

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ



Tepelný ostrov města

Bakalářská práce

Vypracovala: Anna Durdíková

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Jana Soukupová

Studijní program: Aplikovaná ekologie

Akademický rok: 2009/2010



ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE (PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

pro: **Annu Durdíkovou**

obor: BEKOL

Název tématu: **Tepelný ostrov města**

Název tématu v anglickém jazyce: Urban heat Island

Zásady pro vypracování:

Literární rešerše

Osnova:

1. Tepelný ostrov, definice, vznik
2. Vliv tepelného ostrova na město a okolí
3. Porovnání dat – Pražský tepelný ostrov a vybraná stanice
4. Srovnání se světem



Rozsah grafických prací: grafy a obrázky dle potřeby

Rozsah průvodní zprávy: min. 30 stran

Seznam odborné literatury:

Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Academia a MŽP Praha, 1993
Řezáčová a kol.: Fyzika oblaků a srážek. Academia Praha, 2007
Bednář, J.: Meteorologie. Portál Praha, 2003
Kopáček, J., Bednář, J.: Jak vzniká počasí. Karolinum Praha, 2005
články – Meteorologické zprávy, Web of Science a další

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Jana Soukupová

Konzultant bakalářské práce: -

Datum zadání bakalářské práce: září 2009

Termín odevzdání bakalářské práce: duben 2010

L.S.

.....
Vedoucí katedry

.....
Děkan

V Praze dne 15. 9. 2009

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně, pod vedením Ing. Jany Soukupové, s vyznačením všech použitých pramenů a spoluautorství uvedených v seznamu literatury na konci této práce. Souhlasím se zveřejněním bakalářské práce podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách, ve znění pozdějších předpisů. Byla jsem seznámena s tím, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorský zákon, ve znění pozdějších předpisů.

.....

V Praze dne

.....

Podpis

Poděkování

Mé hluboké díky patří Ing. Janě Soukupové za rady, připomínky a nesmírnou trpělivost při vzniku mé práce.

Dále děkuji RNDr. Tomáši Litschmannovi, firma AMET (Velké Bílovice), Prof. Dr. Helmutu Mayerovi z University of Freiburg (Německo) za zaslání citací a článků, a pracovnícím knihovny ČHMÚ Praha za pomoc s vyhledáváním materiálů.

.....

V Praze dne

.....

Podpis

Anotace

Práce se zabývá problémem tepelného ostrova města. Tento jev je způsobený zvýšením teploty účinkem městského klimatu. Práce nejprve podává charakteristiku daného jevu.

Pro konkrétní studium byly jako vzorek zvoleny čtyři světové metropole, u kterých byla měření potvrzena existence tepelného ostrova. Těmito městy jsou Houston, Mexicali, Szeged a Melbourne. K těmto městům byla provedena literární rešerše a shrnuty získané poznatky.

Pro Českou republiku práce zohledňuje měření ze tří meteorologických stanic, jedná se o observatoř Milešovka, observatoř Doksany a meteorologickou stanici Praha – Karlov. Na nich získané výsledky pak komparuje. Jedna z těchto stanic je situována v předpokládaném tepelném ostrovu. Statistické vyhodnocení naměřených dat tento předpoklad potvrzuje.

Klíčová slova: tepelný ostrov města, změna klimatu, teplotní řady, teplotní index, cyklony, anticyklony

Abstract

The thesis deals with the problem of urban heat island. This phenomenon is caused by temperature rise by effect of urban climate. At first this work characterizes the mentioned effect.

For the concrete research four cosmopolises were chosen by which existence of the urban heat island had been confirmed by measurements. These cities are Houston, Mexicali, Szeged and Melbourne. To these cities the literature search was accomplished and gained knowledge was summarized.

Concerning the Czech Republic the thesis is concerned with the measurements from three meteorological stations among which belong observatory Milešovka, observatory Doksany and meteorological station Prague – Karlov. Obtained results are compared afterwards. One of these stations is situated in the supposed heat island. Statistical evaluation of the measuring data confirms this assumption.

Key words: urban heat island, climate changes, temperature range, temperature index, cyclone, anticyclone

Obsah

1. Úvod	9
2. Cíle práce	10
3. Tepelný ostrov, definice, vznik	11
3.1. Definice	11
3.1.1. <i>Historie výzkumu tepelného ostrova</i>	11
3.2. Tepelný ostrov	11
3.3. Vznik tepelného ostrova	13
3.3.1. <i>Anticyklony a cyklony</i>	14
3.3.1.1. Anticyklona	14
3.3.1.2. Cyklona	16
4. Vliv tepelného ostrova na město a okolí	18
4.1. „Horké vlny“	18
4.2. Teplotní index a stresový faktor	19
4.3. Vliv teploty na organismus člověka	20
4.4. Způsoby měření změn klimatu	22
5. Porovnání dat – Pražský tepelný ostrov a vybrané stanice	24
5.1. Observatoř Milešovka	24
5.2. Observatoř Doksany	25
5.3. Meteorologická stanice Praha - Karlov	25
5.4. Porovnání dat	25
5.4.1. <i>Původní data</i>	26
5.4.2. <i>Adjustace nadmořských výšek</i>	28
5.4.3. <i>Závěr</i>	31
6. Srovnání se světem	33
6.1. Teplotní řady	33
6.2. Tepelný ostrov ve světě	33
6.2.1. <i>Mexiko</i>	34
6.2.1.1. Metody měření	34
6.2.1.2. Výsledky	34
6.2.2. <i>Maďarsko</i>	36
6.2.2.1. Metody měření	36
6.2.2.2. Výsledky	37
6.2.3. <i>Austrálie</i>	37
6.2.3.1. Metody měření	38
6.2.3.2. Výsledky	39
6.2.4. <i>Texas</i>	40
6.2.4.1. Metody měření	40
6.2.4.2. Výsledky	41
6.2.5. <i>Srovnání</i>	42

6.3.	Globální změny	43
6.3.1.	<i>Dopad globálních změn (zaměření na Evropu)</i>	<i>45</i>
6.3.2.	<i>Možnosti zmírnění tepelného ostrova</i>	<i>49</i>
7.	Závěr	51
8.	Vysvětlení pojmů	52
9.	Použitá literatura	53

1. Úvod

Problematika městského klimatu a jeho vlivu na člověka je v zahraničí poměrně častým námětem vědeckých prací (výběr viz soupis literatury). Jsou pořádány specializované konference zaměřené výhradně na tuto problematiku. Je zkoumána celá řada otázek, od kvantifikace tepelného ostrova města v jednotlivých částech území přes měření a modelování mikroklimatu na jednotlivých typických městských plochách, bioklimatické studie vlivu na obyvatele až po návrhy na případné zmírnění negativního působení klimatu na obyvatelstvo (Litchmann v tisku).

Jako začátek studie této mnohostranně uchopitelné problematiky přistupuji nejprve k archivní rešerši. V rámci této rešerše jsem se snažila kontaktovat přední vědecké pracovníky zabývající se touto problematikou. Úspěšné případy jsou zmíněny v poděkování.

K hledání materiálu jsem použila knihovnu Českého hydrometeorologického ústavu v Praze, Web of Science a doporučení kontaktovaných českých a zahraničních vědců, zejména pana Tomáše Litschmanna a Helmuta Mayera.

Po provedení rešerše jsem se zabývala porovnáním průměrných teplot naměřených na třech meteorologických stanicích mezi lety 1970 až 2008. Meteorologické stanice jsou situovány v odlišných sídelně geografických souvislostech – ve městě (Praha), na osamělé hoře (Milešovka) a mimo zástavbu (Doksany). Takto získané poznatky se dále pokouším konfrontovat v širších souvislostech.

2. Cíle práce

Cílem práce je pojednat o tepelném ostrovu města, sumarizovat vědomosti o něm a popsat jeho vliv na město a okolí.

Na základě porovnání dat ze stanice umístěné v Praze a dvou stanic mimo Prahu potvrdit předpoklad zasažení Prahy tepelným ostrovem.

Dalším cílem práce je prověřit existenci tepelného ostrova města využitím dostupných výsledků měření ve světových metropolích a uvedení reálných možností zmírnění následků tepelného ostrova ve městech.

3. Tepelný ostrov, definice, vznik

3.1. Definice

Tepelný ostrov lze definovat jako oblast zvýšené teploty vzduchu v mezní a přízemní vrstvě atmosféry nad městem nebo průmyslovou aglomerací ve srovnání s venkovským okolím. Intenzita tepelného ostrova je vyjadřována průměrnými a maximálními rozdíly teploty vzduchu v dané výšce nad středem města a okolím, kde se nachází přirozený povrch. Intenzita tepelného ostrova je většinou úměrná velikosti města a jeho průmyslové činnosti (Sobíšek a kol., 1993).

Tepelný ostrov má sekundární účinky, jako například vyklenutí směšovací vrstvy se zákalem nad tepelný ostrov, zvýšené množství konvekční oblačnosti, případně atmosférických srážek v závětrří a další (Sobíšek a kol., 1993).

3.1.1. Historie výzkumu tepelného ostrova

V poslední době se téma tepelného ostrova města dostává do popředí zájmu, protože dochází k rychlému rozrůstání měst a protože tepelný ostrov města ovlivňuje zdraví, energetický management a znečištění vzduchu ve městech (García-Cueto et al., 2007).

Tepelný ostrov města se stává jedním z nejvíce studovaných a možná i nejznámějších fenoménů městského klimatu od doby, kdy tento jev popsal Luke Howard v Londýně roku 1833. O století a půl později Oke (1982) popsal dva hlavní předpokládané důvody existence tepelného ostrova města díky povrchovému a atmosférickému měření. Primární povrchové měření spočívá na geometrii povrchu a na povrchových tepelných vlastnostech, zvláště pak na tepelné vodivosti. Zatímco primární atmosférické měření měří hodnoty rychlosti větru a oblačnosti (García-Cueto et al., 2007).

3.2. Tepelný ostrov

Tepelný ostrov města dostal svůj název podle izotermy, která na mapě vykresluje jakýsi pomyslný ostrov. U krajů je teplota nejnižší a směrem ke středu teplota pozvolna narůstá, jako jakési pohoří na skutečném ostrově. Velikost a tvar ostrova samozřejmě závisí na konfiguraci urbanizované oblasti. Roli zde také hrají

povrchové rysy jako například parky, vodní útvary a rozdíl v hustotě zástavby (Voogt, 2002).

Proces urbanizace podstatně mění přirozené vlastnosti zemského povrchu a atmosféry. Tyto vznikající změny mají vliv na záření, teplotu, vlhkost a aerodynamické vlastnosti. Materiály, které jsou používány pro stavbu budov ve městech, mají udržovat teplo a nemají propouštět vodu. Blokové stavby proto vytvářejí možnost pro zachytávání záření a stagnaci vzduchu. Soubory městských staveb tvoří hrubý a nerovný povrch. Tyto a další vlastnosti a znaky městského prostředí vedou k tomu, že teplota vzduchu uvnitř města je o něco vyšší než teplota v okolním venkovském prostředí. Tento jev se nazývá městský tepelný ostrov (Oke, 1978 in Beranová, 2003).

Městské klima, které vytváří lidská aktivita, je asi nejdůležitějším regionálním klimatem. Umělý městský povrch je velmi komplexní, jeho struktura a materiály, ze kterých je zhotoven, jsou poměrně odlišné od materiálů přírodních. Tento faktor stejně jako antropogenní emise z tepla a znečištění vzduchu zasahují do energetické a vodní bilance měst ve srovnání s okolním prostředím. Ve větších městech jsou více viditelné charakteristiky městského klimatu. Hlavním klimatickým rysem městských oblastí je to, že jsou teplejší než jejich okolí - zvláště v noci s maximy mezi třetí a pátou hodinou po západu slunce. Toto se nazývá „tepelný ostrov“ a jeho intenzita může být kvantifikována jako rozdíl teplot mezi centrem města a rurální částí. Význam tohoto fenoménu závisí na velikosti, populaci a industriálním rozvoji daného města, na topografii a materiálu tvořícím povrch, na převládajícím klimatu daného regionu a na momentálních meteorologických podmínkách (Unger, 1996).

Kromě vyšších teplot ve městě se tepelný ostrov města projevuje také snížením slunečního záření, nižší rychlostí větru a vyššími srážkovými úhrny. Vyšší srážkové úhrny se zde vyskytují díky zvýšenému počtu kondenzačních jader v atmosféře měst, časté jsou termické konvekce nad tepelným ostrovem města. Zvýšení poměrné vlhkosti způsobené možnými emisemi vodní páry má za následek výskyt převážně kupovité oblačnosti. Kupovitá oblačnost může být příčinou bouřkových jevů s vydatnějšími přeháňkovými srážkami, zejména pak nad centry měst a průmyslovými zónami (Vysoudil, 2006).

Intenzita tepelného ostrova závisí na mnoha faktorech. Asi nejdůležitějším faktorem je denní doba. Městský tepelný ostrov je nejvíce rozvinut v nočních hodinách, naproti tomu během dne se tento jev téměř nevyskytuje. Podmínky počasí jsou dalším faktorem. Jestliže je atmosféra bezoblačná a vane slabý vítr nebo je bezvětří, je intenzita větší. Také umístění a vnitřní uspořádání města hraje

důležitou roli. Nakonec se nesmí opomenout vliv emisí tepla z antropogenních zdrojů, jejichž vliv je menší a závisí na ročním období (Beranová, Huth, 2003).

K příčinám, proč se tak děje, patří především změna geometrie aktivního povrchu, tzn. zvětšení velikosti a převaha vertikálních povrchů, což vede ke zvýšení množství pohlceného slunečního záření a k jeho četným odrazům, uzavřené prostory mezi budovami vedou k omezení dlouhodobého vyzařování v nočních hodinách a tím i ke snížení ztrát tepla (Litschmann, Rožnovský, 2005).

Rozloha měst se pomalu ale jistě zvětšuje a současně se mění i charakter jednotlivých ploch, zastavují se postupně i místa osázená v minulosti zelení. Jedná se o centra měst i o jejich periferie a přilehlé okolí. Tím se výrazně mění podmínky energetické bilance (Litschmann v tisku).

Dále se jedná o změnu tepelných vlastností aktivního povrchu. Budovy mají poměrně značnou tepelnou kapacitu. To umožňuje zvýšené pohlcování tepla v období pozitivní energetické bilance a jeho uvolňování během negativní energetické bilance. V neposlední řadě dochází ke změnám v hydrologické bilanci. Ve městech převládají nepropustné povrchy, což vede ke snížení dostupného množství vody využívané při evapotranspiraci a tím současně i ke snížení latentního toku tepla a ke zvýšení turbulentního toku (Litschmann, Rožnovský, 2005).

Městské tepelné ostrovy ovšem nejsou zodpovědné za globální oteplování, protože města zabírají jen zlomek zemského povrchu. Městská klimata mají lokální klimatický účinek pouze v okolí měst, ale komplikují úsilí mapování globálních změn klimatu, protože mnoho měřících stanic je umístěno ve městech nebo v jejich blízkosti. Naměřená data jsou pak ovlivněna tepelným ostrovem města (Voogt, 2002).

Globální změny klimatu ale budou přidávat další tepelné zatížení do městských oblastí, což povede k zesílení efektu tepelného ostrova. Snaha o zmírnění vzrůstu hodnot tepelného ostrova města má za následek snižující se koncentrace skleníkových plynů ve městech, která bojují proti tepelnému ostrovu, a tím vlastně přispívají k úsilí o zmírnění dopadů zvyšující se globální průměrné teploty. Dalo by se říci, že tepelný ostrov města je aktuálním analogem pro budoucí globální změny životního prostředí (Voogt, 2002).

3.3. Vznik tepelného ostrova

Nejzřetelněji se tepelný ostrov vytváří za jasného, málo větrného počasí ve dne i v noci. Za slabého všeobecného proudění vzduchu vzniká v důsledku

tepelného ostrova vlastní cirkulační buňka mezi městem a rurální oblastí s vertikální cirkulací podobnou přirozené termice a připomínající brízovou cirkulaci (Sobíšek a kol., 1993).

Intenzita tepelného ostrova významně závisí na cyklonalitě i směru proudění daného cirkulačního typu, jak dokazuje např. Beranová, Huth (2003). Statistickými metodami bylo zjištěno, že intenzita tepelného ostrova má maximum v létě a minimum v zimě. Největší intenzity tepelného ostrova nastávají v anticyklonálních situacích a v typech.

3.3.1. Anticyklony a cyklony

Pod pojmem cyklona a anticyklona se skrývá nejen tvar tlakového pole, ale i určitá forma cirkulace atmosféry. S každou z těchto kvalitativně odlišných forem cirkulace jsou spojeny specifické rysy pro horizontální i vertikální přemísťování vzduchových hmot a zvláštnosti v podmínkách počasí (Kopáček, Bednář, 2009).

3.3.1.1. Anticyklona

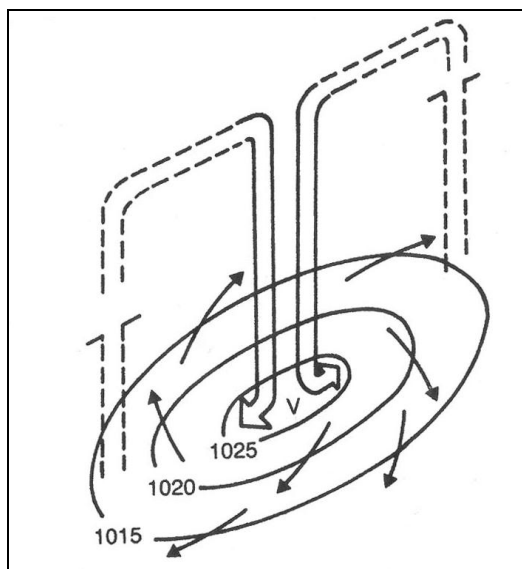
Oblast, v níž je atmosférický tlak vzhledem k okolí vyšší. K tomu, aby bylo možné tlakový útvar označit za anticyklonu (případně cyklonu), musí kolem centra útvaru v uvažované ploše existovat alespoň jedna uzavřená izobara. Oblasti vysokého tlaku, které neobsahují uzavřené izobary, představují hřebeny nebo pásy vysokého tlaku vzduchu (analogicky u cyklon mluvíme o brázdách či pásech nízkého tlaku /Bednář, 2003/).

Pro anticyklonu je charakteristická cirkulace vzduchu na severní polokouli ve směru pohybu hodinových ručiček (na jižní polokouli proti směru chodu /Sobíšek a kol., 1993/).

Subsidenční pohyby vzduchu v anticyklonách a hřebenech vysokého tlaku vzduchu obecně působí rozpouštění oblačnosti. Proto je pro anticyklonu typická malá oblačnost nebo jasno. Na podzim se však v souvislosti s útvary vysokého tlaku vzduchu mohou v nižších polohách objevovat mlhy, případně nízká oblačnost z mlh a inverze, někdy se vyskytuje i slabé mrholení. V oblastech s výskytem vysokého tlaku vzduchu se zhoršují podmínky pro rozptyl znečišťujících příměsí, což se výrazně projevuje zejména v zimě (Bednář, 2003).

Anticyklony se pohybují daleko pomaleji než cyklony. Když se vytvoří, často zůstávají téměř stacionárně 2 až 3 dny, někdy však až 10 dnů. Pro anticyklonu jsou typické sestupné pohyby vzduchu ve volné atmosféře, při nichž se vzduch adiabaticky otepluje a vysušuje. Proto je pro anticyklonu typické již zmíněné málo

oblačné počasí. Proudění v anticykloně při zemi směřuje od středu, kde se nachází vysoký tlak vzduchu, ke krajům, kde je tlak vzduchu nízký. Na místo odtékajícího vzduchu sestupuje z výšky nový vzduch, jak je patrné na obr. č. 1 (Munzar et al., 1989).



Obr. č. 1: Proudění tlakové výše ve spodních vrstvách atmosféry na severní polokouli (Munzar et al., 1989).

Ve vývoji anticyklon můžeme pozorovat různá stádia vývoje.

1. počáteční stadium, neboli stadium vzniku – od prvních příznaků vývoje anticyklony až do objevení se první uzavřené izobary, kterou je možné zachytit na meteorologické mapě
2. stadium zesílení – od zformování anticyklony až po dosažení nejvyššího tlaku v jejím středu
3. stadium rozpadávání – od začátku poklesu tlaku ve středu až do úplného vymizení anticyklony na přízemní nebo výškové povětrnostní mapě jako samostatného útvaru

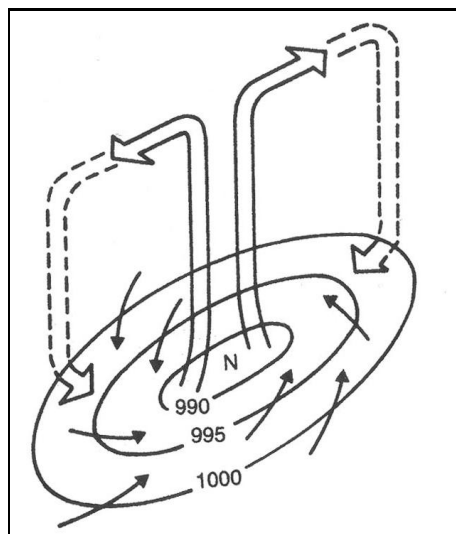
(Kopáček, Bednář, 2009).

Termín anticyklona byl poprvé uveden v roce 1861 anglickým přírodovědcem F. Galtonem (Sobíšek a kol., 1993). Slovo anticyklona pochází z řeckých slov *anti* – proti a *kyklón* – kroužící (Munzar et al., 1989).

3.3.1.2. Cyklona

Oblast, ve které je atmosférický tlak v dané ploše nižší než v okolí. Cyklony jsou oblastmi velkoprostorových vzestupných pohybů vzduchu a díky tomu se objevuje výrazná tendence k vytváření velké oblačnosti a vypadávání srážek. Mimo to se v mírných zeměpisných šířkách tlakové níže vytvářejí typicky na frontálních rozhraních mezi dvěma vzduchovými hmotami, což také přispívá k vytváření oblačnosti a srážek (Bednář, 2003).

Pro cyklonu je typické, že směrem do jejího středu klesá tlak a obvykle se zvětšují horizontální tlakové gradienty. Ve středu je tedy nejnižší tlak, proto směřuje proudění vzduchu od vyššího tlaku, který se vyskytuje na okraji, k nižšímu v jejím středu. Toto proudění není přímočaré, ale díky působení zemské rotace se na severní polokouli spirálovitě stáčí proti směru chodu hodinových ručiček (na jižní polokouli se opět stáčí opačným směrem). Vzduch se při zemi sbíhá ze všech stran do středu tlakové níže, kde vystupuje vzhůru, jak je patrné z obr. č. 2. Díky výstupným proudům postupně dochází ke kondenzaci vodní páry a proto je pro cyklonu typické oblačné počasí, jak již bylo řečeno výše (Munzar et al., 1989).



Obr. č. 2: Proudění v tlakové níže ve spodních vrstvách atmosféry na severní polokouli (Munzar et al., 1989).

Ve vývoji cyklon můžeme pozorovat různá stadia vývoje.

1. počáteční stadium, tedy stadium vzniku – od prvních známek vývoje cyklony až do objevení se první uzavřené izobary, kterou je možné zachytit na meteorologické mapě

2. stadium mladé cyklony – od objevení se první uzavřené izobary až do počátku okludování
3. stadium největšího rozvoje – od počátku okludování do období dosažení nejnižšího tlaku ve středu cyklony
4. stadium vyplňování – od okamžiku začátku vzestupů tlaku vzduchu ve středu cyklony do doby jejího úplného vymizení na přízemní nebo výškové povětrnostní mapě jako samostatného útvaru

(Kopáček, Bednář, 2009).

Přechod cyklony z jednoho stadia do druhého je provázen změnou její vertikální stavby a změnou podmínek počasí v oblasti, která je cyklonou ovlivňována (Kopáček, Bednář, 2009).

Kromě cyklon, jak jsou známy z našich zeměpisných šířek, se na Zemi vyskytují tzv. tropické cyklony. Dle oblasti výskytu se tropické cyklony (což je jejich obecné označení) označují například jako hurikány – v západní části Atlantského oceánu, v oblasti Karibské a v oblasti Mexického zálivu. Tajfuny jsou nazývány v západní části Tichého oceánu a ve východní Asii (Řezáčová et al., 2007).

Tropické cyklony vznikají nad málo osídlenými a jinými prostředky jen řídce monitorovanými oblastmi, meteorologické družice zůstávají jediným prostředkem, jak je možné je sledovat v podstatě nepřetržitě po celou dobu jejich existence. Na základě měření družic je možné velmi přesně sledovat trajektorii jejich středu a následně ve spolupráci s numerickými modely vytvářet předpovědi jejich dalšího pohybu. Tropické cyklony mají typické rozměry ve stovkách kilometrů, přibližně 300 až 500 km. Tím se rozumí rozměr oblasti, uvnitř níž rychlost větru splňuje kritéria pro klasifikaci tropické bouře jakožto tropické cyklony. Rozměr oblačného víru pozorovatelného družicí bývá podstatně větší a může dosahovat i 1500 km (Řezáčová et al., 2007).

Termín cyklona poprvé použil anglický námořní kapitán H. Piddington roku 1848 (Sobíšek a kol., 1993). Slovo cyklona je odvozené z řeckého *kyklón*, což v překladu značí krouživý, otáčející, vířící (Munzar et al., 1989).

Výše uvedené meteorologické veličiny zde byly popsány proto, že cyklonální či anticyklonální situace úzce souvisí se vznikem tepelného ostrova města. Jak již bylo zmíněno, tepelný ostrov je lépe rozvinut při situacích anticyklonálních než při cyklonálních.

4. Vliv tepelného ostrova na město a okolí

Teplé klima měst je závislé na umístění měst ve specifické klimatické zóně stejně jako na topografických a orografických faktorech. Tyto podmínky prostředí jsou modifikovány energetickými a dynamickými parametry měst, což vede ke zvýšení teploty v porovnání s rurální oblastí. Městský tepelný ostrov (UHI) jako typický fenomén městského klimatu je měřen celosvětově. Nicméně je jen několik málo studií zabývajících se fenoménem městského tepelného ostrova z pohledu termické složky městského klimatu, který ovlivňuje tepelnou pohodu lidí a tím i jejich efektivitu a zdraví (Mayer et al., 2008).

4.1. „Horké vlny“

V souvislosti s globálním oteplováním se zvyšuje i četnost a intenzita tzv. „horkých vln“, popřípadě zvýšený výskyt dnů s vysokými teplotami vzduchu. Je proto zapotřebí kvantifikovat, jak jsou tyto extrémní jevy transformovány městským prostředím. V populaci všeobecně, a tím i ve městech, vzrůstá zastoupení lidí staršího věku. Tito lidé jsou citlivější na vyšší teploty, které jim mohou výrazněji komplikovat a zhoršovat již stávající zdravotní potíže (Litchmann v tisku).

Zvýšená úmrtnost a nemocnost v důsledku stresu způsobeného horkem představuje jednu z hlavních oblastí dopadů klimatických změn na společnost. Prahovou teplotu, při které již dochází k nepříznivým vlivům na lidské zdraví, není možné stanovit obecně. Je podmíněna různými životními zvyklostmi, odlišnou mírou adaptability lidí, ať už se jedná o jednu populaci lidí nebo jde o jednotlivé skupiny populací (Kyselý, 2004).

Teplotní rekord byl v Británii zaznamenán během „horké vlny“ v roce 2003. Během jednoho týdne si teploty v Británii vyžádaly 1000 mrtvých a pravděpodobně až 10 000 mrtvých ve Francii, kde byly teploty dokonce ještě vyšší než v Británii (Keatinge, 2003).

Horké vlny jako tato (kdy počet obětí stoupl až na 70 000, data docházejí ze 12 evropských států) budou dle projekcí s postupem doby mnohem běžnější s tím, jak se klima bude dále měnit, a riziko úmrtnosti se bude zvyšovat o 0,2 až 5,5 %, na každý 1°C nárůstu teploty nad prahovou hodnotou. Ta je pro každou lokalitu specifická (Došek, Hollan, 2008).

Nejmenší počet úmrtí v důsledku vysokých teplot je, pokud se průměrná denní teplota pohybuje kolem 17 – 18°C. Průměrný počet úmrtí v roce, který se nevyznačoval vysokými teplotami ani výskyty „horkých vln“, je kolem 800 ve Velké

Británii. Většina těchto úmrtí se dotýká lidí nad sedmdesát let věku a většina jich nastane v prvním a druhém dnu prudkého zvýšení teplot. U těchto lidí dochází ke stresové reakci organismu, který se nedokáže vyrovnat s vyšší koncentrací solí v organismu v důsledku většího vypařování vody z těla (Keatinge, 2003).

Nemoc z horka může postihnout kohokoliv z populace. Ovšem lze vymezit rizikové skupiny. Významně se riziko zvyšuje s přibývajícím věkem nebo naopak postihuje hodně malé děti. Dále se riziko zvyšuje s užíváním povzbuzujících medikamentů, dehydratací, špatnou fyzickou kondicí, nadváhou. V posledních letech se ukazuje, že i osamělý život může toto riziko zvyšovat. Člověku se nedostane pomoci, protože si ji sám nemůže zavolat a nikdo ho delší dobu nehledá. Z nemoci z horka se pomalu ale jistě stává vážný problém (Ebi, Meehl, 2007).

4.2. Teplotní index a stresový faktor

Vysoké teploty jsou např. permanentním stresovým faktorem pro obyvatele měst tropických a subtropických oblastí, kde se poměrně značně liší i teploty venkovní a uvnitř domů (Jaurequi, 1993).

Podobný efekt může být pozorován ve městech za horkého léta. Z tohoto úhlu pohledu je nutné zabývat se více meteorologickými parametry než pouze teplotou. Důležitý parametr hraje stále se zlepšující termická izolace oblečení (Mayer, Matzarakis, 1998).

K charakterizování bioklimatologických vlastností atmosféry měst z hlediska působení na jeho obyvatele je ve světě používána celá řada indexů, beroucích v potaz různý počet meteorologických prvků. Existují řádově stovky indexů, které mají komplexní vliv teploty, vlhkosti a proudění vzduchu na lidský organismus popisovat. Mnohé z těchto ukazatelů jsou založeny na empirickém výzkumu, nepoužívají vůbec charakteristiky vycházející z fyziologie člověka, ale jsou stanoveny na základě projevů diskomfortu (míry nemocnosti, úmrtnosti, subjektivního hodnocení dostatečně rozsáhlého vzorku cílové skupiny) a jejich vazbě na vývoj měřených nebo pozorovaných meteorologických charakteristik (Litschmann v tisku).

K výpočtu indexů se mohou použít ekvivalentní teploty k charakterizování rozdílů mezi jednotlivými částmi města z bioklimatologického hlediska. Podobně jako ekvivalentní teplota, kde do výpočtu vstupuje teplota vzduchu a jeho vlhkost, je konstruována celá řada podobných indexů, přičemž mezi nejvíce používané lze

zařadit teplotně-vlhkostní index THI (Temperature Humidity Index), tepelný index HI (Heat Index), HUMIDEX a popřípadě některé další (Litschmann v tisku).

V dnešní době je jedním z nejpopulárnějších modelů na lidskou energetickou rovnováhu Fangersiho rovnice pro venkovní klima (1972), která dovoluje výpočet tzv. PMV (Predicted Mean Vote), neboli tepelného pocitu lidí. PMV se vyjadřuje pro aktuální situaci a započítává tepelný odpor oděvu (Mayer, Matzarakis, 1998).

PMV	PET	lidské pocity	míra teplotního stresu
-3,5	4°C	velká zima	extrémní chladový stres
-2,5	8°C	zima	silný chladový stres
-1,5	13°C	chladno	mírný chladový stres
-0,5	18°C	mírně chladno	lehký chladový stres
		příjemně	žádný teplotní stres
0,5	23°C	mírně teplo	lehký tepelný stres
1,5	29°C	teplo	mírný tepelný stres
2,5	35°C	horko	silný tepelný stres
3,5	41°C	velké horko	extrémní tepelný stres

Tab č. 1: Hodnocení indexu PMV a PET (Physiological Equivalent Temperature), lidského vnímání tepelného prostředí a tepelného stresu; vnitřní produkce tepla : 80W, tepelný odpor oděvu: 0,9 clo (Mayer, Matzarakis, 1998)

4.3. Vliv teploty na organismus člověka

Lidský organismus toleruje výkyv vnitřní teploty těla o pouhé 4°C, aniž by došlo ke stresu organismu, ke zhoršení fyzické nebo duševní výkonnosti. Dolní hranice, při které je izolovaná buňka poškozena vytvořením krystalků je – 1°C. Oproti tomu při +45°C již dochází ke koagulaci buněčné bílkoviny. Teplotu, která přesáhne 41°C snáší buňka jen po krátkou dobu. Ovšem vhodně oblečený a tepelně chráněný člověk je schopen snášet a pracovat v extrémních podmínkách a to od –50°C až do +100°C (Matoušek, 1988).

Teplota lidského těla je regulována mechanismem zpětné vazby, ve kterém hraje důležitou roli hypothalamus. Jedná se o centrální orgán, který reguluje tělesnou teplotu a funguje podobně jako termostat. Podává informace z periferních tepelných a chladových receptorů v kůži i z centrálních receptorů uložených v předním hypothalamu, v páteřní míše a podél velkých cév (Zeman, 2006).

Jak již bylo zmíněno, významnou úlohu v termoregulaci organismu má kůže, tvořící tepelnou a vodní bariéru organismu. Kůže, zprostředkovatel kontaktu s okolním prostředím, je nejmohutnějším dodavatelem impulsů k centrálnímu řídicímu ústředí. U člověka, žijícího v mírném pásmu, který je většinou chráněn proti podnětům z okolí oděvem nebo obydlím, se tyto funkce zúžily, protože pod oděvem nejsou tolik potřeba a soustřeďují se hlavně na oblast trojklaného nervu. Kůže obličejové má tedy významnou úlohu. Signalizuje meteorologické faktory a má vliv na celkovou termoregulační reaktivitu (Matoušek, 1988).

Teplota kůže stoupá úměrně s teplotou okolního prostředí asi k hodnotám 35 - 36°C. Pokud teplota vzduchu překročí tuto hranici, kožní teplota zůstává konstantní na nejvyšší úrovni. V této situaci dochází ke zvýšené sekreci potu, který odpařováním odebírá kůži přebytečné teplo. Pouze při zvýšené vlhkosti vzduchu, kdy je odpařování potu ztíženo, je možné pozorovat zvýšení teploty kůže nad 36°C, což je nebezpečný stav ukazující na nedostatečnou termoregulaci organismu (Matoušek, 1988).

Základní možnosti termoregulace člověka jsou tři. Jedná se o chemickou termoregulaci, fyzikální termoregulaci a termoregulaci chováním (Vysoudil, 2006).

Chemická termoregulace umožňuje zvyšovat nebo snižovat látkovou výměnu a tím i tvorbu tepla. Účinnost závisí na velikosti látkové výměny a na skladbě potravy člověka (Vysoudil, 2006).

Fyzikální termoregulace zahrnuje ochranu lidského organismu proti chladu nebo teplu a k její realizaci dochází například odíváním. Tím se vlastně rozumí regulace odpařování a regulace zchlazování prouděním (Vysoudil, 2006).

Termoregulace chováním nastává na základě schopnosti vnímat teplotní rozdíly, kdy v ohrožení termostability organismus mění své stanoviště nebo zmenšuje tepelnou či chladovou zátěž (Vysoudil, 2006).

Pocit tepelné pohody nastává, pokud je tvorba a výdej tepla v rovnováze při minimu termoregulačních dějů. Je zejména podmíněn prokrvením kůže, kožní teplotou a obalovou vrstvou. U zdravého člověka pocit tepelné pohody přichází při dosažení kožní teploty 34-35°C (pro trup) (Matoušek, 1988).

Jednou z metod pro zjištění tepelné pohody je právě měření kožní teploty. Teplota kůže je výsledkem produkce tepla podkožního tkaniva, jeho tepelné

vodivosti a tepelných ztrát do okolí, které jsou zase ovlivňovány teplotou prostředí, vlhkostí a prouděním vzduchu (Matoušek, 1988).

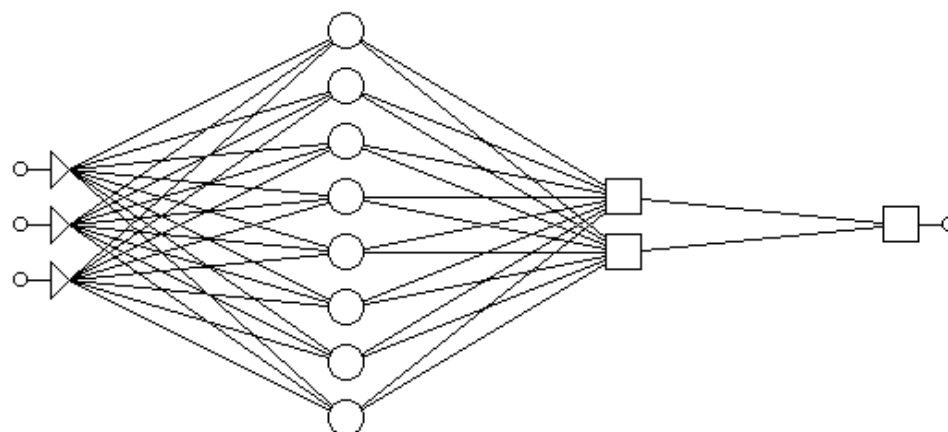
4.4. Způsoby měření změn klimatu

Až do roku 2007 většina projektů, které se zabývaly odhady dopadů změny klimatu na různé sektory v České republice čerpala, informace z globálních modelů. Použitelnost výstupů globálních klimatických modelů (GCM – Global Climate models) pro vytváření scénářů změny klimatu v malých regionech je však omezena jejich hrubým rozlišením (Kalvová et al., 2009).

Při posuzování validity globálních modelů a výběru modelů vhodných pro tvorbu scénáře změny klimatu v malých oblastech rozlohy České republiky se naráží především na velký význam fyzikálních procesů subgridového měřítko pro klima malých oblastí. Řada měřených klimatických prvků, např. atmosférické srážky, výpar, denní minimální teplota, je velmi ovlivněna charakterem zemského povrchu v okolí stanoviště, kde se provádí měření. Tyto veličiny jsou ve složitě členěném terénu velmi proměnné. Výstupy GCM jsou naopak z pohledu regionálního nebo i místního klimatu velmi shlazené. GCM jsou schopny zachytit podstatné rysy průměrných klimatických změn v makroměřítku. Od globálních modelů nelze očekávat zachycení vlivu složité orografie ČR na atmosférické srážky nebo teplotu vzduchu (Kalvová et al., 2009).

Jednou z možností, jak zvýšit horizontální rozlišení klimatických modelů, je využít regionální klimatické modely na omezené oblasti s vysokou rozlišovací schopností, které využívají výstupy GCM pouze jako okrajové podmínky (Kalvová et al., 2009).

Nové modely jsou založeny na tzv. „neuronových sítích“. V současnosti existuje celá řada typů neuronových sítí. Některé z nich jsou vhodné pro řešení úloh regresního typu, jiné např. pro klasifikační úlohy. Ze sítí regresního typu je jistě nejznámější a nejpoužívanější tzv. perceptronová síť. Existují ale i další sítě pro řešení regresních úloh. Výběr optimálního typu sítě přitom může být důležitý z hlediska kvality výsledků. Pro usnadnění výběru vhodného typu sítě byly vyvinuty i některé algoritmy, které jsou schopny postupným testováním jednotlivých typů sítí výběr do značné míry optimalizovat, aniž by bylo nutné provádět manuálně celou řadu experimentů (Metelka, 2000).



Obr.č. 3: Schema zobecněné regresní neuronové sítě. Vstupní neurony jsou označeny trojúhelníky, neurony lineárního typu čtverci, neurony radiálního typu kroužky (Metelka, 2000).

5. Porovnání dat – Pražský tepelný ostrov a vybrané stanice

Pro porovnání dat se stanicí Karlov byly vybrány dvě stanice, u nichž je předpoklad, že nejsou zasaženy městským tepelným ostrovem. Jedná se o observatoře Milešovka a Doksany. Poloha a nadmořské výšky jednotlivých stanic jsou uvedeny v tabulce č. 2. Porovnávaná data se pohybují mezi lety 1970 až 2008.

stanice	nadmořská výška (m.n.m.)	GPS souřadnice
Karlov	254	50°04' sš; 14°25' vd
Milešovka	837	50°33' 18.11"N, 13°55' 53.56"E
Doksany	158	50°27'32.046"N, 14°10'14.722"E

Tab. č. 2: Poloha meteorologických stanic

5.1. Observatoř Milešovka

Observatoř Milešovka se nachází na nejvyšším vrcholu Českého středohoří, na vrcholku izolované kuželové hory. Jedná se o krajinnou dominantu, která převyšuje okolní terén o cca 400 m. Meteorologická pozorování zde probíhají od roku 1905.

V okolí observatoře se nachází řada hnědouhelných lomů, tepelných elektráren, tepláren, chemických a jiných průmyslových podniků, které významně ovlivňují čistotu ovzduší v této lokalitě.

Od 1.7. 1957 byla na observatoři zavedena 24-hodinová nepřetržitá služba, která prováděla měření v 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 a 21 hodin UTC. Od roku 1998 se provádějí měření a pozorování každou hodinu.

Od roku 1998 zde probíhá měření teploty, relativní vlhkosti vzduchu, tlaku vzduchu, přízemní dohlednosti, rychlosti a směru větru, teploty v hloubkách 5, 10, 20, 50 a 100 cm, srážkových úhrnů, délky trvání slunečního svitu a výšky základny oblačnosti. Pozorovatelé určují množství oblačnosti, typy a charakter oblaků, stav počasí, výšku sněhové pokrývky. Dále se observatoř Milešovka specializuje na chemismus a fyzikální vlastnosti usazených srážek.

(<http://www.ufa.cas.cz/html/meteo/mile.html>)

5.2. Observatoř Doksany

Observatoř Doksany se nachází v Ústeckém kraji, v okrese Litoměřice. Svou činnost zahájila v roce 1950.

V současné době má využití jako profesionální meteorologické stanice, referenční klimatologické stanice, specializované agrometeorologické a fenologické stanice, gestora agrometeorologických měření v rámci ČHMÚ a provádí biometeorologický výzkum.

Měří se zde teplota a vlhkost vzduchu, tlak vzduchu, směr a rychlost větru, úhrn srážek a výška sněhové pokrývky, doba trvání slunečního svitu, vodorovná dohlednost, pokrytí oblohy oblačností, charakteristiky oblačnosti, stav a průběh počasí, nebezpečné a zvláštní atmosférické jevy a náhlé změny počasí, rosa, výpar z volné vodní hladiny, globální záření, teplota a vlhkost půdy. Observatoř se specializuje na měření evapotranspirace, výparu z volné vodní hladiny, vlhkosti a teploty půdy, promrznutí půdy.

(<http://www.chmi.cz/meteo/ok/oba/obs/obs.html>)

5.3. Meteorologická stanice Praha - Karlov

Meteorologická stanice je umístěna na budově Fyzikálního ústavu MFF UK v Praze na Karlově. Meteorologická měření zde probíhají od roku 1920 nepřetržitě. Měření bylo automatizováno v roce 2002.

Na meteorologické stanici Karlov se měří teplota vzduchu, úhrn srážek, sluneční svit, denní teploty, síla větru, velikost srážek, výpar vody.

(<http://www.chmi.cz/meteo/opss/stanice.php?ukazatel=karlov>)

5.4. Porovnání dat

Pro potřeby porovnání tepelného ostrova mám k dispozici průměrné měsíční teploty z výše zmíněných observatoří.

5.4.1. Původní data

Z průměrných měsíčních teplot jsem vytvořila prostým průměrem roční průměrné teploty, které jsou uvedené v tab. č. 3.

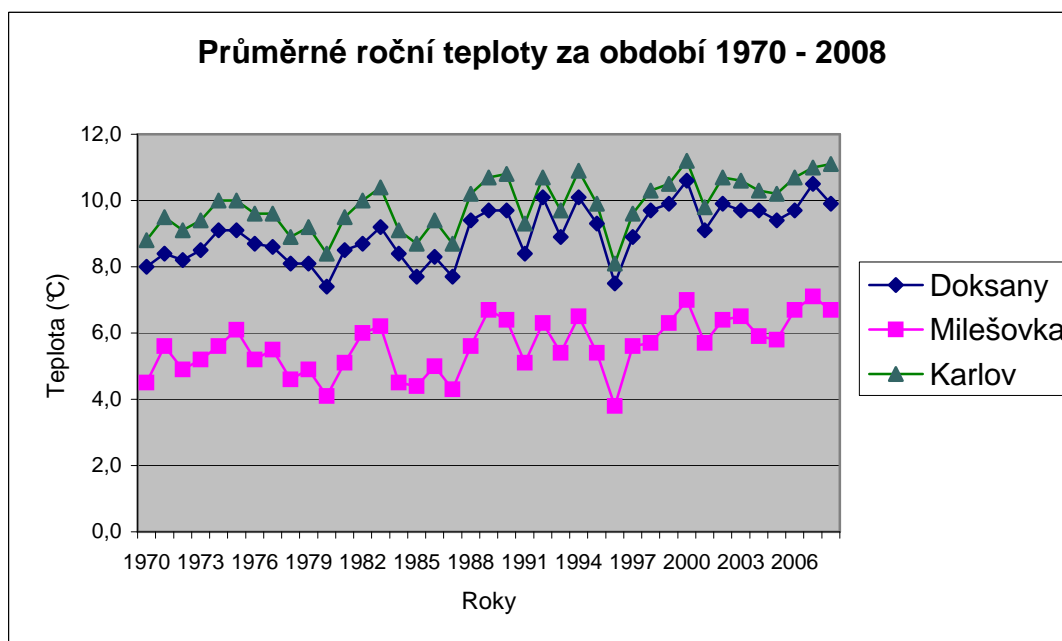
rok	Doksany	Milešovka	Karlovy
1970	8,0	4,5	8,8
1971	8,4	5,6	9,5
1972	8,2	4,9	9,1
1973	8,5	5,2	9,4
1974	9,1	5,6	10,0
1975	9,1	6,1	10,0
1976	8,7	5,2	9,6
1977	8,6	5,5	9,6
1978	8,1	4,6	8,9
1979	8,1	4,9	9,2
1980	7,4	4,1	8,4
1981	8,5	5,1	9,5
1982	8,7	6,0	10,0
1983	9,2	6,2	10,4
1984	8,4	4,5	9,1
1985	7,7	4,4	8,7
1986	8,3	5,0	9,4
1987	7,7	4,3	8,7
1988	9,4	5,6	10,2
1989	9,7	6,7	10,7
1990	9,7	6,4	10,8
1991	8,4	5,1	9,3
1992	10,1	6,3	10,7
1993	8,9	5,4	9,7
1994	10,1	6,5	10,9
1995	9,3	5,4	9,9
1996	7,5	3,8	8,1
1997	8,9	5,6	9,6
1998	9,7	5,7	10,3
1999	9,9	6,3	10,5
2000	10,6	7,0	11,2
2001	9,1	5,7	9,8
2002	9,9	6,4	10,7
2003	9,7	6,5	10,6
2004	9,7	5,9	10,3
2005	9,4	5,8	10,2
2006	9,7	6,7	10,7
2007	10,5	7,1	11,0
2008	9,9	6,7	11,1

Tab. č. 3: Roční průměrné teploty (°C) za období 1970 – 2008.

Z grafu č. 3 , který zobrazuje průměrné roční teploty za období 1970 – 2008, je jasně patrné, že došlo k potvrzení předpokladu nejvyšších hodnot ze stanice Karlov, která je zatížená městským tepelným ostrovem. Stanice Karlov má jasně vyšší hodnoty po celou dobu studie.

Naopak nejnižších hodnot dle předpokladu dosahuje stanice Milešovka, jejíž nadmořská výška je o cca 583 metry vyšší než nadmořská výška stanice Karlov. Tudiž hodnoty naměřené na této stanici jsou nižší než hodnoty naměřené na stanici Karlov už jen z toho důvodu, že je zde předpoklad poklesu teploty o 0,6°C na 100 výšky.

Stanice Doksany má naopak menší nadmořskou výšku než stanice Karlov, a to o cca 96 metrů. Proto je zde předpoklad, že výchylka teploty z hlediska nadmořské výšky je zde necelý 1°C. Tento rozdíl nadmořských výšek je pro toto konkrétní porovnání zanedbáván z důvodu zachování vysoké váhy výsledků.



Obr. č.4: Graf průměrných ročních teplot za období 1970 – 2008

Průměrné roční teploty byly dále porovnávány pomocí jednovýběrové analýzy rozptylu; test ANOVA. V tab. č. 4 je znázorněn celkový průměr teplot za období 1970 – 2008 a rozptyl sledovaných dat. Díky testu ANOVA se dále potvrdila domněnka, že se jedná o nezávislé jevy. Z tab. č. 4 je dále patrné, že nejvyšší průměrná teplota za sledované období je ze stanice Karlov.

	<i>Průměr</i>	<i>Rozptyl</i>
Doksany	8,994872	0,709447
Milešovka	5,597436	0,708677
Karlov	9,861538	0,635061

Tab. č. 4: Celkový průměr teplot za období 1970 – 2008 a rozptyl, vypočítané pomocí testu ANOVA.

Výsledky testu ANOVA mi posloužily jako vstupní informace pro Sheffého metodu mnohonásobného porovnání. Pomocí té se původní hypotéza, že všechny průměry teplot jsou stejné, nepotvrdila, a to na hladině významnosti $\alpha=0,05$ i na hladině významnosti $\alpha=0,001$. Tudíž se prokázalo, že teploty na sledovaných stanicích jsou různé.

Závěr tedy je, že na stanici Karlov byly naměřeny nejvyšší teploty a že stanice Karlov je zatížena tepelným ostrovem města.

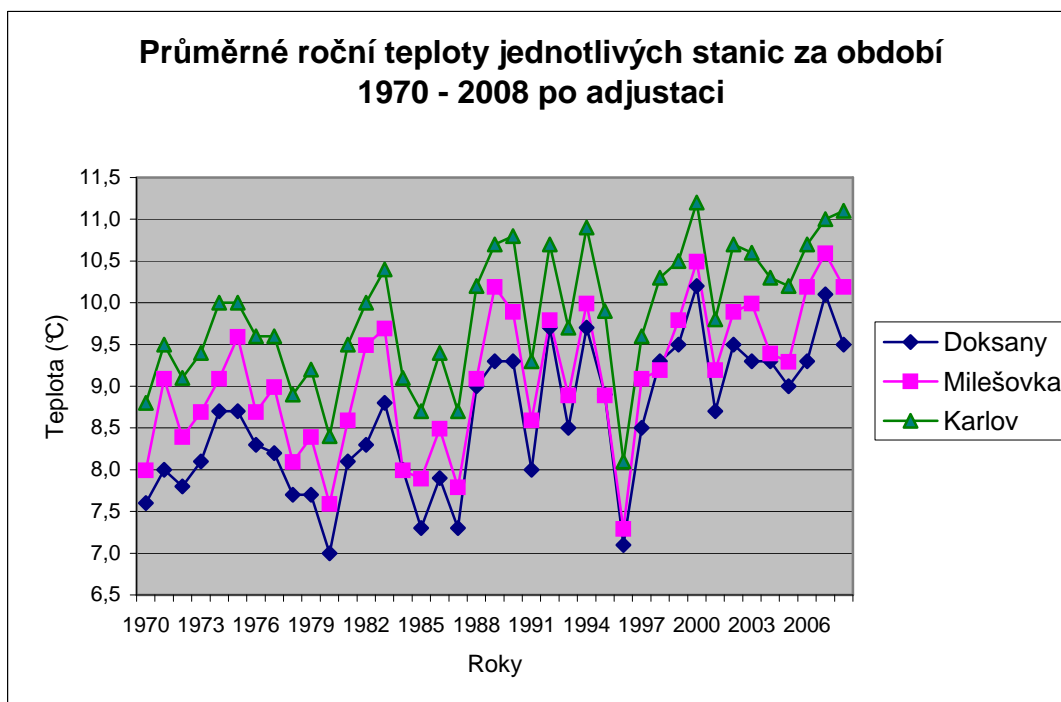
5.4.2. Adjustace nadmořských výšek

Výše uvedené zpracování má velkou váhu výsledků, ale zanedbaný rozdíl ve výškách je v případě Milešovky a Doksan velký, proto jsem se rozhodla pro adjustaci naměřených dat na nadmořskou výšku stanice Karlov, v potaz je brán předpoklad poklesu teploty o 0,6°C na 100 m. Data vzniklá adjustací jsou uvedena v tabulce č. 5.

rok	Doksany	Milešovka	Karlov
1970	7,6	8,0	8,8
1971	8,0	9,1	9,5
1972	7,8	8,4	9,1
1973	8,1	8,7	9,4
1974	8,7	9,1	10,0
1975	8,7	9,6	10,0
1976	8,3	8,7	9,6
1977	8,2	9,0	9,6
1978	7,7	8,1	8,9
1979	7,7	8,4	9,2
1980	7,0	7,6	8,4
1981	8,1	8,6	9,5
1982	8,3	9,5	10,0
1983	8,8	9,7	10,4
1984	8,0	8,0	9,1
1985	7,3	7,9	8,7
1986	7,9	8,5	9,4
1987	7,3	7,8	8,7
1988	9,0	9,1	10,2
1989	9,3	10,2	10,7
1990	9,3	9,9	10,8
1991	8,0	8,6	9,3
1992	9,7	9,8	10,7
1993	8,5	8,9	9,7
1994	9,7	10,0	10,9
1995	8,9	8,9	9,9
1996	7,1	7,3	8,1
1997	8,5	9,1	9,6
1998	9,3	9,2	10,3
1999	9,5	9,8	10,5
2000	10,2	10,5	11,2
2001	8,7	9,2	9,8
2002	9,5	9,9	10,7
2003	9,3	10,0	10,6
2004	9,3	9,4	10,3
2005	9,0	9,3	10,2
2006	9,3	10,2	10,7
2007	10,1	10,6	11,0
2008	9,5	10,2	11,1

Tab. č. 5: Roční průměrné teploty (°C) za období 1970 – 2008 po adjustaci na nadmořskou výšku stanice Karlov.

I zde je jasně patrné, že nejvyšší teploty byly naměřené na stanici Karlov a stejný předpoklad se potvrdil i na následujícím grafu.



Obr. č. 5: Graf průměrných ročních teplot za období 1970 – 2008 po adjustaci na nadmořskou výšku stanice Karlov.

Průměrné roční teploty jsem opět vložila do jednovýběrové analýzy rozptylu; test ANOVA. V tab. č. 6 jsou opět uvedeny průměry teplot a rozptyl. Ovšem díky úpravám dat má tento test menší váhu než test předchozí a jevy zde se pro test ANOVA jeví jako závislé.

I přes tento faktor stále vychází nejvyšší průměrná teplota za sledované období u stanice Karlov.

Výběr	Průměr	Rozptyl
Doksany	8,594872	0,709447
Milešovka	9,087436	0,708677
Karlov	9,861538	0,635061

Tab. č. 6: Celkový průměr teplot za období 1970 – 2008 a rozptyl vypočítané pomocí testu ANOVA po adjustaci nadmořských výšek.

Výsledky testu ANOVA mi opět posloužily jako vstupní informace pro Sheffého metodu mnohonásobného porovnání. Pomocí té se původní hypotéza, že všechny průměry teplot jsou stejné, opět nepotvrdila, a to na hladině významnosti $\alpha=0,05$ i na hladině významnosti $\alpha=0,001$. Ovšem tento test má také malou váhu výsledků kvůli zatížení adjustací nadmořských výšek.

5.4.3. Závěr

V obou případech porovnávání dat, původních i upravených na nadmořskou výšku stanice Karlov, se prokázalo, že na stanici Karlov byly naměřeny nejvyšší průměrné hodnoty v průběhu celého sledovaného období. To potvrdilo původní hypotézu a sice, že stanice Karlov je zatížena tepelným ostrovem, což bylo cílem mého výzkumu.

Při pohledu na výsledný graf, obr. č. 5 i na tab. č. 5, je na první pohled patrný výkyv teplot okolo roku 1996. Tento výkyv je patrný na všech třech sledovaných stanicích. Dle poskytnutých průměrných měsíčních dat je zřejmé, že tento rok byly nižší průměrné teploty v zimních měsících. Patrný je tak tento vliv z ročních průměrných dat, jak dokládá tab. č. 7. Pro ověření nastalého stavu jsem ještě využila data z Klementina, které ve své knize uvádí Svoboda (2003).

Rok	Doksany	Milešovka	Karlov	Klementinum
1994	9,7	10,0	10,9	11,6
1995	8,9	8,9	9,9	10,7
1996	7,1	7,3	8,1	9,0
1997	8,5	9,1	9,6	10,4
1998	9,3	9,2	10,3	11,1

Tab č. 7: Přehled průměrných ročních teplot ve sledovaných stanicích a na stanici Klementinum (dle Svoboda, 2003). Byla zde použita vyadjustovaná data stanic Doksany a Milešovka na nadmořskou výšku stanice Karlov. Stanice Klementinum má nižší nadmořskou výšku než stanice Karlov, o cca 58 m. Což v tomto porovnání nehraje významnou roli.

Je otázkou, proč tomu tak je. O tužší zimě se v roce 1996 zmiňují i jiné zdroje - například Tomáš Litschmann na svých webových stránkách uvádí, že tento rok lze obecně označit jako chladný, protože oproti normálním teplotám byl tento rok chladnější o 0,7°C. (Zdroj: <http://www.amet.cz/klima/tep91-98.htm>). O výrazně studenějším roku v jinak teplém desetiletí (1995 – 2004) se zmiňuje i Chládková (2005).

Může to být zapříčiněno tím, že daný rok byly nižší teploty kontinuálně po všechny zimní měsíce a nedocházelo k výkyvům teplot, které by průměrné měsíční teploty zvedaly, jako je tomu v jiných letech.

Je také možné, že do teplot zasáhl vliv výbuchu sopky Mount Pinatubo na Filipínách dne 15. 6. 1991. Tento výbuch například mezi lety 1992 – 1996 poznamenal anomáliemi oproti normálu srážkový a odtokový profil na Šumavě. Tento jev byl pozorován i v Rakousku a v Západních Tatrách (Šír et. al., 2004).

Pokud může výbuch sopky ovlivnit srážkový a odtokový průměr řek ještě v roce 1996, tak je pravděpodobné, že by mohl ovlivnit i nižší teploty v zimních měsících roku 1996.

Dalším možným vysvětlením je sluneční aktivita, která v roce 1996 dvakrát dosáhla svého minima. Na Zemi v tomto období dopadlo menší množství slunečního záření než za průměrné sluneční aktivity, což by mohlo mít za následek nižší teploty.

Může jít také o pouhou souhru klimatických náhod a nemá to se sluneční aktivitou ani výbuchem sopky nic společného a byla jen tužší zima.

6. Srovnání se světem

6.1. Teplotní řady

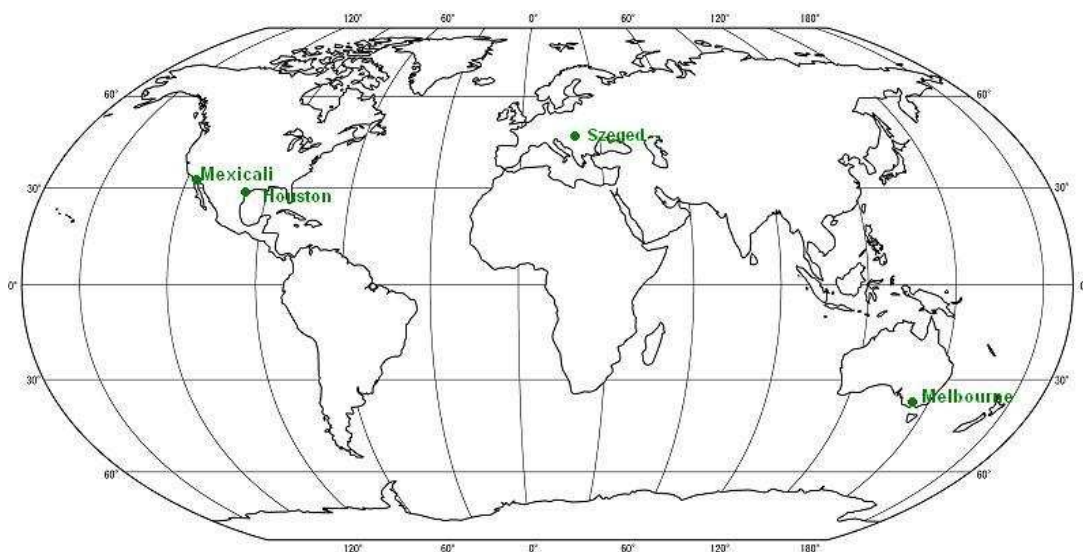
Jedním z ukazatelů chování teploty vzduchu při zemském povrchu jsou tzv. globální teplotní řady. Jedná se většinou o roční průměry teploty vzduchu při zemském povrchu vypočítané z měření na stanicích a průměrované buď pro Zemi jako celek, nebo pro jednotlivé polokoule. Globální průměry teploty jsou vyjádřeny jako odchylky od průměru za určité referenční období (Kalvová, Moldan, 1996).

Dle IPCC95 se od konce 19. století globální průměrná roční teplota vzduchu při zemském povrchu zvýšila asi o 0,3 až 0,6 °C, za posledních 40 let (což je období s nejméně spornými daty) pak o 0,2 až 0,3°C (Houghton, 1995).

Od počátku vytvoření globálních teplotních řad vznikla otázka, do jaké míry se na růstu globálních teplot může odrážet skutečnost, že řada stanic, jejichž údaje byly k výpočtům použity, se nachází ve městech, která se postupně rozrůstají. Globální teplotní řady byly tudíž zkoumány z hlediska možného vlivu růstu tzv. městského tepelného ostrova. Růst teplot vlivem urbanizace je nejvýznamnější na jaře, tento závěr nebyl dosud zpochybněn (Kalvová, Moldan, 1996).

6.2. Tepelný ostrov ve světě

V následující kapitole se pokusím porovnat tepelné ostrovy vybraných světových metropolí, ke kterým se mi podařilo získat články. Jedná se o města Mexicali, Szeged, Melbourne a Houston. Jejich poloha je zakreslena na obr. č. 6.



Obr. č. 6: Zakreslení vybraných metropolí do světové mapy.

6.2.1. Mexiko

Studovanou oblastí Mexika bylo město Mexicali, které se nachází v severovýchodní části státu Baia California. Nachází se zde suché, aridní klima s množstvím srážek v zimním období a velkými ročními výkyvy v teplotě. Město Mexicali je pouze sto let staré. Původně zde lidé chtěli obdělávat zemědělskou půdu, ale velmi rychle jejich plány zmařila komerční a průmyslová výstavba. S nárůstem populace došlo k nárůstu průměrné teploty, od roku 1921 do roku 2000 se populace zvýšila cca o 540 000 obyvatel (García-Cueto et al., 2007).

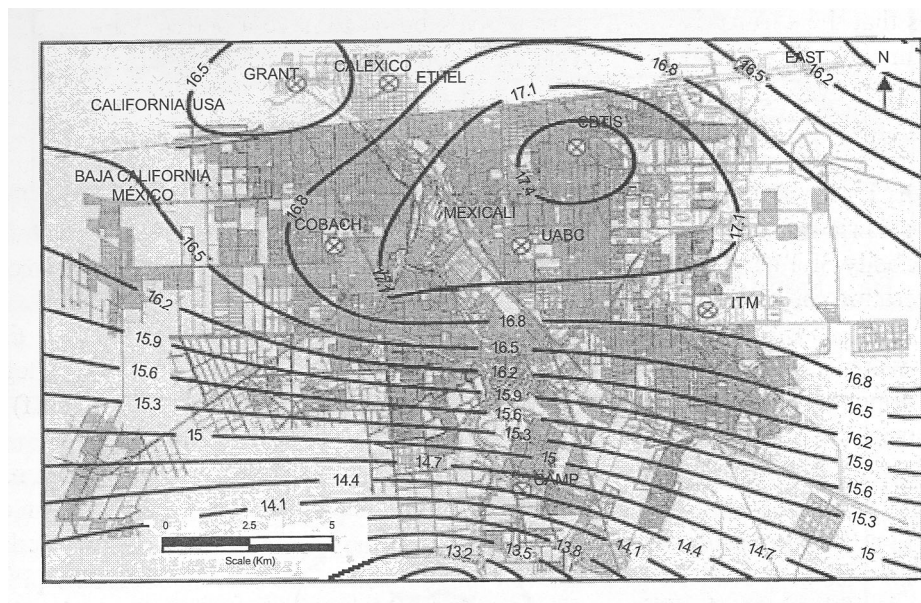
6.2.1.1. Metody měření

Pro měření byla vzata maximální a minimální teplota vzduchu za rok 1998. Z tohoto roku byly vybrány nejlépe reprezentující měsíce roku, tedy leden (zima), duben (jaro), červenec (léto) a říjen (podzim) (García-Cueto et al., 2007).

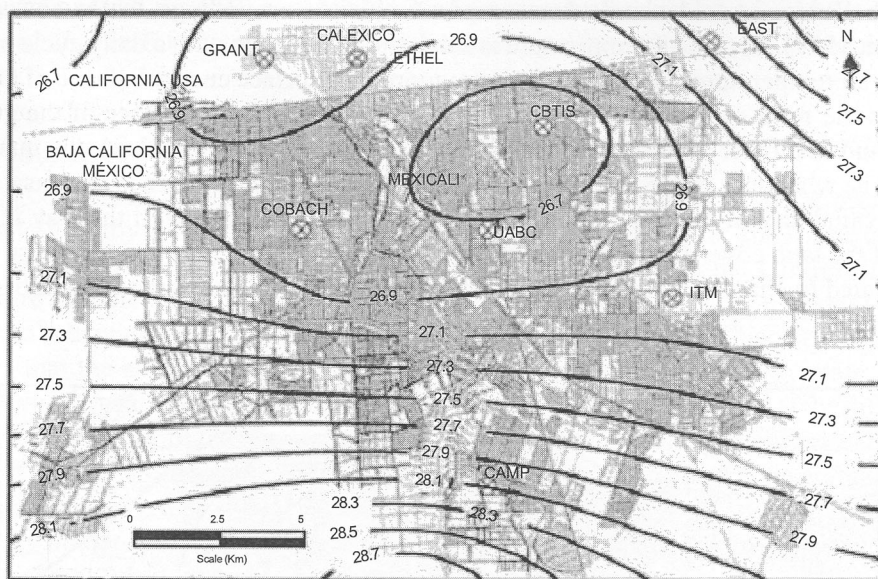
K měření hodnot byl použit skenující radiometr označovaný jako AVHRR, který je hlavním přístrojem družic NOAA, a sedmý vypuštěný satelit Landsat, který obsahuje radiometr ETM. Obě tyto družice slouží ke snímkování planety (García-Cueto et al., 2007).

6.2.1.2. Výsledky

Obr. č. 7 a obr. č. 8 ukazuje prostorový model minima vzdušné teploty a maxima vzdušné teploty pro měsíc říjen, který reprezentuje podzim. Výsledky pro ostatní sezóny tohoto roku jsou podobné (García-Cueto et al., 2007).



Obr. č. 7: Prostorové rozdělení teploty vzduchu (°C) v městě Mexicali, průměr byl vytvořen za období od 24 do 31 října 1998 v 6:00 ráno (García-Cueto, Jáuregui-Ostos, Toudert, Tejeda-Martinez, 2007).



Obr. č. 8: Prostorové rozdělení teploty vzduchu (°C) v městě Mexicali, průměr byl vytvořen za období od 24 do 31 října 1998 v 15:00 odpoledne (García-Cueto, Jáuregui-Ostos, Toudert, Tejeda-Martinez, 2007).

Z obrázků č. 7 a 8 lze odvodit, že město má dostatek tepla, aby se zvýšila denní teplota. Skrytý tepelný tok musí být malý, protože zde není dostatek ploch, kde by mohla probíhat evapotranspirace. Město v některých částech slouží jako „černé tělo“, které pohlcuje tepelné záření a tím přispívá ke vzrůstu teploty (García-Cueto et al., 2007).

Dále bylo ve studii prováděno porovnání intenzity tepelného ostrova a jezera studeného vzduchu. Porovnání proběhlo dle minimálních a maximálních teplot vzduchu ve vybraných sezónách roku (García-Cueto et al., 2007).

Intensity (°C)	Winter	Spring	Summer	Fall
Heat island	3.5	4.4	3.2	4.5
Cold island	4.8	2.0	2.0	2.1

Tab. č. 8: Průměrná intenzita městského tepelného ostrova a jezera chladného vzduchu ve městě Mexicali. Data jsou sebrána za rok 1998 (García-Cueto et al., 2007).

Tabulka č. 8 ukazuje, že největší průměrná hodnota tepelného ostrova v měřené výšce nastává na podzim s hodnotou 4,5°C a na jaře s hodnotou 4,4°C. Nejvyšší průměrná teplota jezera studeného vzduchu nastává během zimy s hodnotou 4,8°C, zatímco ve zbylých obdobích je hodnota podobná a to okolo 2°C (García-Cueto et al., 2007).

Z měření je zřejmé, že v Mexicali se tepelný ostrov města objevuje, a že nejvyšších hodnot dosahuje v nočních hodinách, ale ve dne mizí a dává přednost chladnému ostrovu. Tento jev nastává nejspíše díky stavebnímu materiálu, který ve městě převládá, a výměně tepla (García-Cueto et al., 2007).

6.2.2. Maďarsko

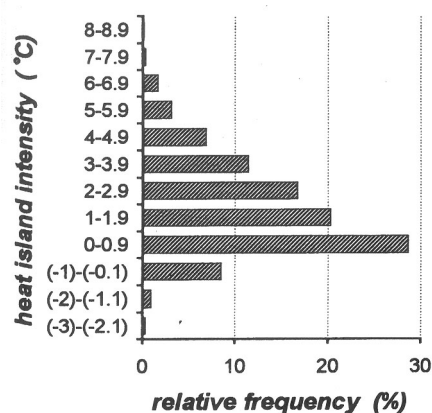
Studovanou oblastí Maďarska je město Szeged. Jedná se o důležité kulturní a průmyslové centrum. Nachází se v jihozápadní části země 79 metrů nad hladinou moře, a v jeho okolí se nevyskytují žádná velká vodní tělesa, až na řeku Tisza, která protéká městem. Jeho geografická situace je příznivá relativně stálému městskému klimatu. Szeged bylo středně velké město s cca 175 000 obyvateli během let 1978 – 1980. Zastavěná plocha zabírala asi 46 km² (Unger, 1996).

6.2.2.1. Metody měření

Měření bylo prováděno na deseti meteorologických stanicích, které byly vystavěny mezi lety 1977 – 1981. Měřeny zde byly teploty vzduchu, vlhkost (3x až 4x denně), maximální a minimální teplota a srážky (Unger, 1996).

6.2.2.2. Výsledky

Měření probíhalo po tři roky, mezi lety 1978 – 1980. Výsledky zobrazuje obr. č. 9.



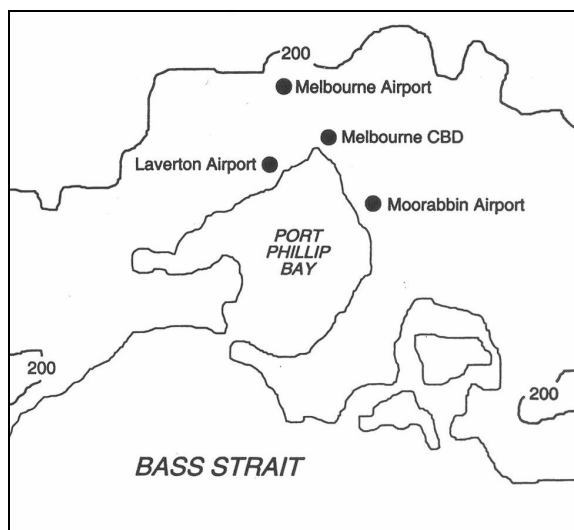
Obr. č. 9: Rozdělení relativních frekvencí intenzity tepelného ostrova města, mezi lety 1978 – 1980) (Unger, 1996).

Z obr. č. 9 je jasně patrné, že hodnoty mezi 0°C a 4°C se vyskytují hlavně v denních hodinách (69,16%). Tepelný ostrov pouze dvakrát překonal hranici 8°C. V těchto dvou případech bylo město postiženo silnou anticyklonou provázenou klidným, suchým a slunečným počasím. Nejvyšší hodnoty jezera studeného vzduchu nespady pod –2,5°C. Po celý tříletý výzkum průměrná intenzita tepelného ostrova dosahovala 1,74°C (Unger, 1996).

Analýza ukázala, že středně velké město jako je Szeged, má velmi významný pozitivní efekt minima teploty, což závisí na celkových meteorologických hodnotách ve větším měřítku (Unger, 1996).

6.2.3. Austrálie

Studovanou oblastí Austrálie je město Melbourne, které čítá populaci cca 3,2 milionu obyvatel. Měření probíhalo mezi lety 1973 – 1991 a ukazuje denní grafy MSL a teplotní měření pro čtyři města nacházející se okolo velkoměsta Melbourne. Jedná se o Melbourne CBD, Melbourne Airport, Laverton Airport a Moorabbin Airport. Rozmístění míst měření je znázorněné na obr. č. 10. (Morris, Simmonds, 2000).



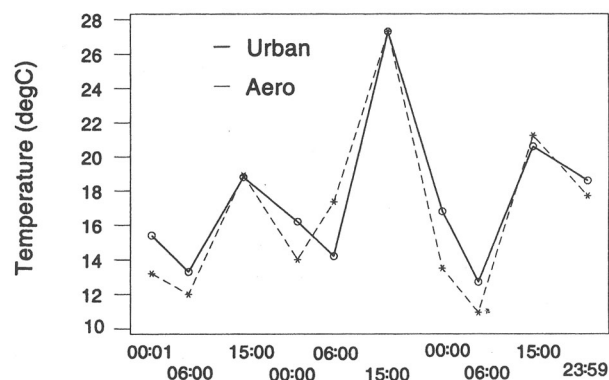
Obr. č. 10: Mapa regionu Melbourne ukazující čtyři místa monitorování (Morris, Simmonds, 2000).

K výzkumu byla použita lokální data o počasí, která prošla úpravou US National Centres for Environmental Prediction (NCEP), zde byl odstraněn vliv moře, pomocí MSLP (Morris, Simmonds, 2000).

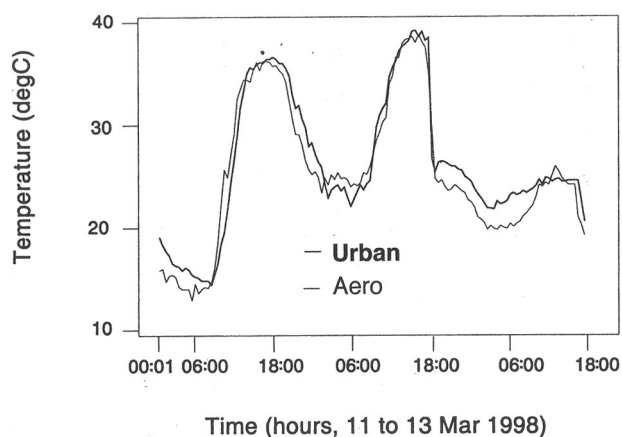
6.2.3.1. Metody měření

K docílení co nejpřesnějších výsledků byly použity minimální teploty naměřené v 6:00 ráno (Morris, Simmonds, 2000).

Z obr. č. 11 je měření z roku 1987, na obr. č. 12 se pak nachází měření z roku 1998. Z obou grafů je zřejmé, že teplota městské části a teplota Melbournského letiště je odlišná, teplota letištní plochy se třikrát za den dostala pod teplotu města a to v obou případech, což dokazuje, že tyto teplotní výkyvy mají stálý charakter (Morris, Simmonds, 2000).



Obr. č. 11: Teplotní křivka mezi Melbourne CBD a letištěm Melbourne, 10 – 12 ledna 1987 (Morris, Simmonds, 2000).



Obr. č. 12: Teplotní křivka mezi Melbourne CBD a letištěm Melbourne, 11 – 13 březnem 1998 (Morris, Simmonds, 2000).

6.2.3.2. Výsledky

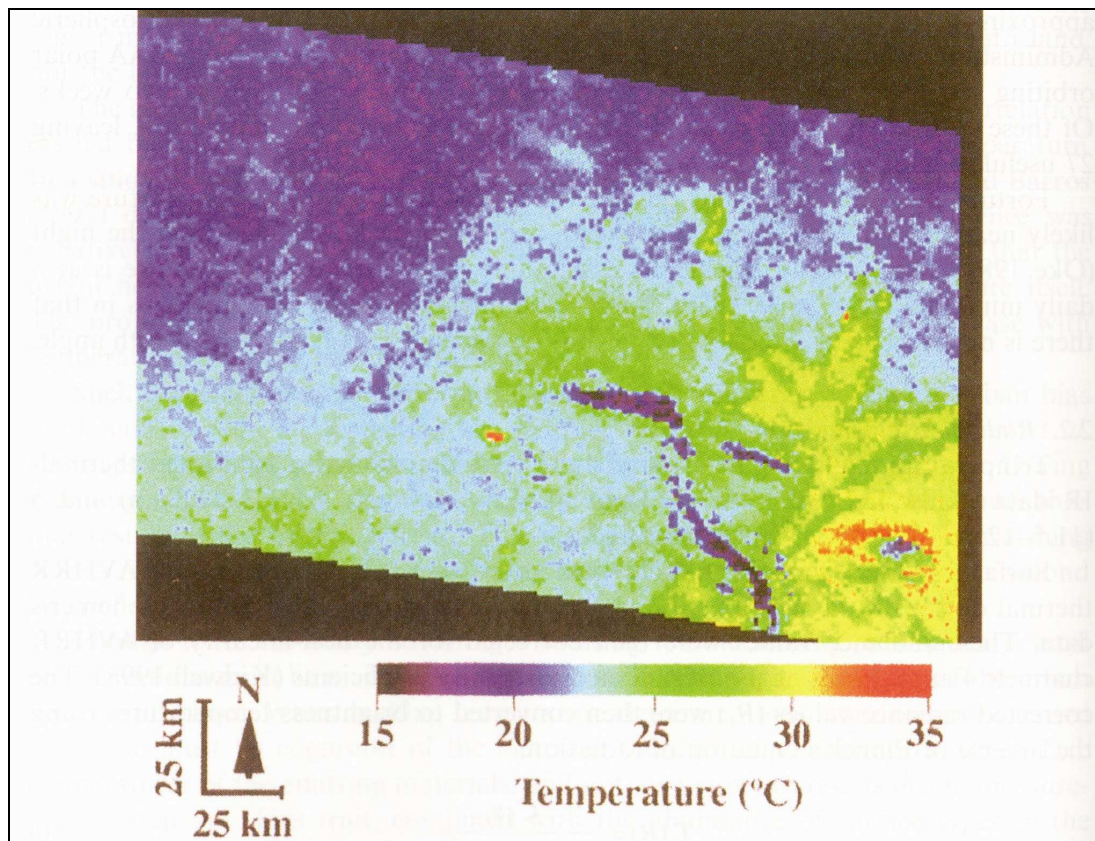
Analýza ukázala, že tepelný ostrov dosahuje hodnot 0 – 2°C. Pokud je anticyklonální počasí, tak tepelný ostrov dosahuje hodnot vyšších než 2°C, což je běžné, protože anticyklonální počasí podporuje vznik tepelného ostrova (Morris, Simmonds, 2000).

6.2.4. Texas

Studovanou oblastí ve státě Texas bylo město Houston. V okolí města se nachází dvě větší vodní tělesa, která je třeba vzít v úvahu - Galveston Bay ležící na východě města a Mexická zátoka ležící 80 km jihovýchodně od města. Město Houston je čtvrtým nejlidnatějším městem USA. Město zabírá cca 18 400 km² (Streutker, 2002).

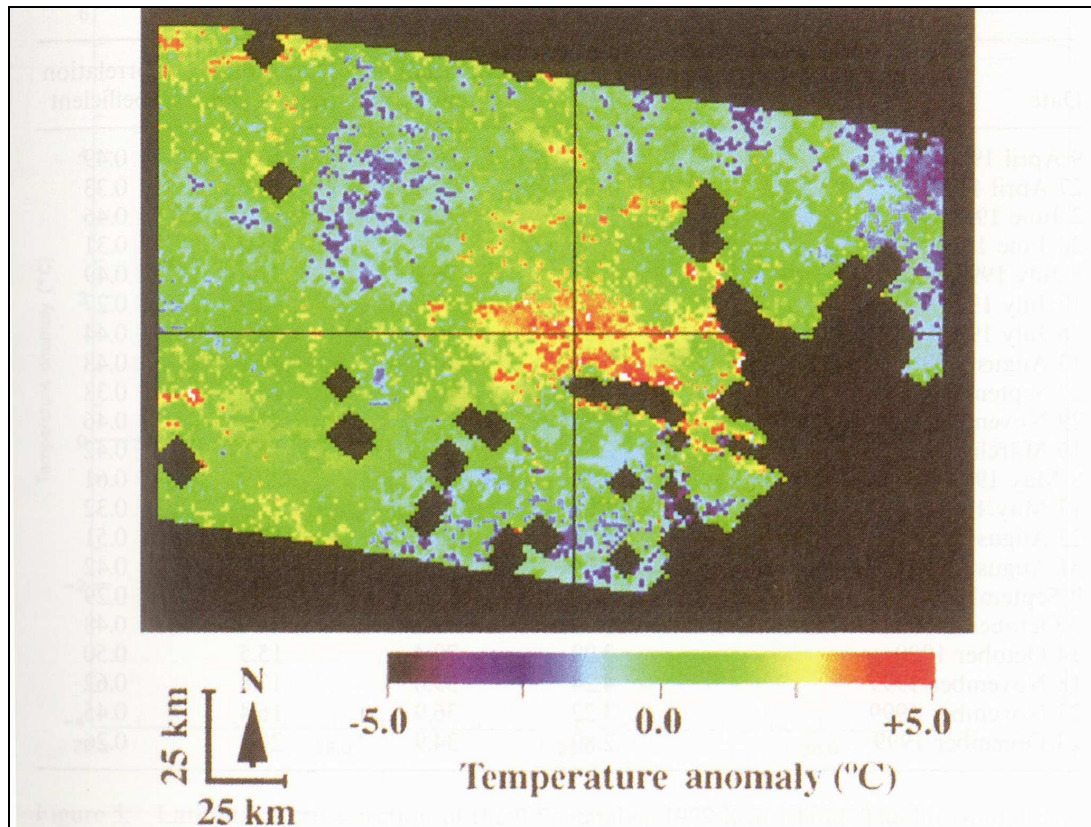
6.2.4.1. Metody měření

Tepelný mapový obraz města Houston byl poskládán ze 48 částí, které zabírají období od dubna 1998 do ledna 2000. Data pocházejí družice NOAA a skeneru AVHRR. Pro výpočet byla použita Gaussova metoda. Teplotní mapu ukazuje obr. č. 13. Město Houston je zde znázorněno zelenou barvou ve střední části snímku. Žluté a oranžové oblasti na východě a jihovýchodě jsou Galveston Bay a Mexický záliv. Tmavě modrá barva a purpurové pruhy na jižní části snímku jsou mračna (Streutker, 2002).



Obr. č. 13: Teplotní mapa Houstonu, 9. září 1999. (Streutker, 2002).

Izolovaný tepelný ostrov města je pak patrný na obr. č. 14. Teplá voda z Galveston Bay a z Mexického zálivu byla zakryta jako mračna. Kosočtverečné tvary jsou oblasti, kde se nachází málo mračen a vodní plochy byly zakryty (Streutker, 2002).



Obr. č. 14: Snímek izolovaného tepelného ostrova 9. září 1999 (Streutker, 2002).

6.2.4.2. Výsledky

Z výše uvedené studie vyplývá, že město Houston se také potýká s tepelným ostrovem. Rozdíl přízemní teploty mezi městskou a venkovskou oblastí je 1,5°C (Streutker, 2002).

Tato práce byla zvláště zaměřena na porovnání tří různých metod měření tepelného ostrova města, proto z ní vybírám jen ty části, které se hodí pro mou práci.

Město Houston je velkoměstem USA s rozvinutým petrochemickým průmyslem, což má za následek, že se Houston nepotýká jen s tepelným ostrovem města, ale také se pomalu ale jistě stává metropolí s největší koncentrací přízemního ozónu. Napomáhá tomu také fakt, že větrné proudy směřují od Galveston Bay do obydlené části města, takže přízemní ozón vzniklý při průmyslové činnosti není prouděním odváděn pryč, ale naopak větrnými proudy

přiváděn do města. Tento jev také napomáhá zvýšení tepelného ostrova města (Nielsen – Gammon, 2000).

6.2.5. Srovnání

V každém z uvedených měst bylo prováděno měření jinou metodou, probíhalo jiný časový úsek a trvalo různou dobu. Například v případě Mexicali se jednalo pouze o rok 1998, naproti tomu měření v Melbourne bylo prováděno mezi lety 1973 - 1991.

Z výsledků měření lze vyčíst, že ve všech čtyřech studiích byl naměřen tepelný ostrov a ve všech studiích se průměrně jednalo o nárůst teploty o 1,5 – 3 °C. Průměrný rozdíl mezi rurální oblastí a zástavbou byl průměrně 1,5 °C.

Z uvedených měření vyplývá, že tepelný ostrov je ve všech sledovaných městech a pravděpodobně je i ve všech ostatních městech světa. Jeho velikost závisí na stavebním materiálu, ze kterého je město postaveno. Průměrné hodnoty tepelného ostrova z měření z let 1973 – 1991, které probíhalo v Melbourne, a měření, které probíhalo mezi lety 1998 – 2000 v Houstonu, jsou podobné, a to mezi již zmíněnými 1,5 – 3 °C.

Zajímavé je, že z výše uvedeného vyplývá, že ač se mírně zvyšuje průměrná teplota Země, tepelný ostrov zůstává ve stejných mezích pro měření z let 1973 – 1991, pro měření z let 1998 – 2000 i pro měření z roku 1998.

Jako diskuzi k mému závěru uvádím studie, které buď můj závěr potvrzují nebo jsou s ním naopak v rozporu.

Můj závěr potvrzuje měření prováděné v letech 1964 – 1966 v New Yorku. Měření probíhalo z vrcholku vždy dvě hodiny po východu Slunce a dvě hodiny po západu Slunce a v různých nadmořských výškách. Výsledky tohoto pokusu ukazují, že maximální hodnoty tepelného ostrova byly naměřeny do výšky 25 m nad povrchem a to cca 1,6 °C. Od této výšky docházelo k postupnému klesání tepelného ostrova až na nulu ve výšce 300 m nad povrchem. Při vlnách veder tepelný ostrov ovšem dosahoval výšky až 500 m s teplotou mezi 2 – 3 °C (Bornstein, 1968).

Naopak mému závěru neodpovídají dvě studie z Atlanty a Phoenixu, kde byl naměřen tepelný ostrov větší.

V Atlantě byl pětiletý výzkum v období mezi lety 1996 – 1999, který se snažil ukázat přímou úměru mezi růstem města a zvyšováním hodnoty tepelného ostrova. To se prokázalo. Tepelný ostrov zde dosahuje hodnoty cca 5 °C. Tak vysoká hodnota je zde dána tím, že Atlanta je velké průmyslové město a větší počet

průmyslových objektů přispívá k nárůstu průměrné teploty města (Dixon, Mote, 2003).

Ve Phoenixu v Arizoně bylo prováděno desetidenní měření v dubnu 2002. Data naměřená na senzorech rurálních stanic byla porovnávána s naměřenými hodnotami z Sky Harbor Airport ve Phoenixu, které se nachází v oblasti působení tepelného ostrova města. Nejmenší naměřený teplotní rozdíl v rurální oblasti byl 0,8°C, naproti tomu nejvyšší dosahovalo hodnoty 5,4 °C. Zde je výkyv způsobený zvláště rozdíly v zavlažování. K určení výšky tepelného ostrova zde byly využity satelitní snímky, díky nimž se prokázalo, že tepelný ostrov dosahuje hodnot až 12,6°C. Phoenix byl donedávna považován za oblast s nejvyšším tepelným ostrovem na světě. Tento závěr se zde potvrdil (Hawkins et al., 2003).

Na těchto studiích je jasně patrné, že problém tepelného ostrova města nelze sumarizovat, je důležité brát v potaz faktory ovlivňující každé jednotlivé město. Hawkins et al. (2003) uvádí, že v podobných studiích se ukazuje jako důležitý faktor charakter venkovského prostředí. Zvláště je to pak vidět z práce zabývající se městem Phoenix, kde jsou výrazné i teplotní rozdíly v rámci rurální oblasti. Je tedy stále důležitější sledovat i teplotní změny venkova a jeho závislost na růstu teplot ve městech.

S nadsázkou by se dalo říci, že tepelný ostrov města se začal projevovat ve chvíli, kdy v minulosti lidé začali stavět svá obydlí u sebe a začala se tvořit první „města“.

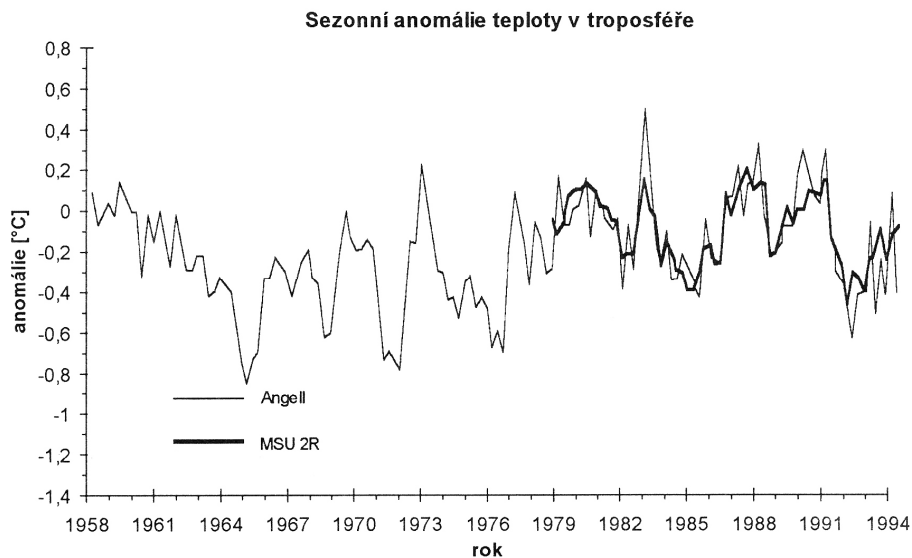
6.3. Globální změny

Dle výzkumu způsobila urbanizace oteplování průměrně o méně než 0,05°C během 20. století (vztaženo na celou Zemi /Jones et al., 1990/).

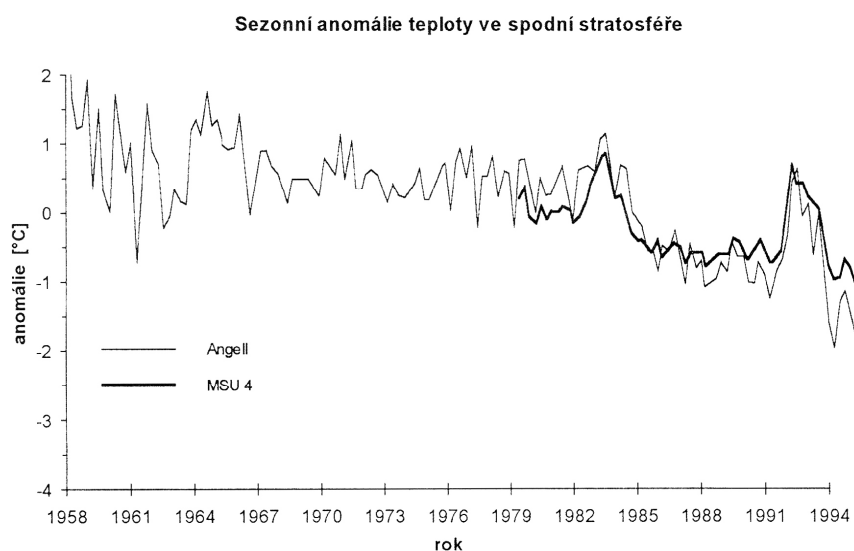
Celková neurčitost odhadu růstu globálního průměru teploty od roku 1880 se odhaduje na 0,15°C. Kromě urbanizace se na ní podílí např. neurčitost samotného měření teplot nad oceány (0,1°C) i nad pevninou (méně než 0,1°C) (Kalvová, Moldan, 1996).

Růst ročních průměrů teploty byl v různých regionech rozdílný. K největšímu oteplování došlo nad kontinenty mezi 40° a 70 ° s.š . V některých oblastech světa byl naopak zaznamenán pokles teploty. Hodnoty vypočítaných trendů závisí pochopitelně nejen na oblasti, ale i na analyzovaném období (Kalvová, Moldan, 1996).

Radiosondážní i družicové údaje od roku 1979 ukazují na mírné ochlazování troposféry o asi 0,06 – 0,07 °C/10 let. Tento trend je tedy opačný než u teploty vzduchu při zemském povrchu (Kalvová, Moldan, 1996).



Obr. č. 15: Sezonní změny globálního průměru teploty troposféry vyjádřené jako odchylky od průměru za období 1979 – 1994. Slabou čárou (označení Angell) jsou vyjádřeny teploty vrstvy 850 – 300 hPa pocházející z radiosondáží. Tučnou čárou poté údaje pro troposféru z družic (označení MSU 2R) (Kalvová, Moldan, 1996).



Obr. č. 16: Sezonní změny globálního průměru teploty stratosféry vyjádřené jako odchylky od průměru za období 1979 – 1994. Slabou čárou (označení Angell) jsou vyjádřeny teploty vrstvy 100 – 50 hPa pocházející z radiosondáží. Silnou čárou poté údaje získané pro spodní stratosféru z družic (označení MSU 2R) (Kalvová, Moldan, 1996).

Eliminujeme-li však vliv El-Niña a sopečných výbuchů, dostaneme kladný trend i teploty troposféry, a to až 0,09 – 0,10°C/10 let. Rovněž radiosondážní data z let 1958 – 1993 vykazují růst teploty troposféry, a to i bez odstranění vlivu obou zmíněných jevů (Jones, 1994).

Teplota spodní stratosféry se od roku 1979 snižuje. Podle družicových měření rychlostí 0,34°C/10 let. Podobné ochlazování (0,36°C/10 let) naznačují i radiosondáže již od poloviny 60. let (Christy, 1995).

K největšímu poklesu teploty dochází mezi 18. a 20. km ve všech zeměpisných šířkách, a to v létě, v polárních oblastech pak v zimě (Labitzke, van Loon, 1994).

Náhlý vzrůst teploty na počátku 80. a 90. let se připisuje na vrub sopečným aerosolům, které se dostaly do stratosféry po výbuchu sopek Nyamuragira, El Chichon a Mt. Pinatubo, a způsobily zde oteplení absorpcí záření v dlouhovlnné části spektra (Kalvová, Moldan, 1996).

Celkový úhrn srážek nad zemskou pevninou během 20. století patrně nevzrostl, nebo byl jeho trend nepatrný. To však znamená, že množství srážek zůstávalo během jednotlivých časových úseků a na všech místech země neměnné (Kalvová, Moldan, 1996).

6.3.1. Dopad globálních změn (zaměření na Evropu)

S tím, jak pokračuje proces globálního oteplování, je věnována značná pozornost studiu meteorologických extrémů. Zejména v souvislosti s jejich častějším výskytem, se ztrátami na lidských životech a se vzrůstajícími materiálními škodami. Malá změna v průměrných hodnotách řad meteorologických prvků či v jejich variabilitě může mít za následek podstatné změny ve frekvenci a intenzitě výskytu extrémních projevů počasí. Ať už se jedná o vlny horka, záplavy nebo mrazy. Tyto vlivy se poté odrážejí v průměrné globální teplotě (Štěpánková, 2005).

Poslední pozorování potvrzují, že v Evropě došlo k většímu průměrnému oteplení než je globální průměr (tedy 1,00-01,2 °C). Další prognózy ukazují nárůst teploty v Evropě o 1,0 – 5,5 °C do konce století. Tyto údaje jsou také vyšší než činí projekce oteplení globálního (1,8 – 4,0°C). Posledních 50 let se vyskytují častější a intenzivnější horké extrémy a klesá počet studených extrémů a tento trend bude dle předpokladů pokračovat. Proměnlivost a změna klimatu přispěly k nárůstu koncentrací přízemního ozónu ve střední a jihozápadní Evropě, což má dle prognóz pokračovat (Došek, Hollan, 2008).

Například v roce 2004 byl globální roční průměr teploty vzduchu vyšší o 0,44°C než je průměr za období 1961 – 1990. Rok 2004 tedy byl čtvrtým

nejteplejším rokem od roku 1861 a mezi nejteplejší roky se řadí téměř všechny roky desetiletí 1995 – 2004 s výjimkou roku 1996, který byl naopak chladný (Chládková, 2005).

Zvýšení globální průměrné teploty bude mít vliv i na zvýšení hodnot tepelného ostrova města. Většina zeleně ve městech musela ustoupit povrchům kumulujícím v sobě teplo jako jsou parkoviště, vysoké budovy s tmavou střechou atd. To má za následek vzrůstající koncentraci nejen přízemního ozónu, jak již bylo řečeno, ale i jiných skleníkových plynů jako je oxid uhličitý, Nox a těkavých organických sloučenin (VOC). Ozón je tvořen sloučením Nox a VOC, které se fotochemicky kombinují s teplem a slunečním zářením. Proto by opatření přijatá ke snížení teploty okolního vzduchu mohla pomoci výrazně snížit koncentrace přízemního ozónu ve městech. Ovšem napřed je třeba snížit průměrnou teplotu ve městech, což bude s narůstající průměrnou globální teplotou složité (Gorsevski et al., 2002).

Změny ve srážkách vykazují po Evropě prostorově různorodější trendy. Změny ročních úhrnů srážek již vedly ke zvýšení rozdílů mezi vlhkou severní částí (během 20. století zde byl nárůst až 40%) a suchou jižní částí (zde byl sledován pokles až o 20%). Intenzita srážkových extrémů se během posledních padesáti let zvýšila a tyto události budou dle prognóz stále častější. Délka a četnost období sucha bude dle předpokladů růst, zvláště pak v jižní Evropě (Došek, Hollan, 2008).

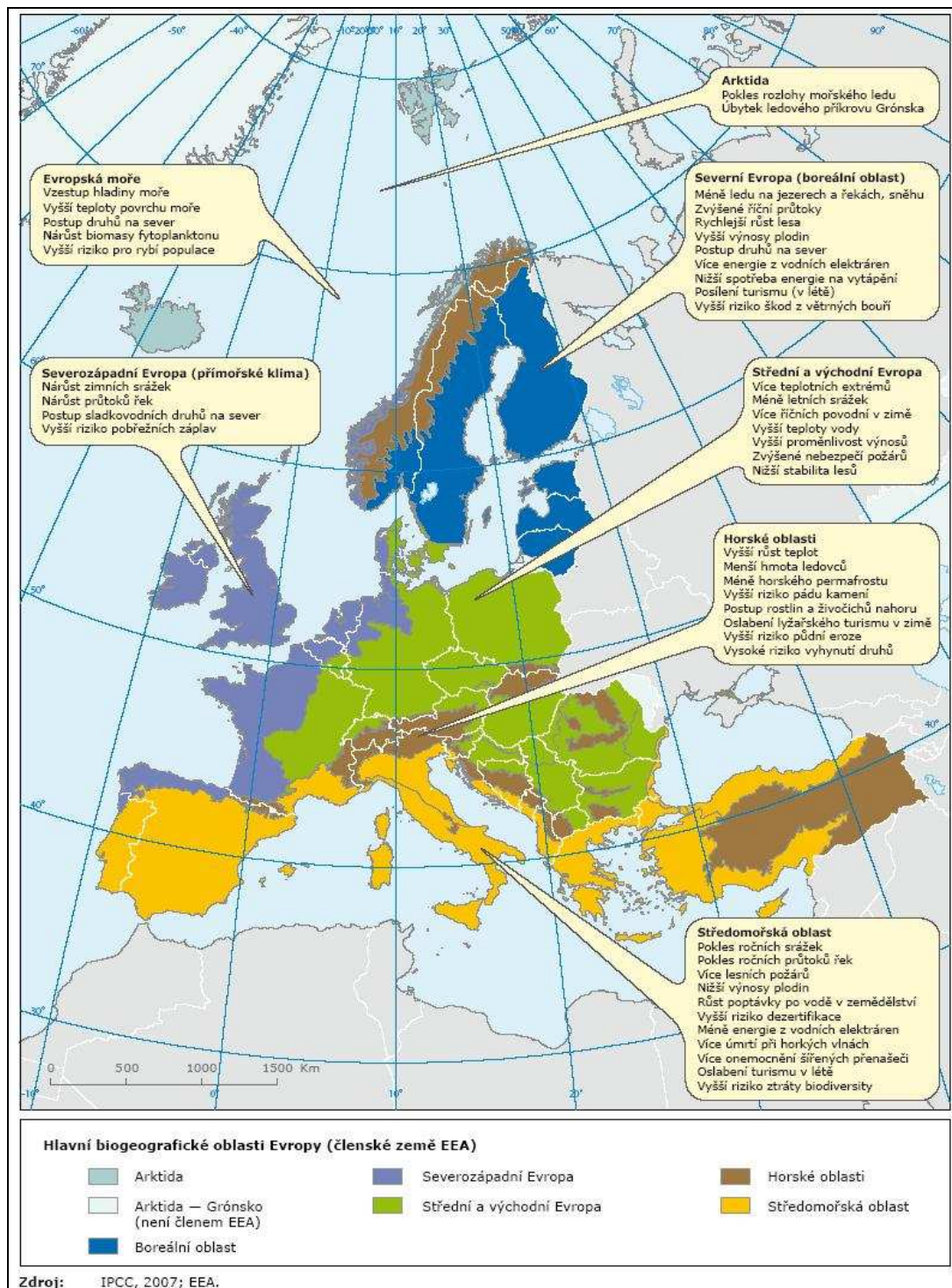
Změnou klimatu je také ovlivněna kryosféra. Jedná se o důležitý faktor, protože samotné změny v kryosféře mají podstatný vliv na klimatický systém. Evropské ledovce velmi rychle tají. Alpské ledovce ztratily od roku 1850 dvě třetiny svého objemu s tím, že úbytky se zrychlují od 80. let 20. století. Dle předpokladů bude tento trend pokračovat. Sněhová pokrývka se během posledních 40 let zmenšovala o 1,3% za desetiletí, přičemž největší ztráty jsou na jaře a v létě a ubývání má pokračovat. Díky zvyšujícím se teplotám se zmenšuje i horský permafrost, což již nyní zvyšuje živelní nebezpečí a poškozuje vysokohorskou infrastrukturu (Došek, Hollan, 2008).

Dle satelitních pozorování se v posledních 15 letech zvýšilo tempo průměrného globálního růstu výšky hladiny moře na 3,1 mm za rok. Kvůli oceánskému proudění a rozdílům v hustotě vody není vzestup hladiny moře všude stejný, ale liší se v jednotlivých evropských mořích. V posledních desetiletích se pozoruje také zrychlení růstu povrchové teploty moře (Došek, Hollan, 2008).

V důsledku zvýšených teplot jezer a řek o 1 – 3°C během 20. století se za poslední století v Evropě zkrátila doba trvání ledové pokrývky o 12 dní. Oteplování povrchových vod může mít několik vlivů na kvalitu vody, a tedy na její využívání a na vodní ekosystémy (Došek, Hollan, 2008).

Mírnější zimy mají za následek výskyt mnoha druhů rostlin na severu a ve větších nadmořských výškách. Dochází ke změnám načasování sezónních jevů u rostlin, pylová sezóna začíná průměrně o 10 dní dříve a je delší než byla před padesáti lety. Skupiny živočichů, ptáci, hmyz, savci a další se také posunují na sever (Došek, Hollan, 2008).

Dopady globálních změn na Evropu jsou přehledně zpracovány na následujícím obrázku.



Obr. č. 17: Klíčové minulé a uvažované dopady a vlivy na hlavní biogeografické oblasti Evropy (Došek, Hollan, 2008).

6.3.2. Možnosti zmírnění tepelného ostrova

V poslední době je snaha o zmírňování nárůstu teploty ve městech, a tedy i o zmírnění tepelného ostrova ve městech. Hlavní důraz je kladen na vysazování zeleně. Většina měst je postavena z tmavých materiálů, které kumulují teplo. Proto se objevují studie, které se zabývají změnou mikroklimatu měst pomocí vysazování zeleně.

Bylo prokázáno na příkladu Mexiko City, že i výsadba živých plotů pomůže v rozložení tepelného toku vzduchu a zabraňuje setrvávání nehybných vrstev teplého vzduchu u země. Ovšem i zde se vyskytly problémy. Jedním z hlavních problémů je zajištění dostatečné vláhy, protože ve městech, kde se staví hlavně z betonu, není vody nazbyt a rostliny tím trpí. Dalším problémem je snížení evapotranspirace, která má za následek horší prospívání stromů a vytváření mikroklimatu v okolí stromů nebo živých plotů. Tato metoda, tedy vysazování zeleně, by byla proti tepelnému ostrovu velmi účinná, ale je třeba vyřešit problém se závlahou a s tím, jak by ji zajišťovaly země, kde je vody nedostatek (Barradas, 2000).

Podobná studie byla provedena v São Paulo, Brazílie. Zde se zaměřili na teplotu v městských parcích a na teplotu ulic, kde se žádná zeleň nevyskytuje. Měření ukázalo, že v parku byla o 2°C nižší teplota než v ulicích bez zeleně. Vliv stínu stromů v ulicích byl simulován na podmínky stejného dne pomocí numerického modelu ENVI-met. Tento model ukázal, že při vysazení stromů v ulicích by došlo ke snížení teploty o cca 1,1°C a ke snížení rychlosti větru až o 45%, což by pozitivně ovlivnilo pohodu lidí. Do budoucna by zde chtěli vysadit co nejvíce zeleně do ulic a zabránit kumulaci teplého vzduchu kolem budov (Spangenberg et al., 2008).

Další studie byla prováděna v New Yorku. I zde došli k závěru, že nejdůležitějším činitelem ve snížení tepelného ostrova města je množství zeleně. Má dokonce větší vliv než albedo nebo geografie města (výškové budovy a hustota silniční sítě). Proto by zde chtěli zavést zeleň na střeších a výrazně zvýšit zastoupení zeleně. Stávající situace zvláště v letních měsících způsobuje zdravotní problémy lidí, zhoršuje životní standard a tepelný ostrov města je dokonce zodpovědný za zhoršení kvality vzduchu ve městě (Delorio et al., 2006).

V Tokiu vědci provedli simulovaný výzkum, při kterém zkoumali vliv zatravnění střech na snížení teploty. Tato studie prokázala, že zatravnění střech a zvýšení podílu vegetace a vodní plochy pomáhá ve snižování teploty ve městech. Nejen, že střešní vegetace zvyšuje významně procento zeleně ve městě, ale také

zabraňuje akumulaci tepla ve střechách. Pokud by v Tokiu bylo zatravněno 3,4% střech, teplota by se snížila o 0,1°C, pokud by ovšem bylo zatravněno 16,4% střech, snížení teploty by již bylo o 0,6°C. Případným zvětšením vodní plochy na dvojnásobek současné plochy se předpokládá snížení povrchové teploty vzduchu na jednotku plochy o 0,5°C. Zvětšením vodní plochy dochází ke zvýšení odparu vody, a tím ke zvýšení vlhkosti vzduchu, což má za následek pokles teploty (Kinouchi, Yoshitani, 2001).

7. Závěr

Z výše uvedeného vyplývá, že:

- tepelné ostrovy vykazují podobné hodnoty ve všech porovnávaných světových metropolích a to v rozmezí 1,5 – 3°C.
- rozdíl průměrné teploty tepelného ostrova Prahy a teploty rurálních oblastí se pohybuje kolem 1°C.
- vznik tepelného ostrova je nepochybně důsledkem urbanizace a industrializace, a je proto možno vyslovit předpoklad, že jeho vznik nastal při určitém stupni vývoje městských aglomerací a že se nejedná o přechodný jev.
- čím dál tím více se svět zaměřuje na zmírnění vlivu tepelného ostrova. Začínají se objevovat studie, které se zabývají srovnáním stavebních materiálů, které se využívají při stavbách, je snaha o zvýšení využívání světlých krytin na střeších a zamezení využívání plechových krytin. Dále se rozbíhají projekty na zvýšení procenta zeleně ve městech. Ať už se jedná o parky, výsadbu stromů do ulic, nahrazování plechových a drátěných plotů ploty živými nebo zatravnění střeš (toto se více využívá v tropických a subtropických městech než v mírném pásu). Jako jeden z problémů se ukazuje dostatečná možnost zavlažování, protože materiály, z nichž jsou postavena města nejsou příznivé pro udržování podzemní vody. Dále jsou tu města, která mají chronický nedostatek vody, tudíž nejsou schopna vyčlenit část vody na zavlažování zeleně v ulicích.
- částečně by nedostatek vody mohlo pomoci vyřešit svádění dešťové vody do nádrží a poté její využívání k zavlažování vegetace. Ovšem i toto řešení má svá úskalí. Tím je například znečištění dešťové vody. V některých průmyslových oblastech pH dešťové vody může dosahovat až hodnot 2,4, což není pro vegetaci příznivé. V České republice se převážně pH dešťové vody pohybuje kolem neutrálních hodnot. Toto řešení ovšem naráží i na ekonomické a ekologické problémy, proto se z dnešního pohledu jeho využití nejeví jako reálné.
- tepelný ostrov je důležitý problém, který ovlivňuje pohodu lidí a vytváří kolem měst jiné klimatické podmínky než v jejich okolí. V budoucnu půjde patrně o jeden z pečlivě sledovaných jevů spolu s globálním vzrůstem průměrných teplot na Zemi.

8. Vysvětlení pojmů

Adiabatický děj – děj, při kterém nedochází k výměně tepla k okolím

Evapotranspirace – celkový výpar z rostlin a půdy, transpirace rostlin spolu s výparem z půdy

Jezero studeného vzduchu – k jeho vytvoření dochází při „stékání“ studeného vzduchu do údolí

Koagulace bílkovin – změna prostorového uspořádání řetězce aminokyselin působením tepla, účinkem silných kyselin, zásad, iontů těžkých kovů

Kryosféra – část fyzickogeografické sféry, jejíž teplota je více než dva roky pod bodem mrazu; patří sem ledovce, permafrost, trvalá sněhová pokrývka

Latentní tok tepla – přenos tepla z povrchu do atmosféry při výparu, uvolňování tepla na povrchu při kondenzaci nebo sublimaci

Mezní přízemní vrstva – nejspodnější část troposféry o tloušťce několika desítek metrů nad zemským povrchem (do 60 až 100m), v této vrstvě je vliv zemského povrchu nejvýraznější; tření je větší, nejvíce se zde projevují teplotní vlivy zemského povrchu

Negativní energetická bilance – výdej energie převažuje nad jejím příjmem

Neuronová síť – orientovaný graf s ohodnocenými hranami, kde rozeznáváme uzly vstupní, výstupní a skryté a kde hrany reprezentují tok signálu. Spojení mezi dvěma neurony má vždy svůj směr, takže je určen neuron, ze kterého a do kterého proudí informace. Propojení mohou být i obousměrná.

Perceptronová síť – vrstvená neuronová síť s dopřednými vazbami. Využívá pevného počtu vrstev a neuronů v těchto vrstvách. Vstupy každého neuronu jedné vrstvy jsou napojeny na výstupy všech neuronů vrstvy předchozí. Neexistují žádné vazby mezi vzdálenějšími vrstvami nebo mezi neurony v rámci jedné vrstvy. Každý neuron má tedy právě tolik vstupů, kolik je neuronů v nižší vrstvě. Vstupní vrstva sítě slouží pouze k distribuci vstupních hodnot.

Pozitivní energetická bilance – příjem energie převažuje před výdejem

Radiosondy – měří teplotu, vlhkost, tlak vzduchu, směr a rychlost větru, stav ozónu atd. a to až do výšky 25 km. Nosičem radiosond je nejčastěji radiosondážní balón, který je naplněn vodíkem. V ČR se radiosondy vypouštějí v Praze – Libuši a v Prostějově.

Subridenční měřítko - modely pohybů malých měřítek

Subsidenční pohyb – sestupný (sesedavý) pohyb vzduchu

Tepelný tok – udává rychlost průchodu tepla danou plochou

Turbulentní tok tepla – neuspořádaný vertikální přenos tepla

UHI (Urban Heat Island) – tepelný ostrov města

9. Použitá literatura

Literatura:

1. **BARRADAS V., 2000:** Energy balance and transpiration in an urban tree hedgerow in Mexico city. Urban Ecosystems. *Kluwer Academic Publishers. Netherlands*, str. 55 - 67
2. **BEDNÁŘ J., 2003:** Meteorologie. *Portal s.r.o., Praha*, 223 s.
3. **BERANOVÁ R., HUTH R., 2003:** Pražský tepelný ostrov za různých synoptických podmínek. Meteorologické zprávy 56/2003. *ČHMÚ. Praha*, str. 137-142
4. **BORNSTEIN R. D., 1968:** Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 7. *American Meteorological Society. USA*, str. 575 - 582
5. **DEIORIO V. A. ET AL., 2006:** Mitigating New York City's Heat Island with Urban Forestry, Living Roofs, And Light Surface. *NYSENDRA. New York*, 173 s.
6. **DIXON P. G., MOTE T. L., 2003:** Patterns and Causes of Atlanta's Urban Heat Island – Initiated Precipitation. *Journal of applied Meteorology*, Vol. 42. *USA*, str. 1273 - 1284
7. **DOŠEK J., HOLLAN J., 2008:** Dopady měnícího se podnebí Evropy – hodnocení 2008 založené na ukazatelích – exkluzivní shrnutí zprávy Evropské agentury pro životní prostředí, Společného výzkumného centra a Světové zdravotnické organizace. *EEA Report No. 4*. Originál online: http://reports.eea.europa.eu/eea_report_2008_4, 8 s.
8. **EBI K. L., MEEHL G. A., 2007:** Heatwaves and Global Climate Change, Pew Center on Global Climate Change, *Pew Center on Global Climate Change*, 20 s.
9. **GARCÍA-CUETO O.R., ET AL., 2007:** Detection of the urban heat island in Mexicali, B. C., México and its relationship with land use. *Atmosfera* Vol. 20/2007. *Universad Nacional Autonoma De Mexico*, str. 111 – 131
10. **GORSEVSKI V. ET AL., 2002:** Air Pollutin Prevention Throught Urban Heat Island Mitigation: An Update on the Urban Heat Island Pilot project. Online: http://wwwghcc.msfc.nasa.gov/uhipp/epa_doc.pdf
11. **HAWKINS R. M. ET AL., 2003:** The Role of Rural Variability in Urban Heat Island Determination for Phoenix, Arizona. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 43. *USA*, str. 476 - 486

12. **HOUGHTON J. T. ET AL., 1995:** IPCC: Climate Changes 1995, The Science of Climate Changes, *Cambridge University Press, Cambridge, UK*, 572 s.
13. **CHLÁDOVÁ Z., 2005:** Změny vybraných teplotních ekvivalentů v období 1961 – 2000. Meteorologické zprávy 2005. *ČHMÚ. Praha*, str. 111 - 118
14. **CHRISTY, J. R., 1995:** Temperature above the surface layer. Climatic Changes. *Kluwer Academic Publishers*, str. 455 – 474
15. **JAUREQUI E., 1993:** Urban bioclimatology in developing countries, *Experientia, Vol.49, Birkäuser Verlag Basel*, str. 964 – 968
16. **JONES P. D. ET AL., 1990:** Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land. *Nature*, 347/1990. *Nature Publishing Group*, str. 169-172
17. **JONES O. D., 1994:** Recent warming in global temperature series. *Geophys. Res. Lett., 21. AGU*, str.1149-1152
18. **KALVOVÁ J., MOLDAN B., 1996:** Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů, *Karolinum, Praha*, 161 s.
19. **KALVOVÁ J. ET AL., 2009:** Výběr globálních klimatických modelů pro posouzení neurčitostí v odhadů budoucích změn klimatu v České republice. Meteorologické zprávy 2009. *ČHMÚ. Praha*, str. 97 – 106
20. **KEATINGE W. R., 2003:** Death In Heat Waves – Simple preventive measures may help reduce mortality, *British Medical Journal Vol. 327, University of London*, str. 512 – 513
21. **KINOCHI T., YOSHITANI J., 2001:** Simulation of the urban heat island in Tokyo with future possible increases of anthropogenic heat, vegetation cover and water surface. *International Symposium on Environmental Hydraulics 2001. ISEH*, 6 s.
22. **KOPÁČEK J., BEDNÁŘ J., 2009:** Jak vzniká počasí, *Karolinum, Praha*, 226 s.
23. **KYSELÝ J., 2004:** Úmrtnost související se stresem z horka v České republice v současném a budoucím klimatu. Meteorologické zprávy 2004. *ČHMÚ. Praha*, str. 113 - 121
24. **LABITZKE K., VAN LOON H., 1994:** Trends of temperature and geopotential height between 100 and 10 hPa on the Northern Hemisphere. *J. Met. Soc. Japan 72*, str. 643-652
25. **LITSCHMANN T., ROŽNOVSKÝ, J., 2005:** Příspěvek ke studiu městského klimatu v Brně. *13th International Poster Day Transport of Water, Chemicals and Energy in the System Soil-Crop Canopy-Atmosphere. Bratislava*, str. 331 – 342

26. **LITCHMANN T. rkp.:** Četnost výskytu jednotlivých stupňů indexů tepla na území Brna. *Nepublikován, u autora.*
27. **MATOUŠEK J, 1988:** Počasí, podnebí a člověk. *Avicentru. Praha, 293 s.*
28. **MAYER H. ET AL, 2008:** Human thermal comfort in summer within an urban street canyon in Central Europe, *Meteorologische Zeitschrift Vol.17, Gebrüder Borntraeger, str. 241 – 250*
29. **MAYER, H., MATZARAKIS, A., 1998:** Human-biometeorological assessment of urban micro-climates' thermal component. Proc. 2nd Japanese-German Meeting „Klimaanalyse für die Stadtplanung“ - Special Report No. 1. *Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, str. 155-168.*
30. **METELKA L., 2000:** Studie možnosti statistické korekce radarových odhadů srážek pomocí neuronových sítí na případu Rychnovska, 22.-23.7.1998. *Meteorologické zprávy 2000. ČHMÚ. Praha, str. 146 – 152.*
31. **MORRIS C.J.G., SIMMONDS I., 2000:** Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of climatology 20. Royal Meteorological Society, str.1931 – 1954*
32. **MUNZAR J. ET AL., 1989:** Malý průvodce meteorologií, *Mladá fronta. Praha, 248 s.*
33. **NIELSEN-GAMMON J. W., 2000:** The Houston heat pump: modulation of a land-sea breeze by an urban heat island. *American Meteorological Society. CA, str. 65 -69*
34. **OKE T. R., 1978:** Boundary Layer Climates. *Methuen. London, 435 s.*
35. **ŘEZÁČOVÁ D. ET AL., 2007:** Fyzika oblaků a srážek. *Academia. Praha, 574 s.*
36. **STREUTKER D.R., 2002:** A remote sensing of the urban heat island od Houston, Texas. *International Journal of Remote Sensing, Vol. 23-4. Taylor & Francis Ltd, str. 2595 – 2608*
37. **SOBÍŠEK B. ET AL., 1993:** Meteorologický slovník výkladový a termnologický. *Academia. Praha, 594 s.*
38. **SPANGERBERG J. ET AL., 2008:** Simulation of the influence of vegetation on microclimate and thermal comfort in the city of São Paulo. *Rev. SBAU vol. 3. Piracicaba, str. 1 - 19*
39. **SVOBODA J., 2003:** Velká kniha o klimatu zemí koruny české. *Regia. Praha, 655 s.*

40. **ŠÍR M. ET AL., 2004:** Klimatické anomálie 1992 – 1996 na šumavském povodí Liz jako důsledek výbuchu sopky Pinatubo v roce 1991. Aktuality šumavského výzkumu II.. *Srní*, str. 74-78
41. **ŠTĚPÁNKOVÁ P., 2005:** Variabilita jarních mrazů na stanici Praha – Klementinum v období 1775 – 2003. Meteorologické zprávy 2005. *ČHMÚ. Praha*, str. 73 – 78.
42. **UNGER J., 1996:** Heat Island with Different Meteorological Conditions in a Medium-Sized Town: Szeged, Hungary. Theoretical and Applied Climatology 1996. *Springer-Verlag. Austria*, str. 147-151
43. **VYSOUDIL M, 2006:** Meteorologie a klimatologie. *Univerzita Palackého v olomouci. Olomouc*, 182 s.
44. **VOOGT J. A., 2002:** Urban heat island – Causes and consequences of global environmental change. Encyclopedia of Global Environmental Change. *John Wiley & sons, Ltd. Chichester*, str. 660 - 666
45. **ZEMAN V., 2006:** Adaptace na chlad u člověka, *Galen. Praha*, 131 str.

Webové zdroje:

1. <http://www.ufa.cas.cz/html/meteo/mile.html>
2. <http://www.chmi.cz/meteo/ok/oba/obs/obs.html>
3. <http://www.chmi.cz/meteo/opss/stanice.php?ukazatel=karlov>
4. <http://www.amet.cz/klima/tep91-98.htm>

