés 7. órájára (éjjel 2 órára) a Szegeden kívülről (Ny-ról) érkező hűvösebb légáramlás már elérte a belváros területét is, és jelentősebb lehűlést okozott (egy óra alatt több mint 2,2°C-ot).

7.3.3. táblázat A hőmérséklet és a szél változása a kritikus időszakban az SZTE automata mérőállomásának órás átlagai alapján a 2001. május 30-31.-i éjszakán, Szegeden

<i>Napnyugta utáni egész óra (h)</i>	<i>Hőmérséklet (°C)</i>	<i>Szélesség (ms⁻¹)</i>	<i>Szélirány (°)</i>
4	20,31	1,67	348,6
5	19,87	1,70	343,4
6	19,39	2,20	279,3
7	17,10	1,84	268,2

Ez egybevág a mobil mérés során a keresztmetszet mentén gyűjtött hőmérsékleti adatokból (7.3.4. táblázat) leszűrhető következtetésekkel, ám azok tovább árnyalják a képet. Ugyanis felhívják a figyelmet arra a tényre, hogy a Ny-ról érkező hűvös levegő hatására a településtől Ny-ra elhelyezkedő, külterületet reprezentáló 1-es cellában a hőmérséklet nagyobb mértékű esése már egy órával előbb megkezdődött, mint a 4,5 kilométerrel keletebbre fekvő, nagyobb hőmérsékleti tehetetlenséggel jellemezhető belvárosban (lásd a 7.3.7. ábrát is). Megállapíthatjuk továbbá, hogy az érkező front okozta erőteljes hatás hamar átvonult a területen, hiszen megjelenése után egy órával a hőmérséklet csökkenésének üteme visszaállt az óránként 0,5°C körüli értékre (Sümeghy, 2001).

7.3.4. táblázat A hőmérséklet változása a kritikus időszakban a mobil mérések adatai alapján a külterületi 1-es és a központi 10-es cellában a 2001. május 30-31.-i éjszakán, Szegeden

<i>Napnyugta utáni egész óra (h)</i>	<i>1-es cella hőmérséklete (°C)</i>	<i>10-es cella hőmérséklete (°C)</i>
4	15,20	20,47
5	15,68	19,77
6	13,88	19,18
7	13,24	17,46

E tények ismeretében már jól magyarázható a kiválasztott szegedi keresztmetszeti 2001. május 30-31.-i hőmérsékletmérés általánostól eltérő sajátosságai. Az éjjel után Ny-ról érkező hűvösebb légtömeg ugyanis először hirtelen lehűtötte a külterület levegőjét, mialatt a város belseje fölött a léghőmérséklet csökkenése folyamatos, de jóval kisebb mértékű volt. Így érthető, hogy a két érték különbségeként értelmezett UHI intenzitás a mérés 6. órája (éjszaka 1 óra) körül jelentősen megnövekedett, azaz időbeli menetében egy újabb csúcs jelentkezett (7.3.7. *ábra*). Az érkező front hatása hasonlóképpen jól megvilágítja a naplementét követő 6-7. órában az izotermáknak a 17-es cella felé történő megnyúlását (7.3.8. *ábra*), melynek kialakításában részt vett az az éjjel után jelentkező Ny-i légáramlás, ami K felé maga előtt tolta a belváros fölött kialakult melegebb légtömeget. Ez a hatás még arra is képes volt, hogy éjszaka 2 órára a legkeletibb (15-17-es) cellákban a hősziget intenzitásának további (noha már csak mérsékeltebb) emelkedését okozza (Sümeghy, 2001).

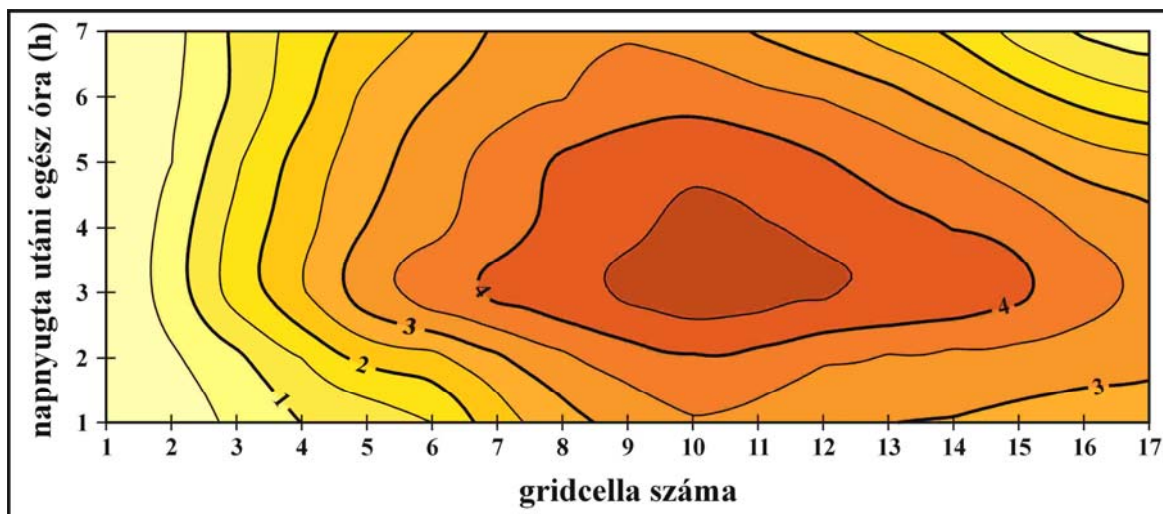
Az éjjel 2-3 óra között kitört heves zivatar viszont véget vetett a mérésnek, mert rövid időn belül elmosta a vidéki és a városi területek hőmérsékletében korábban észlelt különbségeket (Sümeghy, 2001).

7.3.2.2.2. A 2002. június 17-18.-i éjszaka

Az észlelést megelőző nappal meleg nyári időjárás uralkodott, melynek folyamán a hőmérséklet maximuma meghaladta a 28°C-ot. Az égbolt majdnem teljesen tiszta volt és csak mérésenként (1,8-3,6 ms⁻¹ sebességű) szél fújt. Napnyugta (19.33 h CET) után a szél gyengült (2 ms⁻¹ alá), s csak a napkelte előtti órában növekedett meg kissé (kb. 2,5 ms⁻¹-ra). A naplementét követő 1-2. órában a szélirány ÉNy-i volt, ami a 3-4. órában É-ira változott, majd a mérés utolsó (5-7.) óráiban K-ÉK-ire módosult. Hazánk fölött ekkor egy anticiklon helyezkedett el (a légnyomás 1020 hPa volt). Felhősödés az éjszaka folyamán sem következett be, így a zavartalan kisugárzás hatására a levegő hőmérséklete 17°C alá csökkent.

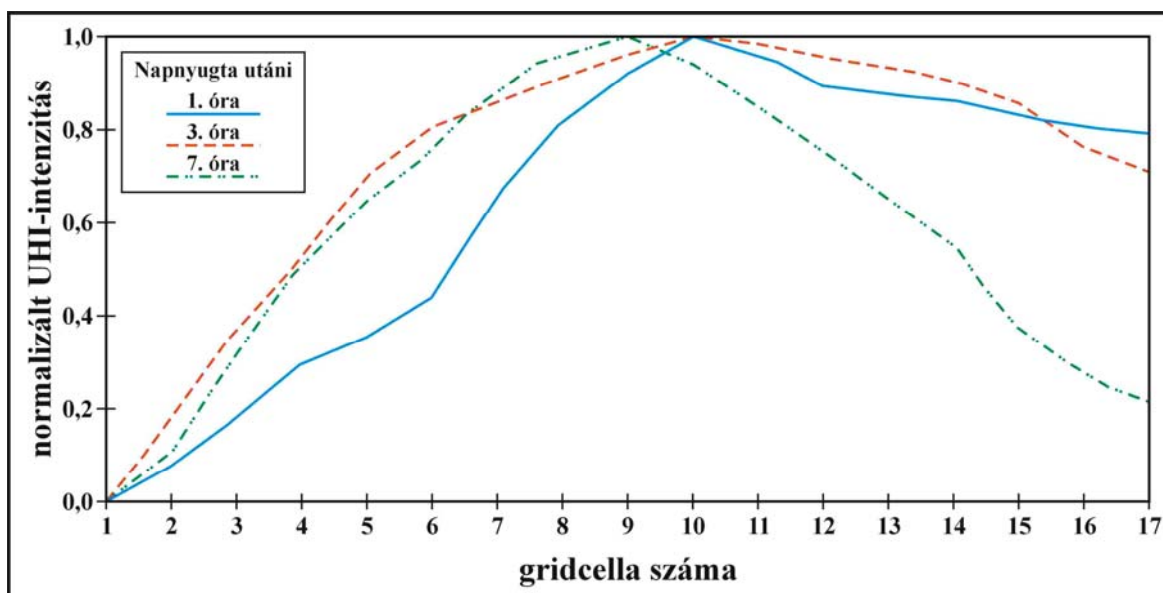
A 7.3.9. *ábra* alapján azt mondhatjuk, hogy az ezen a nyári éjjelen kialakult hősziget szerkezete szinte ideális. A legnagyobb (több mint 4,5°C-os) UHI intenzitás a város központjában (9-12-es cellában) a naplemente utáni 3-4. órában alakult ki. A $\Delta T_{\max}$ érték (4,84°C) a 10-es cellában a 3. órában jelentkezett. Ha a vidékinek tekintett (1-es) cellától megyünk Szeged centrumáig, akkor azt találjuk, hogy a hősziget minden órában növekedett. A központot elhagyva és a 17-es cella felé továbbhaladva pedig az UHI csökkenését

tapasztalhatjuk mindegyik időpontban. Az izotermáknak a keresztmetszet ÉK-i vége felé történő megnyúlásának legfőbb oka a városi paraméterek már tárgyalt jellegzetessége.



7.3.9. ábra Az abszolút UHI intenzitás ($^{\circ}\text{C}$) térbeli és időbeli sajátosságai a 2002. június 17-18.-i éjszakán, Szegeden

Ha azonban fölhasználjuk a normalizálás nyújtotta előnyöket, és ezt az eljárást ebben az esetben alkalmazzuk a mérés elejéről (az 1. órától), közepéről (3. órától) és végéről (7. órától) származó, külön-külön normalizált keresztmetszeti profilok elkészítéséhez, akkor olyan részleteket figyelhetünk meg, amelyek nem magyarázhatók csupán a városi sajátosságokkal (7.3.10. ábra).



7.3.10. ábra Kiválasztott órák normalizált UHI intenzitás profilok a 2002. június 17-18.-i éjszakán, Szegeden

A 7.3.10. ábrán látható, amint az 1. óra profilja egy viszonylag mérsékelt emelkedést mutat a sűrűbben beépített terület határáig (a 6-os celláig; lásd a 3. és 4. mellékletben, illetve a 7.1.1. ábrán). Ezután egy meredekebb rész következik és a központi, 10-es cellában éri el a legnagyobb értékét (azaz $\Delta T_{\text{norm}} = 1$, ami $3,46^{\circ}\text{C}$ -nak felel meg) ennél az időpontnál. Ekkor a hősziget intenzitásának csökkenése Szeged ÉK-i pereme felé igen lassú volt.

A 3. óra görbéje már a település szélénél meredeken emelkedni kezd, amely a centrumig tart (az 5-6-os cellától némileg mérséklődő ütemben ugyan). A korábbiakban említetteknek megfelelően ekkor (a 3. órában) és itt (a 10-es cellában) figyelhető meg az egész éjszaka során bekövetkezett maximális abszolút UHI intenzitás ($4,84^{\circ}\text{C}$), így tehát ennek a profilnak is itt van a $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ értéke. A központtól a 17-es cella felé haladva a hőszigetnek szintén nagyon enyhe ütemű mérséklődését tapasztalhatjuk.

A 7. óra profilja nagyon hasonlít a 3.-éhoz a mérés első felében, de a legnagyobb UHI intenzitás ($4,57^{\circ}\text{C}$) kissé Ny-ra tolódva, a 9-es cellában jelentkezik (tehát ekkor ez képviseli a $\Delta T_{\text{norm}} = 1$ értéket). Viszont az észlelési út második felében a városi hőszigetnek a korábbiaknál sokkal gyorsabb ütemű csökkenését figyelhetjük meg.

Mivel a városi jellemzők az éjszaka folyamán változatlanok voltak, nyilvánvaló, hogy a jelenség magyarázatának oka csakis egy vagy több időjárási paraméter módosulásában keresendő. A meteorológiai tényezők közül a felhőzet hatása kiesik (mert az égbolt a mérés éjszakáján végig tiszta volt), viszont meg kell vizsgálnunk a szél irányának és sebességének módosulásait.

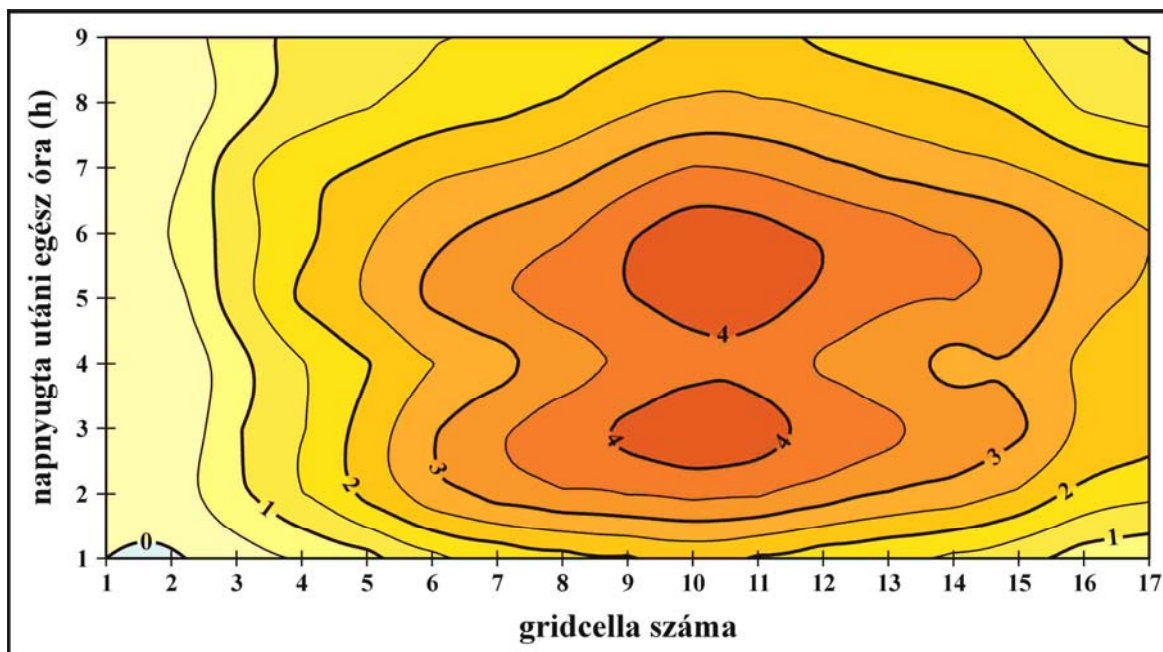
Mint az észlelés általános időjárási sajátosságainak bemutatásakor említettem, a szél iránya néhány óra leforgása alatt markánsan – kb. $100\text{--}130^{\circ}$ -kal (ÉNy-iról fokozatosan K-ÉK-ire) – változott, s ráadásul a 6-7. órára kissé meg is erősödött (de nem annyira, hogy lerombolja a korábban fölépült hőszigetet). Ezzel szemléletesen magyarázható a normalizált görbék mutatta elrendeződés: kezdetben az ÉNy-ról érkező hűvösebb vidéki levegő segítette elő az UHI profilok K-ÉK-i irányú megnyúlását, majd a K-ÉK-ire forduló, felerősödő légáramlás struktúráltá át a hőszigetet kissé Ny felé (Sümeghy and Unger, 2003b; Unger et al., 2003; Sümeghy és Unger, 2003c).

7.3.2.2.3. A 2002. szeptember 10-11.-i éjszaka

Az észlelést megelőző nappal kifejezetten tiszta, meleg, napos időjárás uralkodott, melynek folyamán a hőmérséklet maximuma meghaladta a 30°C -ot. Csak méréselt (1,4– $3,5\text{ ms}^{-1}$ sebességű) szél fújt, amely azonban a napnyugta (18.01 h CET) utáni 4-5. órában

még tovább gyengült, s ekkor érte el a mérés során a legalacsonyabb ($1,4-1,9 \text{ ms}^{-1}$ közötti) sebességét. A szél iránya nem változott, az észlelés alatt (illetve az azt megelőző órákban) végig É-ÉK-i volt. Hazánk fölött ekkor is egy anticiklon helyezkedett el (a légnyomás 1015 hPa volt). Felhősödés az éjszaka folyamán sem következett be, így a zavartalan kisugárzás hatására a levegő hőmérséklete 20°C alá csökkent.

A 2002. szeptember 10-11. éjjelén végrehajtott mérés (7.3.11. ábra) az eddigiekkel ellentétben már 9 fordulóból állt (értelemszerűen az éjszakák meghosszabbodása miatt). Szerkezete meglehetősen szabályos, kivéve azt az első ránézésre szembeötlő jellegzetességet, hogy a kialakult hőszigetnek kettős, egymástól jól elkülönülő csúcsa van. A legnagyobb (több mint 4°C -os) UHI intenzitások a város központjában (a 9-11-es cellában) a naplemente utáni 3. illetve 5-6. órában alakultak ki. A ΔT_{max} érték ($4,37^\circ\text{C}$) a 10-es cellában a 3. órában (tehát az első csúcsnál) jelentkezett.



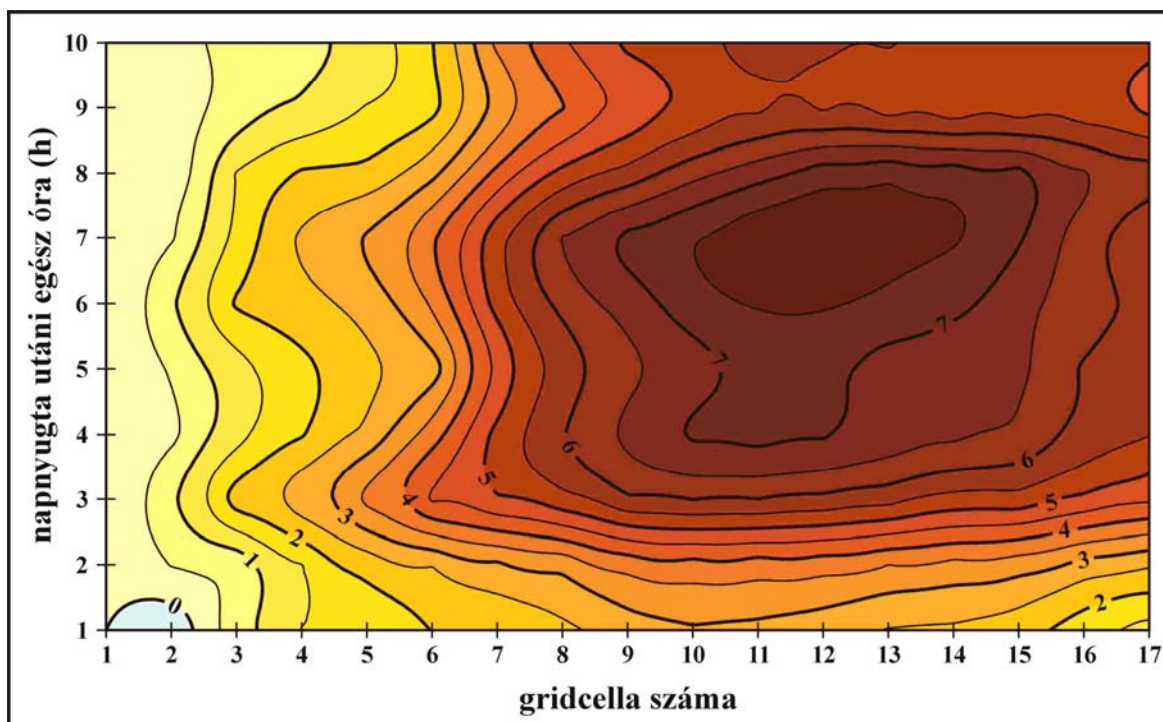
7.3.11. ábra Az abszolút UHI intenzitás ($^\circ\text{C}$) térbeli és időbeli sajátosságai a 2002. szeptember 10-11-i éjszakán, Szegeden

A 7.3.11. ábra mutatta (időbeli) kettős csúcs kialakulását a korábbiakhoz hasonlóan szintén valamelyik időjárási tényező módosulásával kell magyaráznunk. Mivel felhősödés vagy csapadék ezen mérés alkalmával sem volt, ezért most is érdemes megvizsgálni a szél irányának és erősségének éjszakai változását. Nos, az észlelés alatt végig É-ÉK-i légáramlás volt, amelynek sebessége azonban észrevehetően lelassult a mérés 4-5. órájában. Közismert tény, hogy a szélerősség fokozódása a hőszigetet kialakító folyamatok ellen hat, és fordítva: annak gyengülésével növekszik az UHI kifejlődésének valószínűsége és mértéke.

Megállapíthatjuk tehát, hogy ebben az esetben a szélsőbesség mérséklődésének köszönhető a hősziget visszaerősödése és a második (néhány tized fokkal alacsonyabb) csúcs kialakulása (Sümeghy and Unger, 2003b).

7.3.2.2.4. A 2003. február 12-13.-i éjszaka

Az észlelést megelőző nappal kifejezetten hideg téli időjárás uralkodott, melynek folyamán a hőmérséklet maximuma alig érte el a -3°C -ot. Az égbolt egész nap és éjjel majdnem teljesen tiszta maradt. A mérés előtt 1 ms^{-1} sebességű ÉNy-i szél fújt, amely napnyugta (17.00 h CET) után sem változott meg. Hazánktól É-ra ekkor egy anticiklon helyezkedett el (a légnyomás 1030 hPa volt). Mivel felhősödés az éjszaka folyamán sem következett be, így a zavartalan kisugárzás hatására a levegő hőmérséklete -18°C alá zuhant. A Szegedet övező területeket 25 cm vastag (az észlelést megelőző héten esett, nagyrészt még tiszta) hó borította, míg a város számos részén (főleg természetesen a főbb közlekedési útvonalakon, amelyek mentén a mérések is folytak, illetve a parkolóknban) már eltakartották a havat, a maradék pedig szennyezett volt.



7.3.12. ábra Az abszolút UHI intenzitás ($^{\circ}\text{C}$) térbeli és időbeli sajátosságai a 2003. február 12-13.-i éjszakán, Szegeden

A 2003. február 12-13. éjjelén végrehajtott mérés (7.3.12. ábra) az éjszakák további hosszabbodása miatt már 10 fordulóból állt. Szerkezetét többé-kevésbé szabályosnak tekinthetjük, ám a legnagyobb (több mint 7°C -os) UHI intenzitások nemcsak a város köz-

pontjában (9-11-es cellában), hanem még inkább annak ÉK-i szomszédságában (12-14-es cellában) fordultak elő. Ráadásul a $\Delta T_{\max}$ érték (7,97°C!) a mérés utolsó harmadában, a 7. órában jelentkezett (a 12-es cellában).

A 7.3.12. ábrán megfigyelhető méretű hősziget kifejlődését a már bemutatott, szinte zavartalan időjárási körülmények tették lehetővé, amit végső soron a vidéki és városi területek eltérő anyagi minőségű és színű fedettsége erősített föl szélsőséges mértékben. Az UHI szerkezetének az átlagosnál valamivel jobban K-ÉK-i irányba megnyúló alakját az enyhe, de állandóan ÉNy felől fújó szél magyarázza. (Sümeghy and Unger, 2003b; Unger et al., 2003)

8. A KARTOGRAMMÓDSZER ÚJ ÉRTELMEZÉSE

A városi hősziget területi szerkezetének térképezése és a keresztmetszet menti mérések során kapott eredmények megjelenítése sok esetben tematikus térképpel történt. A létező tematikus ábrázolási eljárások (részletesen lásd az alábbiakban) közül a téma jellege miatt leggyakrabban az izovonalmódszert alkalmaztuk, de a városi paraméterek (beépítettség és égboltláthatóság) bemutatása esetén a kartogrammódszer használata volt célszerű. Ez utóbbiak (tehát a kartogramtérképek) szerkesztése, készítése és használata során merült föl az igény a kartogrammódszernek, mint tematikus kartográfiai kategóriának az átgondolására és új értelmezésére. Az ezzel kapcsolatos – s a városi hősziget kutatáshoz szorosan nem kapcsolódó, de végsősoron az által indukált – kartográfiaelméleti eredményeket éppen ezért most külön, a dolgozatom végén ebben a fejezetben tárgyalom.

8.1. Tematikus térképek és ábrázolási módszerek

A tematikus térképek a természeti és társadalmi jelenségeket, folyamatokat, azok minőségi és mennyiségi jellemzőit, szerkezetét és funkcióját szemléltetik, méghozzá rendkívül sokféleképpen. Az ábrázolási módszerek ilyen nagyfokú változatossága miatt a szaktérképeknek – grafikus megjelenésük alapján – többféle osztályozását ismeri a nemzetközi szakirodalom (*Baranszkij*, 1939; *Raisz*, 1962; *Arnberger*, 1966; *Meynen*, 1972).

A hazai kartográfiaelméletben az a gyakran használt csoportosítás vált elfogadottá, amely a vonatkozási felület, a bemutatott témák minőségi és mennyiségi jellemzői, valamint a szerkesztés módszere alapján hét fő tematikus ábrázolási módszert különböztet meg (*Klinghammer és Papp-Váry*, 1980; *Klinghammer és Papp-Váry*, 1983; *Lerner*, 1989; *Unger*, 1999c). Ennek megfelelően tehát a honi osztályozás a különböző szaktérképeket a jel, a pont, a felületi, a kartogram, a diagram, az izovonal és a mozgásvonalak módszerébe sorolja, amely minden szempontból logikus csoportosítást adja a tematikus ábrázolások rendszerének.

Ebben a fejezetben e keretek között maradva csupán a kartogrammódszert, illetve annak újszerű megfogalmazását tárgyaljuk. Az eljárás hagyományos felfogása kiválóan működött mindaddig, amíg főként csak kartográfus szakemberek foglalkoztak tematikus térképek szerkesztésével. Mára azonban olyan mértékben terjedtek el a kartogramok készítését támogató térinformatikai szoftverek és szélesedett ki térképészeti célú alkalmazói- és felhasználói köre, hogy szükségessé vált a kartogrammódszer újragondolásával azt a mindennapi gyakorlathoz igazítani.

8.2. A kartogrammódszer hagyományos értelmezése

A kartogram szerkesztés kezdetei a 18. század végének grafikus statisztikai próbálkozásaira nyúlnak vissza. A statisztikai kutatásnak és adatszolgáltatásnak a 19. század első felétől zajló kiterjedése mind több, területre (statisztikai, közigazgatási egységre) vonatkozó mennyiségi adatot eredményezett. A közvélemény érdeklődése is fokozódott az ilyen módon növekvő (elsősorban demográfiai és gazdasági) adathalmaz iránt, ami megsokszorozta a térképi megjelenítésükre tett kísérletek számát. S bár ennek a grafikus módszernek már a 19. század közepétől akadt egy-egy ellenzője, mára az egyik fontos tematikus ábrázolási módszerré vált (Török, 1995).

A kartogram tehát a pontos vonatkozási hely nélküli, felületre vonatkozó mennyiségi adatok térbelileg hű bemutatására alkalmas. A vonatkozási felület lehet egyrészt statisztikai (rendszerint valamilyen igazgatási terület), másrészt mértani (térképen mesterségesen kialakított geometriai alakzatokból – háromszögekből, négyzetekből vagy hatszögekből – álló hálózat) és harmadrészt földrajzi (a tárgyalt témát illetően állandó tulajdonságokkal rendelkező tájegység). A hagyományos felfogás szerint, ha az ábrázolandó mennyiség abszolút számérték, akkor a szemléltetés képszerű rajzokkal vagy mértani idomokkal, azaz jelkartogrammal történik, ha pedig a bemutatandó mennyiség relatív adat, akkor az ábrázolásnál értékfokozatos felületi jeleket vagy színárnyalatokat, azaz felületkartogramot használunk. A jelkartogram alapvető tulajdonsága, hogy a jel mindig kisebb, mint a vonatkozási felület, s ha a térképszerkesztés úgy kívánja, akkor azon belül el is tolható (Klinghammer és Papp-Váry, 1980; Klinghammer és Papp-Váry, 1983; Lerner, 1989; Unger, 1999c).

A hagyományosan megközelített kartogram ábrázolásra mutat remek példát a 8.2.1. ábra. Ezen Szeged hőmérsékleti többletének és a beépítettségének a kapcsolatát szemléltetjük a 0,25 km² területű gridcellákra (tehát mértani felületekre) vonatkoztatva. Amíg a környezethez viszonyított UHI intenzitás °C-ban megadott (abszolút) érték, addig a beépítettség %-ban kifejezett (relatív) adat: így az előbbit váltakozó méretű mértani idomokkal (jelkartogrammal), az utóbbit pedig értékfokozatos felületi jelekkel (felületkartogrammal) ábrázoljuk.



8.2.1. ábra Hagyományos értelmezés szerinti jelkartogram ((a) éves átlagos maximális UHI intenzitás) illetve felületkartogram ((b) 0-25%-os, (c) 26-50%-os, (d) 51-75%-os és (e) 76-100%-os beépítettség)

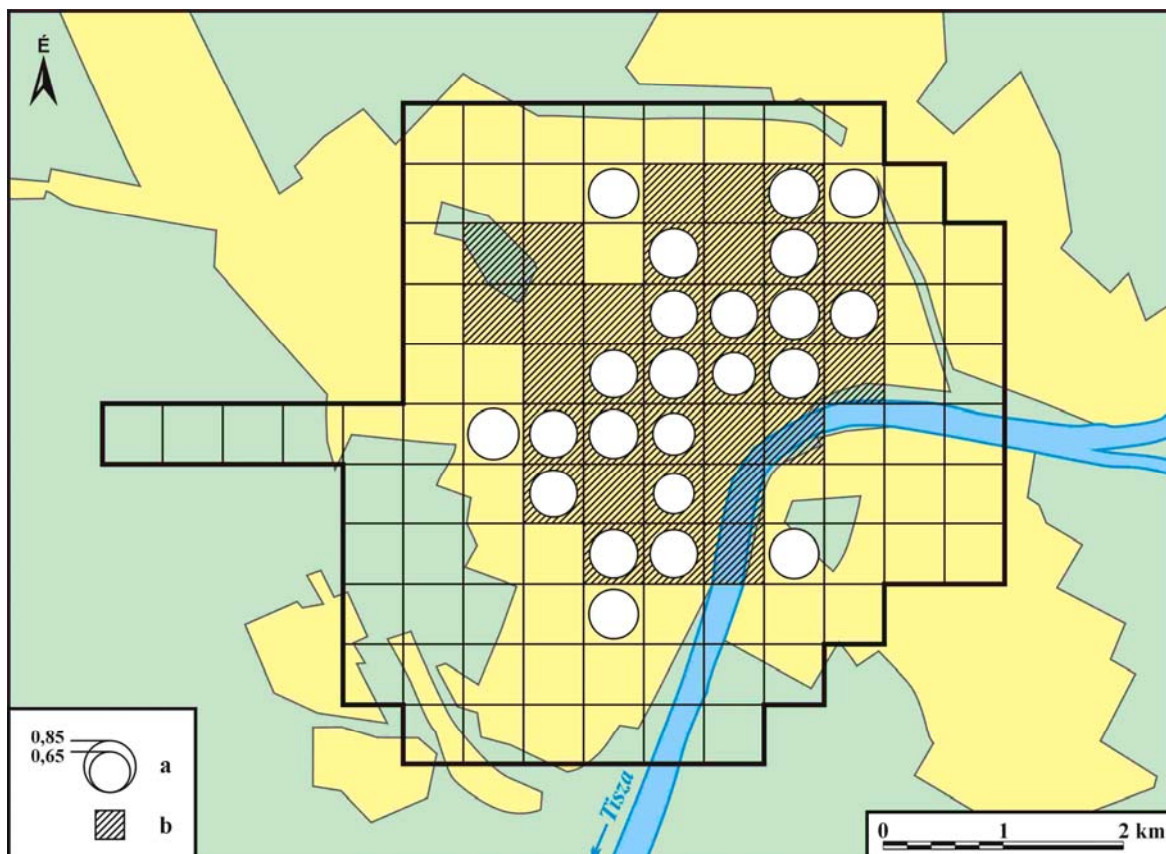
8.3. A kartogrammódszer új értelmezése

Napjainkra minden geotudományban általánossá vált a térinformatikai rendszerek építése és használata, s a GIS-szoftverek egyaránt támogatják a jel- és felületkartogramok készítését, függetlenül a szerkesztés alapjául szolgáló számszerű attribútumadatok jellegétől. A korábbi hazai mértékadó szakirodalom egy része sem zárja ki a relatív számok alapján szerkesztett jelkartogram és az abszolút adatokból készített felületkartogram elvi lehetőségét (Klinghammer és Papp-Váry, 1980), sőt akad olyan forrás is, amely az utóbbi gyakorlati előfordulását is említi, ám azt a „valóság meghamisításának” tartja (Lackó, 1969).

Vizsgáljuk meg tehát, hogy mi történik akkor, ha eltérünk a kartogrammódszer hagyományos alkalmazásától, és a területre vonatkozó abszolút adatokat értékfokozatos felületi jelekkel vagy színárnyalatokkal, illetve relatív értékeket képszerű rajzokkal vagy mértani idomokkal szemléltetünk. Vajon hibát követünk-e el ezzel, netán értelmezhetetlen térképet szerkesztünk, avagy nem is kartogramot készítünk?

Nos, úgy véljük, egyik veszély sem fenyeget, sőt már sok ilyen (ráadásul kiváló minőségű) térkép készült. Tekintsünk példaként egy olyan jellegű feladatot, amilyen a térinformatikai rendszerek alkalmazása során gyakran felmerül, s amelynek témája szintén a szegedi UHI kutatás területéről származik.

Mint a dolgozat korábbi részében már tárgyaltuk, a települések környezetükhöz viszonyított hőmérséklet növelő hatásának csak egyik befolyásoló faktora a beépítettség aránya, ám nem kizárólagos tényező, mert a városi geometria függőleges szerkezetére utaló égboltláthatósági index is nagyon jelentős. Láttuk, hogy az SVF egy olyan (0 és 1 között változó) relatív adat, amely megmutatja, hogy adott helyen az égbolt mekkora hányada látszik (azaz nincs eltakarva pl. épületek vagy növényzet által). Tapasztaltuk, hogy az UHI intenzitás általában ott a legnagyobb, ahol az SVF értéke a legkisebb (azaz rendszerint a belvárosban, ahol magas épületek sűrűn helyezkednek el).



8.3.1. ábra Hagyományos felfogástól eltérő jelkartogram ((a) SVF, ahol kisebb mint 0,85) illetve felületkartogram ((b) 2 °C-nál nagyobb az éves átlagos maximális UHI intenzitás)

Ezt a kapcsolatot igazolja Szeged esetében a 8.3.1. ábra, melyet úgy szerkesztettünk, hogy térinformációs rendszerünkől egyszerre kérdeztük le a legnagyobb termális (több mint 2 °C-os) módosulással jellemezhető, illetve a legkisebb (alacsonyabb mint 0,85)

égboltláthatósági indexszel rendelkező gridcellákat. Ám a megjelenítés során eltekintünk a jel- és felületkartogram hagyományos definíciójától: ezúttal a felületre vonatkozó abszolút adatokat szemléltettük értékfokozatos felületi jelekkel, s a relatív értékeket pedig nagyságukkal arányos méretű mértani idomokkal (ezúttal olyan körökkel, amelyek a négyzet alakú gidcellákba írható körök – mint elvileg lehetséges maximális 1-es értékek – átmérő menti arányos kicsinyítései). Természetesen ez csupán egy a lehetséges számtalan példa közül, de véleményünk szerint már ennyi alapján is könnyen belátható, hogy a hagyományos meghatározás figyelmen kívül hagyásával is szerkeszthető jó és reális kartogramtérkép, amely nem hamisítja meg a valóságot. Mint már az előzőekben említettük, a tapasztalat szerint készülnek is ilyen térképek, amelyek azonban nem sorolhatók be a klasszikus elmélet alapján.

A gyakorlat megérlelte tehát a jel- és felületkartogram definíció átfogalmazásának szükségességét. Véleményünk szerint a kartogram továbbra is a pontos vonatkozási hely nélküli, felületre vonatkozó mennyiségi adatok térbelileg hű bemutatására alkalmas, de nem azok milyensége (abszolút vagy relatív jellege) dönti el, hogy jel- vagy felületkartogramról van szó, hanem az ábrázolás módjának megválasztása. A térkép helyessége nem ettől, hanem elsősorban a képszerű rajzok vagy mértani idomok méretétől, színétől és elhelyezésétől, értékfokozat alkalmazásánál a kategóriahatárok megfelelő kijelölésétől és az egyes értékfokozatok jó elkülöníthetőségétől, illetve a megjelenítés szemléletességétől függ.

8.4. Összegzés

A térinformatikai rendszerek elterjedésével kiszélesedett a térképkészítők köre, s mélyebb kartográfiaelméleti képzettség híján is élnek a GIS-szoftverek föl kínálta mindenfajta szerkesztési eljárással és ábrázolási módszerrel. Így sok esetben olyan (önmagukban értelmes, hasznos és jó) tematikus térképek születnek, amelyeket azonban a hagyományos jel- és felületkartogram definíció nem tud kezelni. Egy, a városi hősziget vizsgálatával kapcsolatos és az által fölvetett problémával próbáltuk (s még számos továbbival lehetett volna) bemutatni, hogy a relatív értékek alapján szerkesztett jelkartogram és az abszolút adatok alapján készített felületkartogram lehet teljes értékű szemléltetés, amely nem torzítja el a valóságot (illetve ha mégis, akkor ott más probléma is van). Éppen ezért nem ezt a kérdést tartjuk annak, amelyben a térképész szakmának kérlelhetetlenül föl kellene lépnie a gyakorlat ellen. Így tehát azt javasoljuk, hogy a továbbiakban a vonatkozási hely nélküli,

felületre vonatkozó mennyiségi értékeknek térbelileg hű bemutatását az adatok milyenségétől (abszolút vagy relatív jellegétől) függetlenül képszerű rajzokkal vagy mértani idomokkal történő szemléltetés esetén tekintjük jelkartogramnak, értékfokozatos felületi jelekkel vagy színárnyalatokkal való ábrázolás esetén pedig felületkartogramnak (*Sümeghy és Unger, 2004b*).

9. EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA

9.1. A maximális abszolút hősziget intenzitás

1. A nemzetközi szakirodalomban az európai városok és környezetük között jelentkező maximális hőmérsékleti eltérés számítására két, a különbséget a települések lakosságszámának (P) függvényében becsülő egyenlet is található:

$$\Delta T_{\max} = 2,01 \cdot \lg P - 4,06 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Oke, 1973})$$

$$\Delta T_{\max} = 1,92 \cdot \lg P - 3,46 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Park, 1987})$$

Az így ($P = 168.000$) számított elméleti maximális hősziget intenzitás Szegeden az első egyenlet alapján $6,44^\circ\text{C}$ -nak, a második alapján pedig $6,57^\circ\text{C}$ -nak adódik. Mérési tapasztalataink szerint azonban ezeknél a becsült maximum értékeknél nagyobb, sőt akár a 8°C -ot is megközelítő UHI intenzitások is előfordulhatnak a valóságban. Ez felhívja a figyelmet arra, hogy a maximális hősziget intenzitás lakosságszám alapján történő becslése csak kellő óvatossággal kezelhető közelítő értéket ad, hiszen ez a jelenség számos (a települések lélekszámával nem mindig szoros kapcsolatban álló) tényező bonyolult kölcsönhatásának eredményeként alakul ki.

9.2. A városi paraméterek és a hősziget kapcsolata

2. A beépítettség és az átlagos maximális UHI intenzitás (2002. április – 2003. március) között pozitív jellegű kapcsolat áll fenn, azaz a beépítettség értékének növekedésével nő a város és környéke közötti hőmérsékleti különbség értéke is. A lineáris kapcsolat szorosságát a korrelációs együttható magasnak mondható értéke ($r = 0,7787$) támasztja alá, ugyanis ennek az értéknek az elfogadási tartománya – 107 elem esetén, 1%-os szignifikancia szinten – $r = 0,25$ (Péczeley, 1979), tehát azon nullhipotézisünk, miszerint a két paraméter között nincs kapcsolat, egyértelműen elvethető.
3. Az SVF és az átlagos maximális UHI intenzitás közötti kapcsolat jellege fordított arányú, azaz az SVF értékének (az égbolt nyitottságának) növekedésével csökken a hőmérséklet értéke is. A lineáris kapcsolat szorosságát a korrelációs együttható szintén magasnak mondható értéke ($r = -0,6889$) bizonyítja, tehát a beépítettséghez hasonlóan itt is reális kapcsolat áll fenn.

9.3. Az átlagos maximális városi hősziget területi struktúrája

4. A 2002/2003-as mérési sorozat alapján szerkesztett éves átlagos maximális UHI koncentrikushoz közeli alakot mutat. Erősebb eltérések ettől a formától csak Szeged ÉK-i és ÉNy-i részein figyelhetők meg, amelyek egybeesnek a nagy panelépítésű lakótelepek területével. Az átlagosan 2°C-nál nagyobb hősziget intenzitás már jelentős termális módosulást jelent. A legalább ilyen erősségű UHI kiterjedése meglehetősen nagy, a vizsgált terület kb. harmadát (8-9 km²) fedi le (Sümeghy *et al.*, 2003). A hőmérsékleti gradiens legnagyobb értékei (1,5-2,5°Ckm⁻¹) a hősziget É-i, DK-i és Ny-i részein mutatkoznak, amelynek az az oka, hogy itt Szeged különféle szerkezeti-morfológiai típusai keskeny sávban, gyorsan váltják egymást. A Tisza mentén az izotermák kissé „behúzódnak” a város belsőbb területei felé, azonban ez a hatás nem túl erős. Az izotermáknak az elméletben vázolt ideális alaktól eltérő futása hűen követi a város szerkezeti-morfológiai változásait, s összhangban van a beépítettség és az SVF területi eloszlásával. Ezt a képet az 1999/2000-es kampány adatai teljes mértékben megerősítik (Sümeghy *et al.*, 2000).
5. Fontos megállapítani, hogy kissé különbözik a fűtési (október 16. – április 15.) és a nem-fűtési (április 16. – október 15.) időszak UHI eloszlása. Habár az antropogén hőtermelés a fűtési időszakban jóval hangsúlyosabb, a természetes kialakító tényezők (pl. napsugárzás, szél, felhőzet) eltérő hatása miatt a hősziget csak szerkezetében hasonlít a melegebb időszak struktúrájára, az intenzitása valamelyest alulmúlja azt (Sümeghy and Unger, 2003a; Sümeghy és Unger, 2003c).

9.4. Normalizált hősziget intenzitás

6. A dolgozatban példákkal igazoltam, hogy az átlagos normalizált UHI szerkezetek a különböző szerkesztési eljárások következtében jelentősen eltérhetnek, tehát nem mindegy, hogy hogyan képezzük ezeket. Ha ugyanis az abszolút átlagot normalizáljuk, akkor kevés elemű, de jelentős intenzitás különbségeket mutató adatsor esetén az átlagban a nagyobb értékek hatása fog dominálni. Mivel azonban semmi sem indokolja a nagy hősziget intenzitások kisebbekkel szembeni prioritását, ezért ez az eljárás nem a „valódi” átlagos képet fogja mutatni. Tehát inkább a külön-külön normalizált mérések átlagolásának használatát javasoljuk, amely módszernél az egyes eseteket azonos súllyal vesznek részt az átlagos szerkezet kialakításában (Sümeghy *et al.*, 2004).

7. A 6. pontban foglaltak értelmében a hősziget normalizált éves (2002. április és 2003. március) közötti átlagos területi eloszlását a 35 eset külön-külön normalizált UHI intenzitásaiból számoltuk ki. Az abszolút adatokból nyert képpel ellentétben ennek tehát az a nagy előnye, hogy az így kapott átlagos éves területi szerkezet kialakításában mind a 35 mérés súlya azonos. A számolt átlagos normalizált hősziget intenzitás a külső területektől a belváros felé nő minden irányból. Az UHI mintázata csaknem koncentrikus alakot vesz föl Szeged beépítettségi szerkezetének már tárgyalt fő vonásaival összhangban. Így jelentősebb eltérés e szabályos formától itt is csupán a város ÉNy-DK-i és ÉK-DNy-i tengelye mentén figyelhető meg, amelynek magyarázata a városi területek alakjában és a beépítettség jellegében keresendő (Sümeghy és Unger, 2004a; Sümeghy et al., 2004).
8. A 7. pontban említett 35, külön-külön normalizált eset tanulmányozása során feltűnt, hogy bizonyos mintázatok ismétlődnek, ami felvetette a rendszerezés lehetőségét (Sümeghy and Unger, 2003a; Sümeghy és Unger, 2004a). Egy egyszerű csoportosítással már *Klysik and Fortuniak* (1999) is kísérletezett, de az abszolút értékek figyelembe vételével. Mindössze két típust különítettek el, aszerint, hogy az izotermák egy hőszigetet, vagy egy több helyi maximummal rendelkező ún. „hőszigetcsoportot” jelölnek-e ki. Ez a jelenség Szegeden sem ritka: a 2002. április és 2003. március közötti méréseknek kb. egyharmadában fejlődött ki „hőszigetcsoport”. A kettő vagy több lokális maximummal rendelkező esetek legjellemzőbb közös vonása az, hogy a helyi „csúcsok” egyike gyakran a panelépítésű lakótelepeken jelentkezett. Ez megmagyarázza *Pécze*ly (1979) megfigyelését az elsődleges hőszigetnek Szeged ezen területére való áthelyeződéséről. Eredményeink alapján azonban ez nem bizonyult érvényesnek a hosszabb időtartamú – tehát évszaktos (Unger et al., 1999), féléves (Sümeghy et al., 2000) és éves (Sümeghy and Unger, 2003a) – átlagokra.
9. A 8. pontban bemutatott csoportosításnál egzaktabb és pontosabb osztályozás érdekében a 35 mérés összes (egyenként 107) normalizált adatával kereszt-korrelációs vizsgálatot végeztünk (Sümeghy et al., 2003). A klasszifikáció alapja igen egyszerű: azok az esetek tartoznak egy osztályba, amelyek a csoport összes többi tagjával szignifikáns viszonyban vannak. Így a kereszt-korreláción alapuló klasszifikáció szerint az egyedi UHI mintázatoknak hat típusát különböztethettük meg. A szabályos centrális mintázathoz képest a többi öt osztálynál valamilyen égtáj irányába történő elto-

lódás figyelhető meg. Ennek csakis meteorológiai magyarázata lehetséges, s már a mérések előtti és alatti 3-3 (összesen tehát 6) óra időtartam uralkodó szélirányának és átlagos szélességének vizsgálatával is kielégítően magyarázhatjuk a normalizált UHI mintázatokban megjelenő eltolódásokat. A meteorológiai paraméterek közül természetesen nem csak a szél alakította a hősziget szerkezetét, de a szerepe döntő volt: így a statisztikai csoportok elkülönülése mögött végső soron a szél irányának (és sebességének) változása húzódik meg (Sümeghy és Unger, 2004a).

9.5. Átlagos keresztmetszeti profilok

10. Szeged esetében általános következtetések levonására a kiválasztott városi félkeresztmetszet a legalkalmasabb, mivel erre vonatkozóan (hazai viszonylatban egyedülállóan, nemzetközi léptékkal mérve pedig párját ritkítóan) sok $(48+35+12=95)$ hőmérsékleti adatsor áll rendelkezésre (23 tavaszi, 26 nyári, 23 őszi és 23 téli mérés megoszlásban). A szezonális a profilok minden évszakban jellegzetes ugrást mutatnak a beépített terület szélénél és a legnagyobb értékeket a városközpontban érik el. Utóbbiban a maximális érték nyáron ($3,13^{\circ}\text{C}$), a minimális pedig télen ($2,27^{\circ}\text{C}$) jelentkezik. De nemcsak a nyári és a téli profil fogja közre közel szimmetrikusan az éves átlagot, hanem a közepes intenzitást mutató tavaszi és őszi is, amelyeknek az éves profiltól való legnagyobb eltérése is csupán $0,31^{\circ}\text{C}$ (tavasszal, a központi cellában). A városi hőmérsékleti többlet nagyságának évszakai változásai főként az eltérő időjárási körülményeknek tulajdoníthatók (Sümeghy, 2001; Unger és Sümeghy, 2001; Unger and Sümeghy, 2002a). A legnagyobb szélesség és felhőzöttség a téli hónapokra jellemző, amikor a hősziget intenzitása a leggyengébb. Az is megfigyelhető, hogy nyáron, amikor az előbb említett paraméterek a legkisebb értékek, az átlagos UHI intenzitás a városi félkeresztmetszet minden pontjában a legerősebb. A tavasz és az ősz a szélesség és felhőzet szempontjából is köztes helyet foglal el. Ez alapján kijelenthető, hogy ezeknek a klimatológiai tényezőknek a hőszigetre gyakorolt hatása alapvető fontosságú.
11. Az abszolút átlagok normalizált profiljainak, illetve a 95 mérés normalizáltjainak évszakai és éves átlagait megvizsgálva azt találjuk, hogy a szezonális különbségek szinte teljesen eltűnnek (Sümeghy és Unger, 2002). Ezek a görbék nagyon jól követik az Oke (1982) által leírt, három jellegzetes („szirt”, „fennsík” és „csúcs”) részt elkülönítő tipikus UHI keresztmetszetet, az évszakai időjárási viszonyoktól függetle-

nül. Ezért a városi hőmérsékleti változó (M) értékeit megadó $M = C + L + U$ modell-egyenlet (Lowry, 1977) módosítását javasoljuk az egyszerű földrajzi környezetben elhelyezkedő települések ($L = 0$) esetére. Tehát az M egyenlő a C tényezőnek (a terület háttérklímájának) és az U komponensnek (a város hőmérséklet-módosító hatásának) az összegével, ahol azonban az $U = u \cdot c$, azaz az időjárási és városi tényezők szorzat formájában megadható együttes hatásával (Sümeghy, 2001; Sümeghy és Unger, 2001; Unger et al., 2001b). Ennek az elméleti meggondolásnak fontos szerep jut majd a városi hősziget matematikai-statisztikai modellezésének és előrejelzésének megalapozásában (Sümeghy és Unger, 2003c).

9.6. A hősziget fel- és leépülésének dinamikája

12. Szeged esetében az UHI időbeli dinamikájára vonatkozó általános következtetéseket a 2002/2003-as keresztmetszetszmérési kampányból rendelkezésre álló 12 észlelés abszolút és normalizált átlagaiból vonhatunk le. A napnyugta utáni egész órák hősziget intenzitás profiljai meredek emelkedést mutatnak a beépített terület szélénél („szirt”), ám a klasszikus értelemben vett „fennsík” nem formálódott ki. Helyette további erőteljes növekedéssel alakul ki a jól fejlett „csúcs” régió, mely a legnagyobb értékeit a naplementét követő 5-6. órában a városközpontban éri el. Szeged centrumát elhagyva, családi házas részen és panel lakótelepeken keresztül újra peremvárosi terület felé haladva az intenzitás görbék mérésenként és folyamatosan csökkennek. A profilok megnyúlt alakjának oka elsősorban a beépítettség és égboltláthatóság értékeinek aszimmetriájában keresendő. Az UHI nagysága a napnyugta időpontját követően annak rendje és módja szerint mindenhol növekedett, s a városi hősziget felépülése és intenzitásának erősödése a naplemente utáni 5-6. óráig tartott. Ekkor az UHI elérte maximális kifejlődését, s utána (a 7. órától) az általános törvényszerűségekkel összhangban megindult a hősziget intenzitásának mérséklődése.
13. Az állandóan változó időjárási hatások eredményeként az UHI dinamikája mérésről mérésre módosulhat, s az átlagos képtől eltérő eseti sajátosságok alakulhatnak ki. Dolgozatomban ezeket a speciális, a hősziget változását a klímaelemek oldaláról megvilágító jellegzetességeket négy (évszakonkénti egy) esettanulmánnyal mutatom be. Eszerint például az időbeli kettős csúcs jelensége kialakulhat érkező front és változó szélirány hatására (Sümeghy, 2001), vagy egyszerűen a szélsébség mérséklődésének következményeként (Sümeghy and Unger, 2003b). A szélirány változása

okozhatja az UHI szerkezetének valamilyen irányú megnyúlását és átstrukturálódását is az éjszaka folyamán (Sümeghy és Unger, 2003c). Zavartalan időjárási körülmények és összefüggő hótakaró esetén a vidéki és városi területek eltérő anyagi minőségű és színű fedettsége szélsőséges mértékben is fölerősítheti a hőszigetet (Sümeghy and Unger, 2003b).

9.7. Kartográfiaelméleti meggondolás – a kartogrammódszer új értelmezése

14. A hazai kartográfiaelméletben a kartogram a pontos vonatkozási hely nélküli, felületre vonatkozó mennyiségi adatok térbelileg hű bemutatására alkalmas. A vonatkozási felület lehet statisztikai, vagy mértani vagy földrajzi terület. A hagyományos felfogás szerint, ha az ábrázolandó mennyiség abszolút számérték, akkor a szemléltetés képszerű rajzokkal vagy mértani idomokkal, azaz jelkartogrammal történik. Ha pedig a bemutatandó mennyiség relatív adat, akkor az ábrázolásnál értékfokozatos felületi jeleket vagy színárnyalatokat, azaz felületkartogramot használunk. Napjainkra azonban minden geotudományban általánossá vált a térinformatikai rendszerek építése és használata, s a GIS-szoftverek egyaránt támogatják a jel- és felületkartogramok készítését, függetlenül a szerkesztés alapjául szolgáló számszerű attribútumadatok jellegétől. Így kiszélesedett a térképkészítők köre, akik mélyebb kartográfiaelméleti képzettség híján is élnek a GIS-szoftverek fölkinálta mindenfajta szerkesztési eljárással és ábrázolási módszerrel. Ezért sok esetben olyan (önmagukban értelmes, hasznos és jó) tematikus térképek születnek, amelyeket azonban a hagyományos kartogram definíció nem tud kezelni. Dolgozatunkban egy, a városi hősziget vizsgálatával kapcsolatos és az által fölvetett problémával próbáltuk bemutatni, hogy a relatív értékek alapján szerkesztett jelkartogram és az abszolút adatok alapján készített felületkartogram lehet teljes értékű szemléltetés, amely nem torzítja el a valóságot. Így tehát azt javasoljuk, hogy az adatok milyenségétől (abszolút vagy relatív jellegétől) függetlenül a továbbiakban a vonatkozási hely nélküli, felületre vonatkozó mennyiségi értékeknek térbelileg hű bemutatását akkor tekintsük jelkartogramnak, ha képszerű rajzokkal vagy mértani idomokkal történik a szemléltetés, s akkor felületkartogramnak, ha értékfokozatos felületi jelekkel vagy színárnyalatokkal kerülnek ábrázolásra (Sümeghy és Unger, 2004b).

10. SUMMARY

10.1. Maximum absolute heat island intensity

1. Two equations are available in the literature on calculation of the maximum temperature difference between the European cities and their surroundings, where the difference is expressed as a function of the size of population (P):

$$\Delta T_{\max} = 2,01 \cdot \lg P - 4,06 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Oke, 1973})$$

$$\Delta T_{\max} = 1,92 \cdot \lg P - 3,46 \quad (^\circ\text{C}) \quad (\text{Park, 1987})$$

Consequently, the calculated theoretical maximum heat island intensities for Szeged ($P = 168.000$) are $6,44^\circ\text{C}$ and $6,57^\circ\text{C}$ based on the first and the second equations, respectively. However, as our measurement experience shows, larger values than these estimated ones (even almost 8°C) can occur in reality. Therefore, a very careful interpretation is needed while estimating the value of the maximum UHI intensity based on population, because the phenomena is developed as a result of complex counteract of several factors which are not always in connection with the population (number of settlements).

10.2. Relationship between urban parameters and urban heat island

2. There is a positive relationship between the built-up ratio and the average maximum UHI intensity, that is with the growing value of the built-up ratio the temperature difference between the city and its surroundings also increases. The strength of the linear connection is supported by the high value of the correlation coefficient ($r = 0,7787$). Namely, at our number of elements (107) the relationship is real at 1% significance level already at $r = 0.25$ (*Péczezy*, 1979). Thus, the null-hypothesis, that there is no connection between the two parameters, unambiguously can be rejected.
3. The relationship between the SVF and the average maximum UHI intensity is converse, that is with the growing value of the SVF the temperature difference decreases. The strength of the linear connection is proved by the high value of the correlation coefficient ($r = -0,6889$). In this way, similarly to the built-up ratio, the relationship is real.

10.3. Spatial structure of the mean maximum urban heat island

4. The annual average pattern of the maximum UHI, based on the investigated one-year period of 2002/2003, is almost concentric and the temperature values are increasing from the outskirts towards the inner areas. Large deviations from this shape occur in the north-eastern and in the north-western parts of the city, where the isotherms stretch towards the suburbs. This fact can be explained by the effect of large housing estates. A mean maximum intensity of higher than 2°C indicates significant thermal modification. The extension of this area is rather large, it covers $8\text{--}9\text{ km}^2$, which is about one third of the total investigated area (*Sümeghy et al.*, 2003). The largest values ($1.5\text{--}2.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$) of the temperature gradient occur in the northern, south-eastern and western parts, because here the different land-use types of Szeged change very quickly in narrow belts. Along the Tisza River the isotherms a bit withdraw to the central areas, but this effect is not very strong. The irregularities in the isotherms follow very well the changes of land use, and are in accordance with the distribution of the built-up ratio and the SVF. This picture is supported by data of the campaign in 1999/2000 (*Sümeghy et al.*, 2000).
5. It is important to establish that the distributions in the heating (16 October – 15 April) and in the non-heating (16 April – 15 October) seasons are similar, but their intensities are a bit different. During the non-heating season, in the development of the UHI the role of appropriate weather conditions (stronger solar radiation income, more frequently clear sky and weak wind) is more pronounced than the heating in urban areas. The climate conditions in winter, conducive to the formation of the UHI, are less common. In this way, the significance of artificial heating in the development of the UHI is rather limited. Seasonal differences form rather as a consequence of different weather characteristics than as a consequence of heating or non-heating of inhabitants (*Sümeghy and Unger*, 2003a; *Sümeghy és Unger*, 2003c).

10.4. Normalized heat island intensity

6. Presenting examples, it is proved that the form of the average normalized structures can be very different depending on the different construction methods. Normalizing the absolute mean, the largest values will dominate in the case of significant intensity differences combined with small number of elements. Therefore, the result of this process does not show the 'real' picture. Instead of this process, we propose first the

normalization of the individual patterns and then calculating the average from them. With this method, the roles of different cases are balanced, that is the weights of cases in the average are the same. This process eliminates the alterations caused by the differences in the UHI magnitude (*Sümeghy et al.*, 2004).

7. According to the Section 6, the average pattern of the normalized heat island based on the investigated one-year period (April 2002 – March 2003) was calculated from the 35 normalized individual patterns. Using normalized values contrary to absolute ones has an advantage that the weights of the 35 patterns in the average are the same. The calculated heat island intensity increases from the outskirts towards the inner areas. The shape of the pattern is almost concentric in accordance with the main built-up characteristics of Szeged. Large deviations from this shape occur along the north-east – south-east and north-east – south-west axes. This can be explained by the shape of urban areas and by built-up features (*Sümeghy és Unger*, 2004a; *Sümeghy et al.*, 2004).
8. After studying the 35 UHI patterns, mentioned in Section 7, it is emerged that some patterns repeated which raise a possibility of the classification (*Sümeghy and Unger*, 2003a; *Sümeghy és Unger*, 2004a). Taking absolute values into account, *Klysik* and *Fortuniak* already in 1999 made a trial with a simple grouping. According to the running of isotherms they distinguished only two types: the so-called 'ordinary' heat island and the heat archipelago with several local maximum values. This latter type often occurs in Szeged: there are heat archipelagos in one third of the patterns of 2002/2003. The most characteristic common feature of the cases with two or more local maxima is when one of the local 'peaks' occurs in the areas of large housing estates. This explains the observation of *Péczely* (1979), who stated that the largest intensities can be found in those particular areas. According to our results, this is not valid for the averages based on measurements of longer periods – e.g. season (*Unger et al.*, 1999), half year (*Sümeghy et al.*, 2000) and year (*Sümeghy and Unger*, 2003a).
9. In order to make a more exact classification than the one presented in Section 8, a cross-correlation was applied for the normalized temperature patterns (107 values by patterns) of the 35 measuring nights (*Sümeghy et al.*, 2003). The classification is based on the simple idea that the cases, being in significant correlation with each other, are collected in one class. According to the classification of the individual UHI patterns, using correlation coefficients, 6 types can be distinguished. In comparison

with the relatively regular, centralized pattern, at the other 5 types shifts in the shapes can be observed. These shifts can be, presumably, explained by the actual meteorological conditions: investigation of the prevailing wind directions and mean wind speed in a 6-hour-period (3 hours before and 3 hours during the measurements) explains satisfactorily the shifts occurred in the normalized UHI patterns. Among the meteorological parameters not only the wind formed the UHI structure, but its role was crucial: thus, the separation of the statistical groups was caused by the alteration of the wind direction and speed (*Sümeghy és Unger, 2004a*).

10.5. Average cross-section profiles

10. In order to get general deductions in Szeged, the selected half cross-section is the most appropriate, because an outstanding temperature data set is at disposal (altogether 95 measurements: 23 in spring, 26 in summer, 23 in autumn, 23 in winter). The profiles in every season show a marked increase at the edge of built-up areas, reaching the largest values in the city centre. Here the largest and smallest values occur in summer (3,13°C) and in winter (2,27°C), respectively. The profile of the annual average is not only between the summer and winter ones, but it is also between the profiles in spring and autumn. The largest difference between the latter ones and the annual profile is only 0,31°C (in spring, in the central cell). This seasonal magnitude variation of the urban temperature anomaly is attributed mainly to differences in the weather conditions (*Sümeghy, 2001; Unger és Sümeghy, 2001; Unger and Sümeghy, 2002a*). The highest wind speed and cloudiness can be found in the winter months; at that time the UHI intensity is the weakest. In summer, when the above mentioned parameters have the smallest values, the extent of the UHI is the largest in every point along the half cross-section. Concerning wind speed and cloudiness, spring and autumn have a medium position. This fact suggests that the effects of these climatological parameters on the development of the UHI are of fundamental importance.
11. Investigation of the normalized profiles of the absolute averages as well as the seasonal and annual means of the normalized profiles of the 95 measurements shows that seasonal differences almost disappear (*Sümeghy és Unger, 2002*). These patterns follow remarkably well the general cross-section of the typical UHI described by *Oke (1982)*, who separated three typical parts of the profile ('cliff', 'plateau' and

'peak') independently from the seasonal weather conditions. In this case, we suggest the modification of the model equation $M = C + L + U$ (Lowry, 1977) describing the metropolitan temperature variable (M) for cities situated in special geographical conditions ($L = 0$): M is equal to the sum of components C (background climate of the region) and U (production of urbanization in surface), where $U = c \cdot u$ (multiplication of weather and urban surface factors) (Sümegehy, 2001; Sümegehy és Unger, 2001; Unger *et al.*, 2001b). This theoretical consideration means an important basis for the firmament of the mathematical-statistical modelling and prediction of the urban heat island (Sümegehy és Unger, 2003c).

10.6. Building and rebuilding of the heat island

12. Regarding the temporal dynamics of the UHI in Szeged, general conclusions can be drawn from the absolute and normalized means of the 12 observation of the cross-section measurement campaign in 2002/2003. The profiles of every hour show a steep gradient at the edge of the built-up areas ('cliff'), but the typical 'plateau' does not develop. A well-developed 'peak' region formed instead, with a further temperature growth, which reaches the largest values in the city centre 5-6 hours after sunset. Towards the other edge of the city, throughout the area of detached houses and housing estates, the intensity values decrease moderately. The stretched shape of profiles can be explained mainly by the biases in the built-up and the SVF values. The strength of the UHI after sunset increased regularly in every cell along the cross-section, the building of the heat island lasted to 5-6 hours after sunset. At that time the UHI reached its maximum development and, in accordance with the general features, from the seventh hours the heat island intensity started to moderate.
13. As a result of the continuously varying weather effects, the dynamics of the UHI can be modified from measurement to measurement. Thus, individual features different from the general picture can emerge. In my dissertation these special cases, illustrating alterations caused by climatic parameters, are presented by four (one by seasons) case studies. Accordingly, for example a double peak could develop as a result of a coming front and changing wind direction (Sümegehy, 2001), or simply by the effect of the decreasing wind speed (Sümegehy and Unger, 2003b). The changing wind direction can cause the stretching out as well as other alterations of the UHI structure (Sümegehy és Unger, 2003c). Under undisturbed weather conditions and

continuous snow cover the different surfaces in the material and the color of urban and rural areas can significantly intensify the heat island (*Sümeghy and Unger, 2003b*).

10.7. Reconsideration of thematic mapping theory – a new interpretation of the cartogram-method

14. According to the prevailing definition in Hungary, a cartogram is — an adequate tool of the spatially correct demonstration of quantitative data referring to an area without exact parameters. The reference area can be a statistical, geometrical or geographical area. According to the traditional approach, if the quantity is an absolute value, we use symbol-cartogram that is figurative drawing or geometrical forms (in the course of the demonstration). If the quantity is relative value, we use areal-cartogram that is graduated areal symbols or colors. Nevertheless, recently the building and application of GIS and GIS-sofwarens support both the symbol- and areal-cartograms independent on the type of the quantitative attribute-data of construction. Thus, by now it became widespread, also among those without any significant cartographical training, to work with all the construction processes and demonstration methods provided by the GIS-sofwarens. As a result, many of such (apt, useful and good) thematical maps appeared, which do not belong to any type of cartogram according to the traditional definition. In the course of the dissertation, a problem is presented which is related to the investigation of the urban heat island. Namely, a symbol-cartogram of relative, and an areal-cartogram of absolute values are adequate demonstrations since none of them distort reality. In this way, we suggest that, independent on relative or absolute features of data, the spatially correct demonstration of quantitative data – referred to an area but an exact place – should be named by symbol-cartogram if it uses figurative drawing or geometrical forms or it should be named by areal-cartogram if it uses graduated areal symbols or colors (*Sümeghy és Unger, 2004b*).

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Szegedi oktatói és tudományos pályafutásom eredeti végzettségem miatt nem úgy indult, hogy évek múltán a városi hősziget kutatásából fogom írni a doktori (PhD) disszertációm. Az eltelt idő során azonban a Tanszékünkön folyó városklíma projektbe való kezdeti bedolgozásból előbb hobbi, majd – sok tanulás után – mára már szakterület lett. Ezért mindenekelőtt Dr. Unger János témavezetőmet illeti köszönet, akinek az ösztönzése és baráti segítsége ehhez nélkülözhetetlen volt. Úgyszintén köszönettel tartozok másik témavezetőmnek, Dr. Györffy Jánosnak is, hasznos tanácsaiért és irántam tanúsított türelméért.

Tevékenységem során elért eredményeimhez számos munkatársam közreműködése is hozzájárult. Külön köszönöm közvetlen kolléganőm, Gulyás Ágnes elmúlt években nyújtott munkáját. Köszönöm továbbá Dr. Keveiné dr. Bárány Ilonának a bizalmat és a támogatást, illetve Dr. Makra László és Csikász Lajos munkatársamnak a gyakorlati segítségüket.

Disszertációm elkészültéhez az adatgyűjtés, feldolgozás és megjelenítés területén végzett munkájukkal további kollégák, illetve hallgatók is hozzájárultak. Ezért köszönettel tartozom Balázs Bernadettnek, Bottyán Zsoltnak, Fogarasi Sándornak, Gál Tamásnak, Kádár Enéhnek, Kircsi Andreának, Kiss Andreának, Kovács Lászlónak, Dr. Mucsi Lászlónak, Pál Viktornak, Purnhauser Pálnak, Robotka Ernőnek, Sódar Istvánnak, Dr. Szegedi Sándornak, Zboray Zoltánnak és Zoboki Juditnak is.

Végezetül, de nem utolsó sorban, hálával tartozom családomnak és eddig fel nem sorolt barátaimnak, akik célom eléréséhez megfelelő háttérrel biztosítottak, illetve mindenben támogattak.

IRODALOM

- Arnberger, E., 1966: *Handbuch der thematischen Kartographie*. Franz Deuticke Verlag, Wien.
- Arnfield, A.J. and Grimmond, C.S.B., 1998: An urban canyon energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling. *Energy and Buildings* 27, 61-68.
- Bacsó N., 1958: *Budapest és környékének éghajlata. Budapest természeti képe*. Akadémiai Kiadó, Budapest. 353-418
- Baranszkij, N.N., 1939: *Ekonomicseszkaja Kartografija*. Moszkva.
- Bärring, L., Mattsson, J.O. and Linqvist, S., 1985: Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmö, Sweden. *J. Climatol.* 5, 433-444.
- Barry, R.G. and Chorley, R.J., 1982: *Atmosphere, weather and climate*. Methuen, London – New York, 302-319.
- Bartholy, J., Pongrácz, R. and Dezső, Zs., 2003: Application of satellite information to urban climatology. 83rd American Meteorol. Soc. (AMS) Annual Meeting. CD-ROM, P1.10.
- Becsei J., 2001: *Fejezetek az általános társadalmi földrajz tanulmányozásához*. Ipsilon Kiadó, Budapest, 109-137.
- Boruzs T. és Nagy T., 1999: *A város hatása a klímaelemekre*. JATE szakdolgozat (kézirat), Szeged.
- Chandler, T.J., 1960: Wind as a factor of urban temperatures – a survey in north-east London. *Weather* 15, 204-213.
- Chandler, T.J., 1962: Temperature and humidity traverses across London. *Weather* 17, 235-241.
- Chandler, T.J., 1967: London's heat-island. *Proceed. of the 3rd Int. Biometeorol. Congr. Pau, France*. 589-597.
- Chandler, T.J. and Fox, 1974: *3000 years of urban growth*. New York.
- Changnon, S.A., Jr., 1962: A climatological evaluation of precipitation patterns over an urban area. In „Air over cities”. SEC Tech. Rept. A62-5, U. S. Public Health Serv., Cincinnati, Ohio. 37-66.
- Changnon, S.A., Jr., 1976: Inadvertent weather modification. *Water Res. Bull.* 12, 695-718.
- Comrie, A.C., 2000: Mapping a wind-modified urban heat island in Tucson, Arizona (with comments on integrating research with undergraduate learning). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 81, 2417-2431.
- Department of Scientific and Industrial Research, 1947: *Atmospheric pollution in Leicester: a scientific survey*. Atmos. Pollut. Res., Tech. Paper 1, London.
- Dezső Zs., 2002: A magyarországi nagyvárosokban kialakuló városi hősziget elemzése finomfelbontású műholdfelvételek felhasználásával. *ELTE Egyetemi Meteorológiai Füzetek* 17, 130-131.
- Duckworth, F.S. and Sandberg, J.S., 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 35, 198-207.

- Eliasson, I., 1996: Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmos. Environ.* 30, 379-392.
- Fezer, F., 1995: Das Klima der Städte. Justus Perthes, Gotha.
- Frisnyák S., Futó, J., Gööz L., Kormány Gy., Moholi K., Páristáné Erdős M. és Süli-Zakar I., 1978: Magyarország földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Fukui, E., 1970: The recent rise of temperature in Japan. *Jpn. Progr. Climatol.* 46-65.
- Gallo, K.P. and Owen, T.W., 1999: Satellite-based adjustments for the urban heat island temperature bias. *J. Appl. Meteorol.* 38, 806-813.
- Grimmond, C.S.B. and Oke, T.R., 1991: An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Res.* 27, 1739-1755.
- Grimmond, C.S.B., Cleugh, H.A. and Oke, T.R., 1991: An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmos. Environ.* 25B, 311-326.
- Grimmond, C.S.B., Potter, S.K., Zutter, H.N. and Souch, C., 2001: Rapid methods of estimate sky-view factors applied to urban areas. *Int. J. Climatol.* 21, 903-913.
- Gulyás Á., Sümeghy Z. és Unger J., 2001: A városi hősziget szezonális területi szerkezete Szegeden. 1. Magyar Földrajzi Konferencia. Szeged. CD-ROM.
- Gulyás, Á., Lakatos, L., Sümeghy, Z. and Gál, T., 2003a: Spatial distribution of the phenological phases and urban heat island in the cases of two Hungarian cities. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 2. 39-42.
- Gulyás, Á., Unger, J. and Matzarakis, A., 2003b: Analysis of the thermophysiological significant conditions within a medium-sized city with continental climate (Szeged, Hungary). *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 2. 43-46.
- Gulyás, Á., Unger, J., Balázs, B. and Matzarakis, A., 2003c: Analysis of the bioclimatic conditions within different surface structures in a medium-sized city (Szeged, Hungary). *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 37-44.
- Ingpen, R. és Wilkinson, P., 1990: Titokzatos helyek. Kiskapu KFT.
- Holmer, B., 1992: A simple operative method for determination of sky view factors in complex urban canyons from fish eye photographs. *Meteorologische Zeitschrift* 1, 236-239.
- Jantos L., 1967: Szeged bel- és külterületének hőmérsékleti viszonyai. JATE doktori értekezés (kézirat), Szeged.
- Jauregui, E., 1973: The urban climate of Mexico City. *Erdkunde* 27, 298-307.
- Jauregui, E., 1997: Heat island development in Mexico City. *Atmos. Environ.* 31, 3821-3831.

- Jendritzky, G. and Nübler, W., 1981: A model analysing the urban thermal environment in physiologically significant terms. *Arch. Meteorol. Geoph. Biol. Ser.B.* 29, 313-326.
- Johnson, D.B., 1985: Urban modification of diurnal temperature cycles in Birmingham. *J. Climatol.* 5, 221-225.
- Justyák J. és Tar K., 1994: *Debrecen éghajlata*. KLTE, Debrecen.
- Károssy Cs. és Gyarmati Z., 1981: Városi hősziget kialakulása Szeged légterében. *JGYTFK Tud. Közl.*, 111-120.
- Keveiné Bárány I., 1988: Talajföldrajzi vizsgálatok Szeged környékén. *Alföldi tanulmányok* 12, 25-34.
- Kircsi, A. and Szegedi, S., 2003a: Temperature profiles in Debrecen, Hungary. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 1. 79-82.
- Kircsi, A. and Szegedi, S., 2003b: The development of the urban heat island studied on temperature profiles in Debrecen. *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 63-69.
- Klinghammer I. és Papp-Váry Á., 1980: *Tematikus kartográfia*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Klinghammer I. és Papp-Váry Á., 1983: Szaktérképek (tematikus térképek). In: Klinghammer I. és Papp-Váry Á., 1983: *Földünk tükre a térkép*. Gondolat Könyvkiadó, Budapest.
- Klysik, K. and Fortuniak, K., 1999: Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmos. Environ.* 33, 3885-3895.
- Kratzer, P.A., 1956: *Das Stadtklima*. F. Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- Kurländer I., 1879: Budapest meteorológiai viszonyai. In Gerlóczy Gy. és Dulácska G. (eds): *Budapest és környéke természetrajzi, orvosi és közművelődési leírása*.
- Kuttler, W., 1990: Stadtklima. In Busch, P. und Kuttler, W.: *Grundriss Allgemeine Geographie. Teil I: Klimatologie*. Ferdinand Schöning, Paderborn – München – Wien – Zürich, 69.
- Kuttler, W., 1998: Stadtklima. In Sukopp, H. und Wittig, R. (eds): *Stadtökologie*. Gustav Fischer, Stuttgart – Jena – Lübeck – Ulm, 125-167.
- Lackó L., 1969: Kartodiagram, kartogram. *Geodézia és Kartográfia* 21, No. 6., 420-428.
- Lakatos, L. and Gulyás, Á., 2003: Connection between phenological phases and urban heat island in Debrecen and Szeged, Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 79-83.
- Landsberg, H.E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, New York – London – Toronto – Sydney – San Francisco.
- Lerner J., 1989: *Térképészeti alapismeretek*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Lindberg, F., Eliasson, I. and Holmer, B., 2003: Urban geometry and temperature variations. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R.,

- Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 1.* 205-208.
- Long, N., Mestayer, P.G. and Kergomard, C., 2003: Urban database analysis for mapping morphology and aerodynamic parameters: the case of St Jerom sub-urban area, in Marseille during ESCOMPTE. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 2.* 389-392.
- Lowry, W.P., 1977: Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis. *J. Appl. Meteorol.* 16, 129-135.
- Makra, L., Horváth, Sz., Zempléni, A., Csiszár, V., Rózsa, K. and Motika, G., 2001: Air quality trends in Southern Hungary. *EURASAP Newsletter* 42, 2-13.
- Makra, L., Juhász, M., Borsos, E. and Béczi, R., 2003: Ragweed pollen concentration and its meteorological components in Szeged, Hungary. *EURASAP Newsletter* 51, 2-14.
- Manley, G., 1958: On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 84, 70-72.
- Matzarakis, A., Mayer, H. and Iziomon, M.G., 1999: Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int. J. Biometeorol.* 43, 76-84.
- Meynen, E., 1972: The structural types of thematic map. *5th Technical Conf. of the ICA. Ottawa, Canada.*
- Mézes F., 1995: Kultúrák – városszerkezetek. *HVG*, 1995. szeptember 16., 72-73.
- Mezősi G., 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. *Alföldi tanulmányok* 7, 59-74.
- Middleton, W.E.K and Millar, F.G., 1936: Temperature profiles in Toronto. *J. Roy. Astron. Soc. Canada* 30, 265-272.
- Mikami, T., Ando, H., Morishima, W., Izumi, T. and Shioda, T., 2003: A new urban heat island monitoring system in Tokyo. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 1.* 103-106.
- Miklósi Cs., 1981: A városi hősziget vizsgálata Budapesten. *Légekör* 26, No. 3., 21-22.
- Mitchell, J.M., Jr., 1961: The temperature of cities. *Weatherwise* 14, 224-229.
- Molnár K., 1998: Analysis of urban temperature difference (in the case of Budapest). *Proceed. of the 2nd European Conf. on Appl. Climatol. (ECAC). Vienna, Austria*, CD-ROM.
- Montavez, J.P., Rodriguez, A. and Jimenez, J.I., 2000: A study of urban heat island of Granada. *Int. J. Climatol.* 20, 899-911.

- Moreno-Garcia, M.C., 1994: Intensity and form of the urban heat island in Barcelona. *Int. J. Climatol.* 14, 705-710.
- Neumann, J., 1979: Air pollution in Ancient Rome. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 60, 1097.
- Nichol, J.E., 1996: High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite based study. *J. Appl. Meteorol.* 35, 135-146.
- Oke, T.R., 1973: City size and the urban heat island. *Atmos. Environ.* 7, 769-779.
- Oke, T.R., 1974: Review of urban climatology 1968-73. *WMO Tech. Note* 134.
- Oke, T.R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere* 14, 268-277.
- Oke, T.R., 1979: Review of urban climatology. *WMO Tech. Note* 169.
- Oke, T.R., 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. *J. Climatol.* 1, 237-254.
- Oke, T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 108, 1-24.
- Oke, T.R., 1984: Methods in urban climatology. In Kirchofer W. et al. (eds): *Applied climatology*. Zürcher Geogr. Schr. 14, 19-29.
- Oke, T.R., 1987: *Boundary layer climates*. Routledge, London – New York.
- Oke, T.R., 1988a: The urban energy balance. *Progr. Phys. Geogr.* 12, 471-508.
- Oke, T.R., 1988b: Street design and urban canopy layer climate. *Energy and Buildings* 11, 103-113.
- Oke, T.R., 1997: Urban climates and global environmental change. In Thompson, R.D. and Perry, A. (eds): *Applied Climatology*. Routledge, London – New York, 273-287.
- Oke, T.R., 1999: Záróbeszéd. 15th Int. Congr. of Biometeorol. and 4th Int. Conf. on Urban Climate. Sydney, Australia.
- Oke, T.R. and Fuggle, R.F., 1972: Comparison of urban/rural counter and net radiation at night. *Bound. Lay. Meteorol.* 2, 290-308.
- Oke, T.R. and Hannell F.G., 1970: The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In Urban climates, *WMO Tech. Note* 108, 113-126.
- Oke, T.R. and Maxwell, G.B., 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmos. Environ.* 9, 191-200.
- Park, H-S., 1986: Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities. *Atmos. Environ.* 20, 1859-1866.
- Park, H-S., 1987: Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. *Environmental Research Center Papers* 11, The University of Tsukuba, Ibaraki, Japan, 1-79.
- Péczely Gy., 1979: *Éghajlattan*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Péczely Gy., 1984: *A Föld éghajlata*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Pelle L., 1983: Városklíma mérések Szegeden, *Légkör* 28, No. 1., 10-12.

- Peterson, J.T. and Stoffel, T.L., 1980: Analysis of urban-rural solar radiation data from St. Louis, Missouri. *J. Appl. Meteorol.* 19, 275-283.
- Peterson, J.T., Flowers, E.C. and Rudisill, J.H., 1978: Urban-rural solar radiation and atmospheric turbidity measurements in the Los Angeles Basin. *J. Appl. Meteorol.* 17, 1595-1609.
- Prinz Gy., 1913: *Budapest földrajza*. Magyar Földrajzi Intézet, Budapest.
- Probáld F., 1974: *Budapest városklímája*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Probáld F., 1975: A városklimatológia időszerű feladatai. *Időjárás* 79, 69-76.
- Probáld F., 1980: A felszínközeli áramlási mező típusai Budapesten. *Földrajzi Értesítő* 29, No. 2-3., 171-192.
- Raisz, E., 1962: *Principles of Cartography*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Réthy A., 1947: *Budapest éghajlata*. Rheuma- és Fürdőkutató Intézet, Budapest.
- Ripley, E.A., Archibold, O.W. and Bretell, D.L., 1996: Temporal and spatial temperature patterns in Saskatoon. *Weather* 51, 398-405.
- Roncz B., 1984: Városklíma mérések Egerben. *Léggör* 30, No. 3., 31-33.
- Roulet, Y.-A., 2003: Modelling of urban effects over the city of Basel (Switzerland) as a part of the BUBBLE project. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 1. 369-372.
- Rubinshtein, E.C., 1979: *Odnorodnost meteorologicheskikh Ryadov vo Vremeni i Prodstanstve v Svyaz s Issledovaniem izmeneniya Klimata*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Sándor V. és Baranka Gy., 1993: Nagyvárosi légszennyezettség – Budapesti helyzetkép. *Léggör* 38, No. 4., 6-10.
- Santos, I.G., Lima, H.G. and Assis, E.S., 2003: A comprehensive approach of the sky view factor and building mass in an urban area of city of Belo Horizonte, Brazil. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 2. 367-370.
- Saz, M.A., Vincente, S.M. and Cuadrat, J.M., 2003: Spatial patterns estimation of urban heat island of Zaragoza (Spain) using GIS. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 2. 409-412.
- Schmidt, W., 1927: Die Verteilung der Minimumtemperaturen in der Frostnacht des 12. 5. 1927 in Gemeindegebiet von Wien. *Fortschr. Landwirtsch.* 2, 681-686.
- Sindely P., 1978: *A hőmérséklet és légnedvesség különbségek alakulása Szeged város és környezete között*. JATE doktori értekezés (kézirat), Szeged.

- Spinnangr, F., 1942: Temperature and precipitation in and around Bergen. *Bergens Museums Årbok* 9.
- Steinhauser, F., Eckel, O. und Sauberer, F., 1957-59: *Klima und Bioklima von Wien 1-3*. Öst. Ges. für Meteorol., Wien.
- Stummer, G., 1939: Klimatische Untersuchungen in Frankfurt am Main und seinen Vororten. *Ber. Meteorol. Geophys. Inst., Univ. Frankfurt*, 5.
- Sundborg, Å., 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus* 2, 222-232.
- Sundborg, Å., 1951: Climatological studies in Uppsala with special regard to the temperature conditions in the urban area. *Geographica (Geographical Institute, University of Uppsala)* 22, 1-111.
- Sümeğhy Z., 2001: *A keresztmetszeti hőmérsékleti profil jellege városi környezetben*. 2. díjas pályamunka, mely az MTA Szegedi Akadémiai Bizottságának felhívására készült (kézirat), Szeged.
- Sümeğhy Z. és Unger J., 2001: A keresztmetszeti hőmérsékleti profil jellege a városban. *1. Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged*. CD-ROM.
- Sümeğhy Z. és Unger J., 2002: Szeged hőmérsékleti keresztmetszetének szerkezete és időbeli (éjszakai) dinamikája. *GEO 2002 – Magyar földtudományi szakemberek 6. világtalálkozója, Sopron*. D6.
- Sümeğhy, Z. and Unger, J., 2003a: Classification of the urban heat island patterns. *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 93-100.
- Sümeğhy, Z. and Unger, J., 2003b: Seasonal case studies on the urban temperature cross-section. *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 101-109.
- Sümeğhy Z. és Unger J., 2003c: A települések hőmérséklet-módosító hatása – a szegedi hősziget-kutatások tükrében. *Földrajzi Közlemények* 127. (51.), No. 1-4., 23-44.
- Sümeğhy Z. és Unger J., 2004a: A városi hősziget szerkezetének vizsgálata normalizált intenzitás segítségével. *Légkör* 49, No. 2., 15-19.
- Sümeğhy Z. és Unger J., 2004b: A kartogrammódszer új értelmezése. *Geodézia és Kartográfia* 56. [közlésre elfogadva]
- Sümeğhy Z., Unger J., Gulyás Á., Pál V. és Kádár E., 2000: A városi hősziget területi szerkezete Szegeden. *HUNGEO 2000 – Magyar földtudományi szakemberek 5. világtalálkozója, Piliscsaba*. D4.
- Sümeğhy, Z., Unger, J., Balázs, B. and Zboray, Z., 2003: Seasonal patterns of the urban heat island. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Vol. 1.* 135-138.

- Süimeghy Z., Gál T. és Unger J., 2004: A városi hősziget területi szerkezetének osztályozási típusai és helyes interpretációja. *GEO 2004 – Magyar földtudományi szakemberek 7. világtalálkozója, Szeged*. [közlésre elfogadva]
- Szakály J., 1962: A tényleges horizont meghatározása. Beszámolók az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról. *OMI Hivatalos Kiadványai XXV. Kötet*, 304-309.
- Szegedi, S. and Kircsi, A., 2003a: The development of the urban heat island under various weather conditions in Debrecen, Hungary. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz, Lodz, Poland. Vol. 1*. 139-142.
- Szegedi, S. and Kircsi, A., 2003b: Effects of the synoptic conditions in the development of the urban heat island in Debrecen, Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica Univ. Szegediensis* 36-37, 111-120.
- Török Zs., 1995: A tematikus kartográfia fejlődése. In: Klinghammer I., Pápay Gy. és Török Zs., 1995: *Kartográfiatörténet*. Eötvös Kiadó, Budapest.
- UN, 1993: *World urbanization prospects. The 1992 revisions*. United Nations.
- Unger, J., 1992a: The seasonal system of urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Acta Climatologica Univ. Szegediensis* 24-26, 49-57.
- Unger, J., 1992b: Diurnal and annual variation of the urban temperature surplus in Szeged, Hungary. *Időjárás* 96, 235-244.
- Unger, J., 1993: The urban influence on the diurnal and annual patterns of absolute humidity in Szeged, Hungary. *Acta Climatologica Univ. Szegediensis* 27, 33-39.
- Unger, J., 1995: Szeged városklímájának bioklimatológiai értékelése. *Légekör* 40, No. 3., 29-33.
- Unger, J., 1996a: Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theor. Appl. Climatol.* 54, 147-151.
- Unger J., 1996b: A városi hősziget és a szél kapcsolata Szeged példáján. *Légekör* 41, No. 4., 21-23.
- Unger J., 1997a: Városklimatológia – Szeged városklímája. *Acta Climatologica Univ. Szegediensis* 31/B.
- Unger J., 1997b: *Lokális és mikroklímák*. SZTE TTK jegyzet, Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék, Szeged.
- Unger J., 1997c: A városi hősziget hatása a fűtési energiaigényre Szegeden. *Légekör* 42, No. 2., 18-19.
- Unger, J., 1997d: Some features of the development of an urban heat island. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geographia* 42, 125-131.
- Unger, J., 1998: Urban influence on human comfort (on the example of Szeged). *Acta Univ. Lodziensis, Folia Geographica Physica* 3, 539-546.

- Unger, J., 1999a: Urban-rural air humidity differences in Szeged, Hungary. *Int. J. Climatol.* 19, 1509-1515.
- Unger, J., 1999b: Comparisons of urban and rural bioclimatological conditions in the case of a Central-European city. *Int. J. of Biometeorol.* 43, 139-144.
- Unger J., 1999c: *Bevezetés a térképészetbe*. JATEPress Kiadó, Szeged.
- Unger J. és Gulyás Á., 2000: A városi vízmérleg jellemzői. *Légkör* 45, No. 1., 19-23.
- Unger J. és Sümeghy Z., 2000: A városi hőmérsékleti többlet – Szeged példáján. *A földrajz tanítása* 8, No. 4., 8-13.
- Unger J. és Sümeghy Z., 2001: A városi hőmérsékleti többlet: keresztmetszet menti vizsgálatok Szegeden. *Légkör* 46, No. 4., 19-25.
- Unger, J. and Sümeghy, Z., 2002a: Urban heat island patterns and cross-section profiles. *Urban Heat Island Summit, Toronto, Canada*.
http://www.city.toronto.on.ca/cleanairpartnership/pdf/finalpaper_unger.pdf
- Unger J. és Sümeghy Z., 2002b: *Környezeti klimatológia. Kisléptékű éghajlatok, városklíma*. SZTE TTK jegyzet, JATEPress, Szeged.
- Unger J., Pál V., Sümeghy Z., Kádár E. és Kovács L., 1999: A maximális kifejlődésű városi hősziget területi kiterjedése tavasszal Szegeden. *Légkör* 44, No. 3., 34-37.
- Unger, J., Bottyán, Z., Sümeghy, Z. and Gulyás, Á., 2000: Urban heat island development affected by urban surface factors. *Időjárás* 104, 253-268.
- Unger, J., Sümeghy, Z., Mucsi, L., Pál, V., Kádár, E. and Kevei-Bárány, I., 2001a: Urban temperature excess as a function of urban parameters in Szeged, Part 1: Seasonal patterns. *Acta Climatologica Univ. Szegediensis* 34-35, 5-14.
- Unger, J., Sümeghy, Z. and Zoboki, J., 2001b: Temperature cross-section features in an urban area. *Atmos. Res.* 58, 117-127.
- Unger, J., Sümeghy, Z., Gál, T. and Szegedi, S., 2003: Cross-section profiles of the urban heat island. *Proceed. of the 5th Int. Conf. on Urban Climate (ICUC)*. eds.: Klysik, K., Oke, T.R., Fortuniak, K., Grimmond, C.S.B. and Wibig, J. *International Association for Urban Climate, World Meteorological Organization, University of Lodz. Lodz, Poland. Proceed. Vol. 1.* 159-162.
- Voogt, J.A. and Oke, T.R., 1991: Validation of an urban canyon radiation model for nocturnal long-wave radiative fluxes. *Bound. Lay. Meteorol.* 54, 347-361.
- Voogt, J.A. and Oke, T.R., 1997: Complete urban surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.* 36, 1117-1132.
- Yagüe, C., Zurita, E. and Martinez, A., 1991: Statistical analysis of the Madrid urban heat island. *Atmos. Environ.* 25B, 327-332.
- Yamashita, S., 1996: Detailed structure of heat island phenomena from moving observations from electric tram-cars in metropolitan Tokyo. *Atmos. Environ.* 30, 429-435.

- Yoshino, M.M., 1975: Climate in a small area, an introduction to local climate. University of Tokyo Press.*
- Zsiga A., 1983: A városmorfológiai típusok és a városi hőmérséklet összefüggései Szegeden. JGYTFK Tud. Közl., 95-102.*
- Zsiga A., 1988: Szeged beépítettségének városklimatológiai vonatkozásai. JGYTFK Tud. Közl., 79-97.*

MELLÉKLETEK

1. melléklet A mobil területi mérések paraméterei Szegeden (2002. április – 2003. március)

No.	Dátum	Mérés időtartama		Referenciaidő (CET)	ΔT_{max} (°C)
		É-i szektor	D-i szektor		
1	2002. 04. 05.	26 54p	36 00p	22.15	0,82
2	2002. 04. 15.	26 51p	36 00p	22.15	2,57
3	2002. 04. 22.	36 01p	36 08p	22.45	3,21
4	2002. 05. 06.	26 53p	26 58p	23.00	2,19
5	2002. 05. 15.	26 53p	36 04p	23.15	4,84
6	2002. 05. 23.	26 52p	26 59p	23.30	1,18
7	2002. 06. 04.	26 58p	36 07p	23.30	4,07
8	2002. 06. 13.	26 57p	36 02p	23.45	4,75
9	2002. 06. 26.	26 47p	26 57p	23.45	4,26
10	2002. 07. 05.	26 48p	26 50p	23.45	4,79
11	2002. 07. 15.	26 51p	26 57p	23.30	3,48
12	2002. 07. 24.	26 48p	36 03p	23.30	1,18
13	2002. 08. 06.	26 54p	26 56p	23.15	0,97
14	2002. 08. 21.	26 49p	26 57p	22.45	3,83
15	2002. 08. 27.	26 48p	26 49p	22.30	2,00
16	2002. 09. 02.	26 49p	36 00p	22.30	1,00
17	2002. 09. 18.	26 51p	26 57p	22.00	4,47
18	2002. 09. 30.	26 57p	26 55p	21.30	1,43
19	2002. 10. 07.	26 57p	36 08p	21.15	3,11
20	2002. 10. 14.	36 03p	36 05p	21.00	1,83
21	2002. 10. 28.	36 00p	36 11p	20.30	1,11
22	2002. 11. 12.	36 00p	36 12p	20.15	2,62
23	2002. 11. 18.	26 57p	36 01p	20.00	3,21
24	2002. 11. 27.	26 59p	36 00p	20.00	2,76
25	2002. 12. 12.	36 00p	36 05p	20.00	0,35
26	2002. 12. 20.	36 06p	36 06p	20.00	2,40
27	2003. 01. 27.	36 05p	36 10p	20.30	1,06
28	2003. 02. 02.	26 58p	36 16p	20.45	4,42
29	2003. 02. 17.	36 01p	36 14p	21.15	3,94
30	2003. 02. 18.	36 01p	36 07p	21.15	5,05
31	2003. 02. 24.	26 59p	36 02p	21.15	1,60
32	2003. 02. 26.	36 04p	36 05p	21.30	5,06
33	2003. 03. 05.	26 59p	36 04p	21.30	2,62
34	2003. 03. 24.	26 55p	36 03p	22.00	6,82
35	2003. 03. 25.	26 57p	36 03p	22.00	5,70

2. melléklet A mobil területi mérések paraméterei Szegeden (1999. március – 2000. február)

No.	Dátum	Mérés időtartama		Referenciaidő (CET)	ΔT_{max} (°C)
		É-i szektor	D-i szektor		
1	1999. 03. 02.	2ó 56p	–	21.30	3,63
2	1999. 03. 16.	–	3ó 03p	21.45	0,50
3	1999. 03. 23.	–	3ó 00p	22.00	2,52
4	1999. 04. 06.	–	2ó 52p	22.15	6,19
5	1999. 04. 15.	3ó 09p	–	22.30	3,04
6	1999. 04. 20.	–	2ó 55p	22.30	3,84
7	1999. 04. 29.	3ó 04p	–	22.45	3,48
8	1999. 05. 10.	–	2ó 47p	23.00	3,13
9	1999. 05. 13.	3ó 05p	–	23.00	3,41
10	1999. 05. 19.	–	2ó 47p	23.15	2,41
11	1999. 05. 25.	3ó 15p	–	23.15	3,47
12	1999. 06. 01.	–	3ó 09p	23.30	4,27
13	1999. 06. 09.	3ó 16p	–	23.30	3,08
14	1999. 06. 15.	–	3ó 18p	23.30	1,25
15	1999. 06. 23.	3ó 07p	–	23.30	0,57
16	1999. 06. 29.	–	2ó 59p	23.30	4,45
17	1999. 07. 05.	3ó 12p	–	23.30	2,84
18	1999. 07. 13.	–	2ó 56p	23.30	0,96
19	1999. 07. 21.	3ó 19p	–	23.30	4,81
20	1999. 07. 31.	–	3ó 00p	23.15	2,69
21	1999. 08. 03.	3ó 01p	–	23.15	4,40
22	1999. 08. 09.	–	3ó 02p	23.00	3,79
23	1999. 08. 17.	3ó 04p	–	22.45	1,62
24	1999. 08. 24.	–	2ó 51p	22.30	4,78
25	1999. 08. 29.	2ó 59p	–	22.30	3,16
26	1999. 09. 07.	–	2ó 54p	22.15	4,37
27	1999. 09. 14.	3ó 07p	–	22.00	4,20
28	1999. 09. 20.	–	2ó 50p	21.45	0,90
29	1999. 09. 29.	3ó 12p	–	21.30	3,80
30	1999. 10. 07.	–	2ó 59p	21.15	3,63
31	1999. 10. 12.	3ó 14p	–	21.00	4,27
32	1999. 10. 18.	–	2ó 58p	20.45	1,52
33	1999. 10. 26.	3ó 12p	–	20.30	1,87
34	1999. 11. 02.	–	3ó 04p	20.30	3,99
35	1999. 11. 12.	3ó 10p	–	20.15	3,55
36	1999. 11. 18.	–	3ó 05p	20.00	1,19
37	1999. 12. 01.	–	2ó 57p	20.00	0,38
38	1999. 12. 06.	3ó 08p	–	20.00	3,45
39	1999. 12. 07.	2ó 59p	–	20.00	1,92
40	1999. 12. 18.	–	2ó 50p	20.00	0,17
41	2000. 01. 04.	3ó 08p	–	20.00	0,28
42	2000. 01. 14.	3ó 04p	–	20.15	1,26
43	2000. 01. 19.	3ó 05p	–	20.30	0,85
44	2000. 01. 25.	–	2ó 48p	20.30	2,39
45	2000. 02. 01.	3ó 05p	–	20.45	1,80
46	2000. 02. 08.	–	2ó 54p	21.00	2,55
47	2000. 02. 15.	3ó 06p	–	21.00	0,87
48	2000. 02. 22.	–	3ó 00p	21.15	2,72

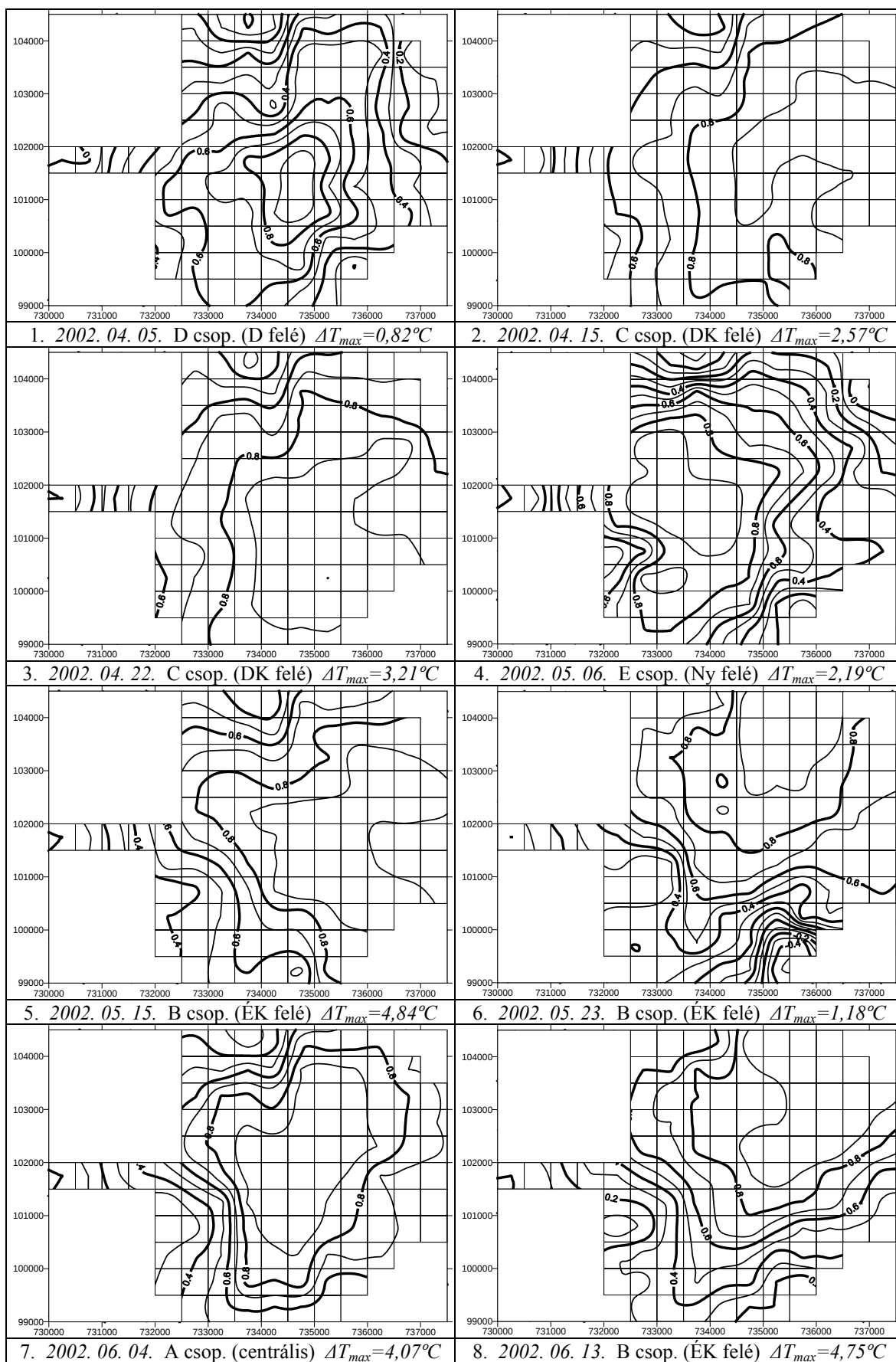
3. melléklet A beépített, a vízzel borított és az egyéb felszínek gridcellánkénti aránya Szegeden

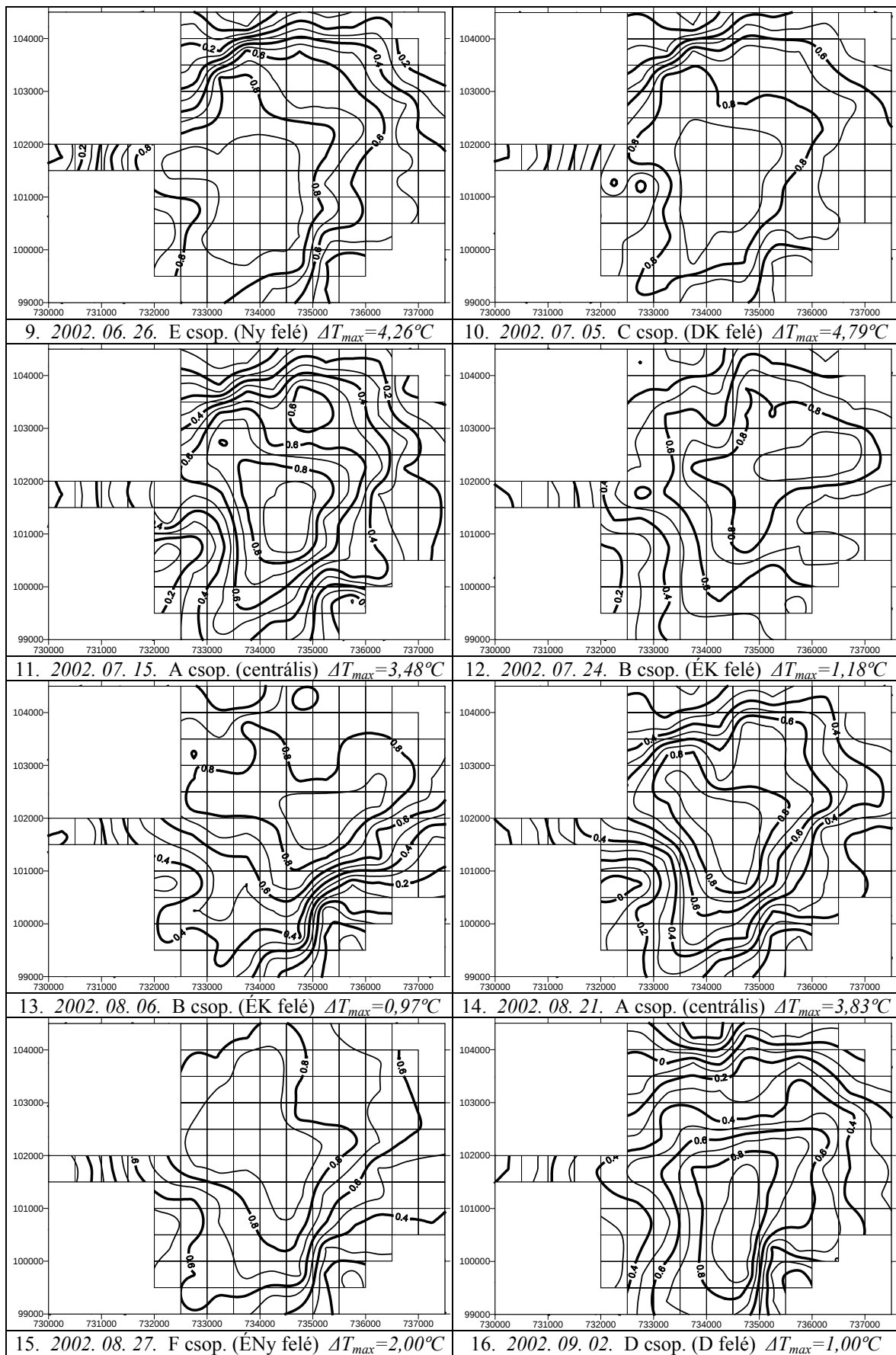
Gridcella	Beépített (%)	Víz (%)	Egyéb (%)	Gridcella	Beépített (%)	Víz (%)	Egyéb (%)
1724	59,68	0,00	40,32	2228 (10)	90,52	0,36	9,12
1725	45,80	0,00	54,20	2229 (11)	77,28	11,44	11,28
1726	58,80	0,00	41,20	2230	38,60	37,92	23,48
1727	35,88	0,00	64,12	2231	24,80	32,88	42,32
1728	2,96	37,32	59,72	2232	20,96	40,36	38,68
1729	4,00	0,04	95,96	2233	3,20	40,12	56,68
1823	46,72	0,00	53,28	2324	79,48	0,80	19,72
1824	65,24	0,00	34,76	2325	81,64	6,28	12,08
1825	61,60	0,00	38,40	2326	83,72	1,88	14,40
1826	76,44	0,00	23,56	2327	89,84	0,12	10,04
1827	77,16	0,00	22,84	2328	91,60	0,00	8,40
1828	43,24	19,92	36,84	2329	90,08	0,00	9,92
1829	25,84	18,52	55,64	2330 (12)	83,60	0,00	16,40
1830	20,00	0,00	80,00	2331	72,36	0,00	27,64
1923	35,48	0,00	64,52	2332	63,52	0,00	36,48
1924	87,16	0,16	12,68	2333	55,68	0,00	44,32
1925	53,56	0,00	46,44	2424	69,60	0,00	30,40
1926	72,56	0,00	27,44	2425	98,17	1,36	0,47
1927	79,84	0,00	20,16	2426	92,04	0,00	7,96
1928	79,24	1,20	19,56	2427	70,81	0,00	29,19
1929	31,00	35,84	33,16	2428	85,99	0,00	14,01
1930	53,68	1,40	44,92	2429	72,52	0,00	27,48
1931	42,20	0,00	57,80	2430 (13)	75,68	0,00	24,32
2023	19,24	0,00	80,76	2431	86,09	0,16	13,75
2024	30,56	9,16	60,28	2432	60,28	0,00	39,72
2025	71,40	1,72	26,88	2433	66,52	0,00	33,48
2026	74,44	0,00	25,56	2524	71,28	5,96	22,76
2027	84,76	0,00	15,24	2525	61,35	34,08	4,57
2028	88,40	0,16	11,44	2526	91,54	0,04	8,42
2029	23,44	37,32	39,24	2527	83,25	0,00	16,75
2030	61,76	0,00	38,24	2528	64,37	0,00	35,63
2031	54,80	0,00	45,20	2529	79,00	0,00	21,00
2032	38,64	0,00	61,36	2530 (14)	67,98	0,00	32,02
2033	38,68	0,00	61,32	2531 (15)	82,77	0,00	17,23
2123	3,24	0,00	96,76	2532 (16)	60,96	0,00	39,04
2124	27,64	10,48	61,88	2533 (17)	72,16	0,00	27,84
2125	63,04	1,72	35,24	2624	25,12	0,00	74,88
2126	75,20	0,00	24,80	2625	35,32	0,36	64,32
2127	93,80	0,00	6,20	2626	70,76	0,16	29,08
2128	94,48	0,00	5,52	2627	85,44	0,16	14,40
2129	48,80	27,12	24,08	2628	78,86	3,32	17,82
2130	55,12	0,00	44,88	2629	81,67	0,00	18,33
2131	55,76	0,00	44,24	2630	81,76	0,64	17,60
2132	70,08	0,00	29,92	2631	67,40	0,00	32,60
2133	46,16	0,00	53,84	2632	48,76	0,00	51,24
2219 (1)	0,00	0,00	100,00	2724	55,04	0,00	44,96
2220 (2)	0,00	0,00	100,00	2725	56,60	0,00	43,40
2221 (3)	18,88	0,00	81,12	2726	32,20	0,00	67,80
2222 (4)	70,40	6,08	23,52	2727	44,48	0,00	55,52
2223 (5)	54,20	0,48	45,32	2728	54,48	0,00	45,52
2224 (6)	85,64	3,24	11,12	2729	43,56	0,00	56,44
2225 (7)	71,68	0,00	28,32	2730	33,20	0,32	66,48
2226 (8)	77,76	0,00	22,24	2731	53,28	0,00	46,72
2227 (9)	91,44	0,00	8,56				

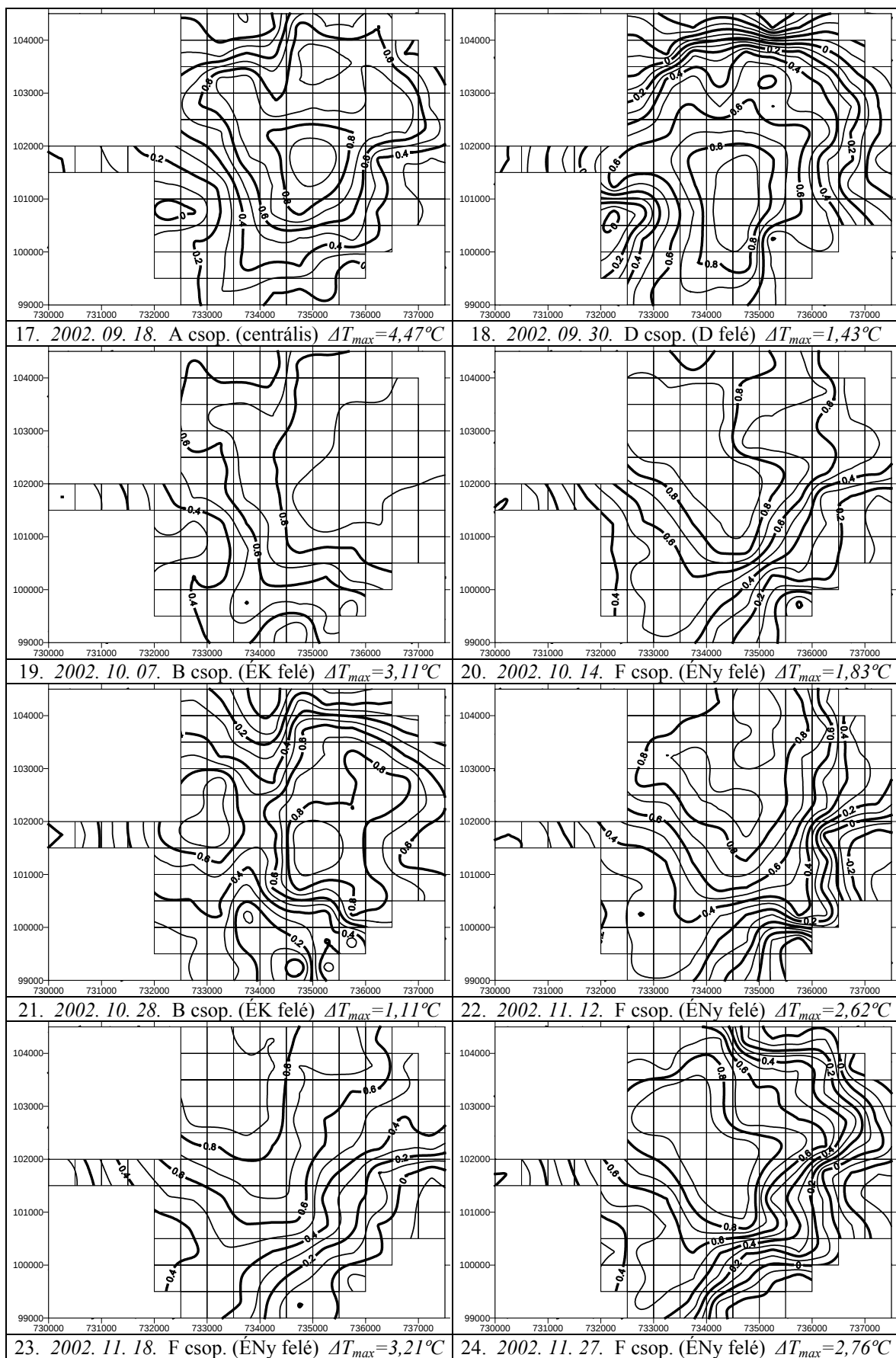
4. melléklet Az égboltláthatóság (SVF) gridcellánkénti aránya Szegeden

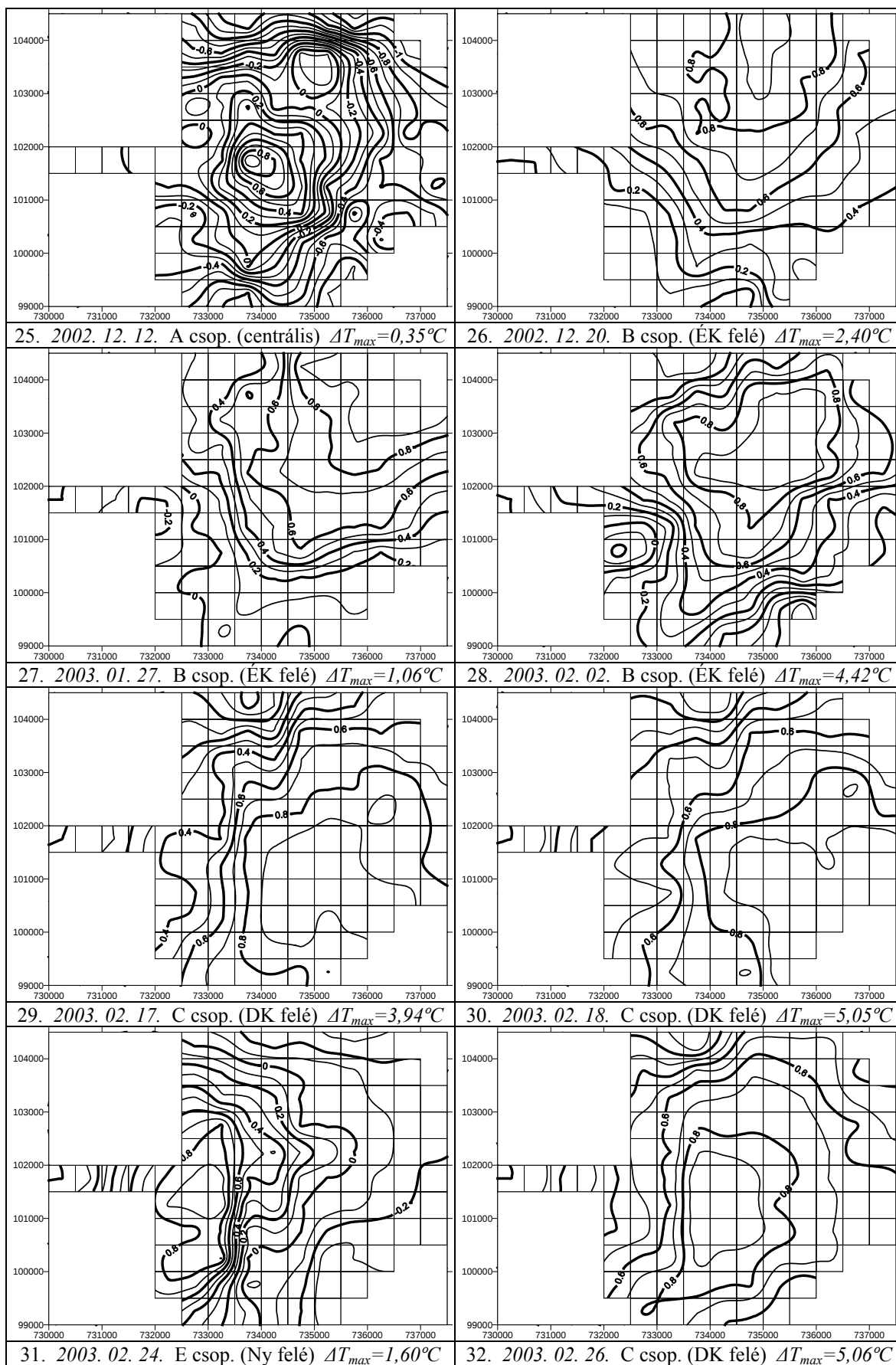
Gridcella	SVF	Gridcella	SVF
1724	0,989	2228 (10)	0,701
1725	0,906	2229 (11)	0,896
1726	0,904	2230	0,746
1727	0,983	2231	0,929
1728	1,000	2232	0,859
1729	0,965	2233	0,987
1823	0,981	2324	0,985
1824	0,988	2325	0,963
1825	0,922	2326	0,879
1826	0,905	2327	0,794
1827	0,908	2328	0,827
1828	0,898	2329	0,711
1829	0,992	2330 (12)	0,831
1830	1,000	2331	0,946
1923	0,963	2332	0,957
1924	0,985	2333	0,952
1925	0,995	2424	0,999
1926	0,903	2425	0,924
1927	0,822	2426	0,872
1928	0,906	2427	0,885
1929	0,998	2428	0,785
1930	0,934	2429	0,785
1931	0,966	2430 (13)	0,838
2023	0,998	2431	0,793
2024	0,999	2432	0,737
2025	0,950	2433	0,912
2026	0,864	2524	0,980
2027	0,801	2525	0,993
2028	0,791	2526	0,934
2029	0,942	2527	0,908
2030	0,820	2528	0,816
2031	0,919	2529	0,873
2032	0,941	2530 (14)	0,797
2033	0,955	2531 (15)	0,888
2123	0,999	2532 (16)	0,970
2124	0,992	2533 (17)	0,933
2125	0,893	2624	0,963
2126	0,787	2625	0,995
2127	0,926	2626	1,000
2128	0,668	2627	0,831
2129	0,948	2628	0,903
2130	0,896	2629	0,975
2131	0,861	2630	0,837
2132	0,900	2631	0,812
2133	0,919	2632	0,957
2219 (1)	1,000	2724	0,932
2220 (2)	1,000	2725	0,965
2221 (3)	0,998	2726	1,000
2222 (4)	0,996	2727	0,998
2223 (5)	0,998	2728	0,703
2224 (6)	0,984	2729	0,869
2225 (7)	0,848	2730	0,906
2226 (8)	0,791	2731	0,906
2227 (9)	0,817		

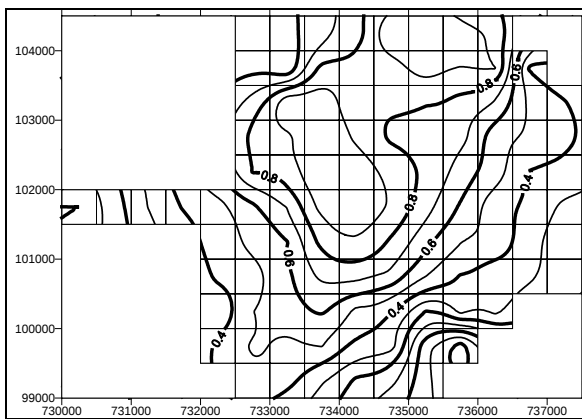
5. melléklet Normalizált UHI Szegeden (2002. április – 2003. március)



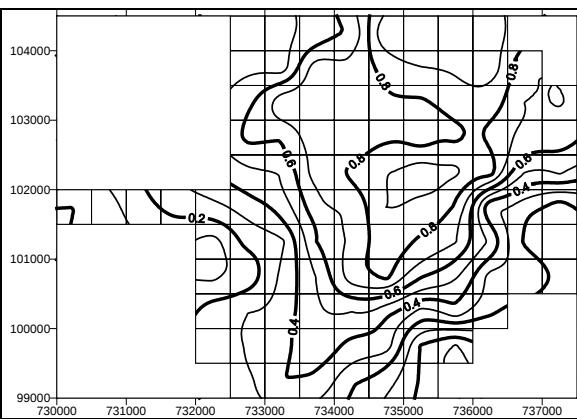




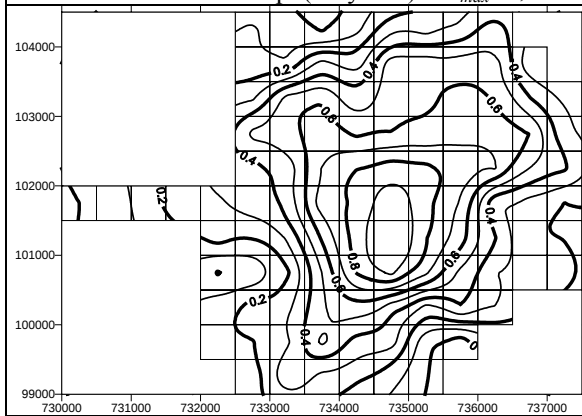




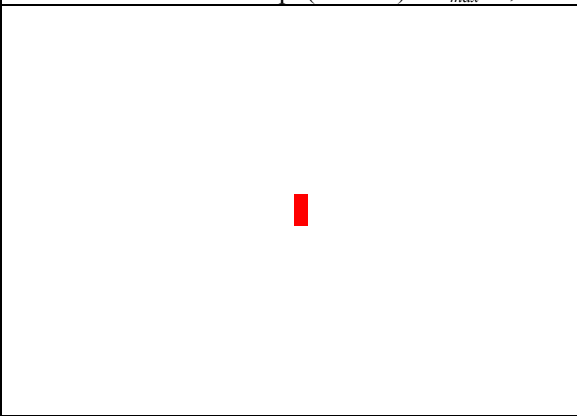
33. 2003. 03. 05. F csop. (ÉNy felé) $\Delta T_{max}=2,62^{\circ}C$



34. 2003. 03. 24. B csop. (ÉK felé) $\Delta T_{max}=6,82^{\circ}C$



35. 2003. 03. 25. A csop. (centrális) $\Delta T_{max}=5,70^{\circ}C$



6. melléklet A mobil keresztmetszeti mérések paraméterei Szegeden (2002. április – 2003. március)

<i>No.</i>	<i>Dátum</i>	<i>Mérés kezdete - vége (CET)</i>	<i>Mérések száma (db)</i>	<i>Referenciaidők (CET)</i>	<i>ΔT_{max} (°C)</i>
1	2002. 04. 16-17.	18.30 - 04.30	10	19.00, 20.00, ... 04.00	4,07
2	2002. 05. 22-23.	19.30 - 03.30	8	20.00, 21.00, ... 03.00	1,98
3	2002. 06. 17-18.	20.30 - 03.30	7	21.00, 22.00, ... 03.00	4,84
4	2002. 07. 10-11.	20.30 - 03.30	7	21.00, 22.00, ... 03.00	4,09
5	2002. 08. 29-30.	19.30 - 04.30	9	20.00, 21.00, ... 04.00	5,12
6	2002. 09. 10-11.	18.30 - 04.30	10	19.00, 20.00, ... 04.00	4,37
7	2002. 10. 17-18.	17.30 - 03.30	10	18.00, 19.00, ... 03.00	2,46
8	2002. 11. 14-15.	16.30 - 02.30	10	17.00, 18.00, ... 02.00	0,60
9	2002. 12. 10-11.	16.30 - 02.30	10	17.00, 18.00, ... 02.00	3,56
10	2003. 01. 15-16.	16.30 - 02.30	10	17.00, 18.00, ... 02.00	6,71
11	2003. 02. 12-13.	17.30 - 03.30	10	18.00, 19.00, ... 03.00	7,97
12	2003. 03. 17-18.	18.30 - 04.30	10	19.00, 20.00, ... 04.00	4,77