

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra agroekologie a biometeorologie



Tepelný ostrov města Praha

Bakalářská práce

Autor práce: Martin Pála

Vedoucí práce: Ing. Luboš Türkott, Ph.D.

© 2013

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma „Tepelný ostrov města Praha“ vypracoval samostatně a použil pramenů řádně citovaných a uvedených v příložené bibliografii.

V Praze dne 12.4.2013

.....
Martin Pála

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval Ing. Lubošovi Türkottovi, Ph.D. za odborné vedení a za cenné rady a připomínky při vypracovávání této bakalářské práce.

SOUHRN

Předkládaná bakalářská práce se zabývá jevem v urbánní klimatologii označovaným jako městský tepelný ostrov.

Hlavním cílem první části této práce bylo sepsání literárního přehledu o rozdělení tepelných ostrovů dle způsobu vzniku, faktorech vedoucích k rozvoji tepelného ostrova, městské atmosféře a negativních dopadech, které tepelný ostrov přináší. V závěrečné části literární rešerše se pak práce věnuje zmírňujícím strategiím účinků tepelného ostrova a shrnutí některých důležitých výzkumů pražského tepelného ostrova. V experimentální části bakalářské práce byl použit datový soubor průměrných měsíčních teplot vzduchu z klimatologických stanic Praha-Karlov a Praha-Ruzyně v období 1965 – 2011. Pro obě stanice byly vypočítány odchylky teplot od dlouhodobého průměru pro jednotlivé sezóny a zpracovány vývoje průměrných teplot vzduchu pro jednotlivé sezóny a rok. Dále byl vypočítán průběh dlouhodobých změn intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období za jednotlivé sezóny a rok prostřednictvím rozdílu průměrných měsíčních teplot vzduchu mezi klimatologickou stanicí Praha-Karlov a stanicí Praha-Ruzyně (ΔT_{u-r} (°C)), přičemž průměrné měsíční teploty ze stanice Praha-Ruzyně byly pro tento účel vyrovnány na nadmořskou výšku stanice Praha-Karlov pomocí vertikálních teplotních gradientů pro ČR. Hodnota lineárního trendu ročních teplotních průměrů sledovaného období pro klimatologickou stanicí Praha-Karlov činí 0,35 °C/10 let a pro stanicí Praha-Ruzyně 0,29 °C/10 let. Nejvyšší intenzitu má pražský tepelný ostrov v zimě ($\Delta T_{u-r} = 1,0061$ °C) a v létě ($\Delta T_{u-r} = 0,9007$ °C) a naopak nejnižší intenzitu na jaře ($\Delta T_{u-r} = 0,8772$ °C). Regresní analýzou průměrné roční intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období byl zjištěn lineární trend rostoucí o 0,57 °C/100 let. Nejvyšší sezónní růst intenzity tepelného ostrova byl zaznamenán v létě (1,2 °C/100 let) a nejnižší na podzim (0,37 °C/100 let). V zimě byl zaznamenán trend záporný.

Klíčová slova

Městský tepelný ostrov, Praha, teplota vzduchu, intenzita.

SUMMARY

Presented bachelor 's thesis deals with the phenomenon in urban climatology known as the urban heat island.

The main task of the first part of this work was to write a literature review about the basic heat island types, conditions suitable for urban heat island formation, urban atmosphere and negative effects which are caused by the heat island phenomenon. Within the final part of the review the work is dealing with mitigation strategies of heat island effect and provides the summary of relevant researches focused on urban heat island effect of Prague. In the experimental part of this work there were used data files of average monthly air temperatures from climatological stations Prague-Karlovy and Prague-Ruzyne in a period of time from 1965 to 2011. For both stations were processed temperature deviations from the long-term average for single seasons and development of average air temperatures in single seasons and year. Furthermore, there was calculated the progress of long-term changes in the intensity of heat island in the reference period for each season and year by the monthly average air temperature difference between the urban station Prague-Karlovy and the rural station Prague-Ruzyne (ΔT_{u-r} (°C)). For this purpose average monthly air temperatures from the Prague-Ruzyne station were compensated to altitude of station Prague-Karlovy using vertical temperature gradients for the Czech Republic. The value of the linear trend of annual average temperatures for these periods of the station Prague-Karlovy is 0,35 °C/10 years and station Prague-Ruzyne 0,29 °C/10 years. Urban heat island of Prague has the highest intensity in winter ($\Delta T_{u-r} = 1,0061$ °C) and in summer ($\Delta T_{u-r} = 0,9007$ °C) and lowest intensity in spring ($\Delta T_{u-r} = 0,8772$ °C). By regression analysis of average annual heat island intensity in the reference period there was observed the rising trend 0,57 °C/100 years. The highest seasonal growth of heat island intensity was observed in summer (1,2 °C/100 years) and lowest seasonal growth was observed in autumn (0,37 °C/100 years). In winter there was observed the negative trend.

Keywords

Urban heat island, Prague, air temperature, intensity.

Obsah

1	Úvod	7
2	Cíl Práce	8
3	Literární rešerše	8
3.1	Městský tepelný ostrov	8
3.2	Zdroje tepla ve městském prostředí	10
3.3	Tepelné ostrovy dle způsobu vzniku.....	11
3.3.1	Povrchový tepelný ostrov (SUHI)	11
3.3.2	Atmosférický tepelný ostrov (AUHI)	13
3.3.3	Mikro tepelné ostrovy (MUHI).....	13
3.4	Formativní faktory tepelného ostrova	14
3.4.1	Povrchové vlivy	15
3.4.2	Atmosférické vlivy.....	16
3.4.3	Korelace intenzity UHI s velikostí populace města.....	17
3.4.4	Shrnutí důvodů zvýšeného pohlcování tepla v městské zástavbě.....	18
3.5	Městská atmosféra.....	18
3.5.1	Mezní vrstva atmosféry (UBL).....	19
3.5.2	Vrstva městského baldachýnu (UCL).....	21
3.6	Vliv synoptických situací na intenzitu tepelného ostrova.....	22
3.7	Dopady tepelného ostrova.....	24
3.7.1	Zvýšená spotřeba energie.....	25
3.7.2	Znečištění ovzduší	25
3.7.3	Ohrožení lidského zdraví	26
3.7.4	Zhoršená kvalita vody.....	27
3.7.5	Globální změna klimatu.....	27

3.8	Strategie zmírnění účinků tepelného ostrova	29
3.8.1	Vegetační pokryv	29
3.8.2	Zelené střechy	31
3.8.3	Vegetace a redukce znečištění městské atmosféry	32
3.8.4	Chladné střechy (Cool roofs)	33
3.8.5	Chladná dlažba (Cool pavements)	35
3.9	Pražský tepelný ostrov	36
3.9.1	Výkyvy teplot vzduchu v pražském Klementinu	36
3.9.2	Synoptické situace a pražský tepelný ostrov	38
4	Materiál a metody	41
5	Výsledky	43
5.1	Teplotní poměry klimatologických stanic Praha-Karlov a Praha-Ruzyně	43
5.1.1	Odchyly teplot vzduchu od dlouhodobého průměru	43
5.1.2	Vývoj teplot vzduchu ve sledovaném období	46
5.2	Roční chod intenzity pražského tepelného ostrova	49
6	Diskuze	53
7	Závěr	55
	Seznam použité literatury	57

1 Úvod

Měření atmosférických podmínek a procesů ve městech je zásadní pro pochopení městského klimatu. V Londýně roku 1820 vedl Luke Howard první diskusi městského klimatu založenou na přímém měření teploty. V této době se objevily první snahy vytvořit definici městského tepelného ostrova. Od té doby bylo velké množství výzkumných prací provedeno buď jednotlivci a jejich studenty, nebo malými výzkumnými skupinami ve městech po celém světě. Tyto studie poskytly velké množství empirických dat o teplotě v prostředí měst a umožnily vhléd do městských atmosférických procesů. V současné době je stále více výzkumů městského klimatu prováděno v rámci velkých projektů v režii skupin vědců a agentur, přičemž stále více pozornosti je věnováno problémům životního prostředí (Grimmond, 2006).

Tepelný ostrov města je neuvědomělou klimatickou změnou, která je způsobena povrchovými a atmosférickými modifikacemi v městském prostoru. Změny energetické rovnováhy vedou především ke zpomalení chladnutí ve srovnání s venkovskými oblastmi, které obklopují město. To způsobuje, že se ve městském prostředí běžně vyskytují vyšší teploty vzduchu a povrchu, než ve venkovských oblastech. Tyto energetické změny mohou mít vliv na lidské zdraví a pohodlí, znečišťování ovzduší a řízení energetické spotřeby (Voogt, 2002).

Pro hodnocení městského klimatu v Praze byly vybrány klimatologické stanice Praha-Karlov (260 m n.m.) a Praha-Ruzyně (365 m n.m.). Stanice Praha-Karlov reprezentuje městský intravilán a stanice Praha-Ruzyně reprezentuje venkovskou oblast v okolí města.

2 Cíl Práce

Cílem literární rešerše je zpracovat komplexní literární přehled o fenoménu zvaném tepelný ostrov města, podmínkách jeho vzniku, jeho dopadech a strategiích jeho zmírnění. Náplní experimentální části předložené bakalářské práce je zpracování teplotních poměrů Prahy a ročního chodu průměrné intenzity tepelného ostrova ze základního datového souboru měsíčních průměrných teplot z klimatologických stanic Praha-Karlovy a Praha-Ruzyně v období 1965 – 2011.

3 Literární rešerše

3.1 Městský tepelný ostrov

Jako městský tepelný ostrov (Urban Heat Island – dále UHI) se nazývá jev, který se vyskytuje ve velkých městech a je charakteristický vyšší teplotou vzduchu uvnitř města oproti okolnímu venkovskému prostředí. UHI charakterizujeme jako rozdíl teploty vzduchu ve městě (Urban) a teploty jeho okolí (Rural), který označujeme veličinou $\Delta T_u - r$ (°C) (Montávez, Rodríguez, Jiménez, 2000). Významnými faktory ovlivňujícími intenzitu UHI mohou být mimo modifikace ve městském povrchu a atmosféře například topografie lokality, klima daného regionu a okamžitá meteorologická situace (Beranová – Huth, 2005).

Městské oblasti a jejich povrch můžeme rozdělit na dva typy - aglomerace s vegetací a aglomerace bez vegetace. Oba z těchto povrchů mají do jisté míry schopnost absorpce záření. To vede vždy ke zvýšení teploty daného povrchu a tím i teploty okolního vzduchu z důvodu kondukce. Turbulencí a konvekcí se teplý vzduch šíří dále do vyšších vrstev atmosféry (Sulovská et al., 2010). Hustá městská zástavba má většinou nerovný povrch, navíc s velkou tepelnou kapacitou, což zapříčiňuje zvýšené pohlcování tepla v období kladné energetické bilance. V důsledku toho je teplota v centru města vždy o něco vyšší než v okolních oblastech (Beranová – Huth, 2003). Velký význam má také vyzařování energie ve formě dlouhovlnné radiace, kterým je ochlazován povrch. Další příčinou ochlazování povrchu je výpar, kdy je energie transformována do formy latentního tepla (Sulovská et al., 2010). Litschman a Rožnovský (2005) předpokládají, že se teplota vzduchu roste směrem do centra měst a je přímo úměrná hustotě zástavby. Několik studií prokázalo, že intenzita UHI je mimo jiné závislá na růstu a velikosti měst. Zvýšení intenzity UHI v čase pozoroval například Martinez et al. (1991) ve španělském Madridu a Kim - Baik (2002) v Jihokorejském Soulu.

V oblastech s mírným a chladným klimatem mohou tepelné ostrovy obyvatelům zvláště v zimním období přinášet určité výhody. Hlavní výhodou je především určité snížení spotřeby tepla v topné sezóně a tím i snížení nákladů za spotřebu energie. Z tohoto hlediska může být UHI pro obyvatelstvo výhodný, ale pouze v zimní sezóně. Vysoká míra urbanizace světové populace, zvláště v rozvojových zemích bude mít za následek, že tepelné ostrovy budou ovlivňovat stále více obyvatel velkých měst (Voogt, 2002).

Pojem městský tepelný ostrov vychází z izotermického uspořádání, které tvoří spojitý obrazec podobný ostrovu (Voogt, 2002). Pro zjednodušení se v literatuře tvar UHI často zobrazuje jako koncentrické izotermy s nejvyšší teplotou v centru města a pozvolným poklesem k městskému okraji. Podle Oke (1987) by se geometrický střed města měl zobrazit jako vrchol UHI. Tato představa je však velmi nepřesná (Středová et al., 2011). Model pro konkrétní město závisí především na rozložení urbanizované oblasti, přičemž se typicky velký teplotní gradient nachází blízko město – venkovské hranice (Urban – Rural Boundary), za postupného nárůstu teploty směrem do městského centra (Voogt, 2002). Velmi přitom však záleží na zeměpisném umístění a klimatických podmínkách příslušné lokality (Kubota – Ossen, 2009).

Aktivní povrch měst je tvořen střechami a stěnami budov, vozovkami s umělým povrchem a plochou zeleně. Povrchové vlastnosti závisí také na typu zástavby, šířce ulic a podobně. Od podnebí přilehlého okolí se pak město odlišuje nižší rychlostí větru, nižší vlhkostí vzduchu, sníženou viditelností a podstatně vyššími emisemi škodlivin unikajících do ovzduší z různých zdrojů. Znečištění ovzduší se ve městech projevuje snížením dopadajícího slunečního záření. Do problematiky městské klimatologie lze tudíž zahrnout i problematiku kvality ovzduší, vítr a turbulence ve městě, modelování a dálkový průzkum městské atmosféry a povrchů, mikroklimatologické studie budov, ulic a parků. Opomenout nesmíme mikroklimatologii městských ekosystémů, včetně vlivu na člověka, plánování a navrhování městské zástavby (Sulovská et al., 2010). Podrobný výzkum městského klimatu lze podle velikosti zkoumané plochy rozdělit na mikro-monitoring (interiéry a exteriéry stavení, městské kaňony), lokální monitoring (městské čtvrti), meso-monitoring (město) a regionální monitoring (Grimmond, 2006).

3.2 Zdroje tepla ve městském prostředí

Zdroje tepla, které ve městském prostředí mohou mít vliv na rozvoj tepelného ostrova, se dají vyjádřit rovnicí:

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

kde Q^* vyjadřuje množství krátkovlnného a dlouhovlnného záření Slunce, Země a atmosféry, Q_F vyjadřuje množství antropogenního tepla, Q_E vyjadřuje turbulentní toky citelného tepla, Q_H vyjadřuje turbulentní toky latentního tepla, ΔQ_S vyjadřuje podpovrchové tepelné toky a ΔQ_A vyjadřuje advekční tepelné toky. Tato rovnice může být velmi užitečná pro výběr vhodných zmírňujících opatření UHI.

Krátkovlnné a dlouhovlnné záření (Q^*)

Oba typy záření mohou být měřeny pomocí vhodných měřicích senzorů. Záření se pak vypočítá jako rozdíl mezi příchozí a odchozí částí. Příchozí krátkovlnné záření slunce může být zeslabováno vlivem smogu nad městskou oblastí. V některých případech může být útlum vysoký až 33 %. Uvádí se však, že útlum příchozího krátkovlnného záření je kompenzován albedem, prostřednictvím poklesu odchozího krátkovlnného záření a zvýšením odchozího dlouhovlnného záření v důsledku vysoké povrchové emisivity.

Turbulentní tepelné toky (Q_E, Q_H)

Turbulentní tepelné toky se skládají z citelného a latentního tepla. Městské oblasti jsou odpovědné za zvýšené toky citelného tepla, které se mohou měnit v závislosti na stavebním povrchu. Toky latentního tepla v urbanizovaném prostředí bývají nízké z důvodu nedostatečného množství vegetace, ale například ve městských parcích mohou být tyto toky vysoké.

Podpovrchové (úložišťové) toky (ΔQ_S)

Vzhledem ke složité konfiguraci, orientaci a interakci povrchových materiálů, je přímé měření podpovrchových tepelných toků v urbanizované oblasti téměř nemožné. Termín je tedy obvykle modelován, nebo v rovnici stanoven jako zbytkový.

Advekční tepelné toky (ΔQ_A)

Hodnoty advekčních tepelných toků mohou být zkesleny nepřesným měřením způsobeným prostorovým gradientem teploty, vlhkostí a větrem. V některých případech je tedy doporučeno advekční tepelné toky ve výpočtu zanedbat.

Antropogenní teplo (Q_F)

Antropogenní teplo se vyjadřuje v jednotce Watt na čtverečný metr (W/m^2) a představuje teplo generované ze stacionárních a mobilních zdrojů dané oblasti. Tato složka je modelována jako součet tepla z budov, vozidel a lidí, nebo jako zbytkové teplo vzniklé za jiných podmínek, přičemž hodnoty, se liší oblast od oblasti. Uvádí se, že uvolňování antropogenního tepla může souviset s tím, jak obyvatelé využívají energii. V závislosti na oblasti a využívání energie termín antropogenní teplo může být významný, nebo zanedbatelný a může mít různé denní, týdenní a sezónní trendy. Měření antropogenního tepla vyžaduje intenzivní terénní výzkum (Memon, Leung, Chunho, 2008).

3.3 Tepelné ostrovy dle způsobu vzniku

Podle Středové et al. (2011) můžeme městský tepelný ostrov rozdělit dle způsobu vzniku na dva hlavní typy:

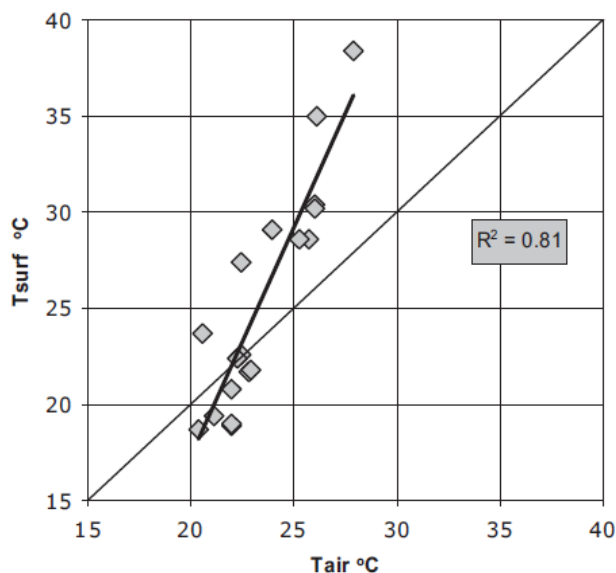
- a) povrchový tepelný ostrov (Surface Urban Heat Island - SUHI),
- b) atmosférický tepelný ostrov (Atmospheric Urban Heat Island - AUHI).

3.3.1 Povrchový tepelný ostrov (SUHI)

Asfaltové a betonové povrchy na rozdíl od vyšších rostlin nemají schopnost upotřebit dopadající sluneční záření pro transpiraci. Tím dochází k vyšší absorpci světelného a tepelného záření, která je často podporována i tmavou barvou těchto povrchů (Pokladníková, Fukalová, Rožnovský, 2010). Jako povrchový tepelný ostrov se definuje teplotní anomálie v kladném rozsahu, která je poměrem teploty aktivního povrchu v městské zástavbě k teplotě aktivního povrchu venkova. Maxima SUHI dosahuje v létě za denních hodin (v důsledku působení slunečního záření) a jeho výskyt je obvyklý také v noci (Středová et al., 2011). Mezi jednotlivými městskými oblastmi mohou vznikat výrazné diurnální rozdíly povrchových teplot. To vyplývá z toho, že prostorová struktura SUHI se ve dne a v noci vzájemně odlišuje. Pro sledování povrchového tepelného ostrova je vhodné využití metod dálkového průzkumu (Klok et al., 2012).

SUHI silně závisí na povaze povrchu a jeho vlastnostech. Suché a tmavé povrchy absorbují sluneční záření snadněji a budou tedy teplejší ve srovnání s povrchy světlými a vlhkými, nebo povrchy, které jsou zastíněné. Proto jsou podíl zeleně, vodních ploch a nepropustných povrchů faktory, na kterých silně závisí intenzita SUHI. Povrchové teploty jsou během dne obvykle vyšší, než teploty vzduchu. Intenzita SUHI se tak proto liší od

atmosférického ostrova (AUHI), který se odvozuje z teplotních rozdílů vzduchu měřených několik metrů nad povrchem. Teplotou povrchu je však teplota nejnižších vrstev městské atmosféry modelována a tak spolu teploty vzduchu a povrchu úzce souvisejí. Konverze povrchových teplot na teploty vzduchu nicméně vyžaduje podrobnou znalost povrchových charakteristik a mikro meteorologických procesů (Klok et al., 2012).



Obr. č. 1: Korelace mezi teplotami vzduchu a povrchu ve sledovaných lokalitách města Rotterdam (koeficient determinace – $R^2 = 0,81$). Teplota vzduchu – osa x, teplota povrchu – osa y.

Zdroj: Klok et al., 2012

Ve studii povrchového tepelného ostrova v Rotterdamu byly prostřednictvím snímků ze satelitu Landsat, zjištěny rozdíly mezi povrchovými teplotami v centru města a na venkově do 10 °C. Nejnižší teploty byly zaznamenány na vodní hladině a travních plochách. To dokazuje, že vegetace má významný chladicí účinek na prostředí skrze evapotranspiraci a zastínění. Vodní plochy mají vliv na energetickou bilanci městského povrchu a teplotu nepřímo skrze jejich albedo, emisivitu a tepelnou kapacitu. Další chladicí účinek vodních ploch vyplývá zejména z odpařovací kapacity vody. Nejvyšší teploty se vyskytovaly v zastavěném území, zahrnujícím silnice, parkoviště, zpevněné plochy, budovy a střechy. Tento typ povrchu má typicky nízké albedo a neochlazuje se skrze odpařování. Povrchová teplota se tedy vždy snižuje při zvýšení albeda, snížení množství nepropustných povrchů a také například při vyšším faktoru zastínění oblohy (viz kapitola 3.4.1) (Klok et al., 2012).

3.3.2 Atmosférický tepelný ostrov (AUHI)

Atmosférický tepelný ostrov (AUHI) je vyjádřen rozdílem teploty vzduchu ve městě a teploty vzduchu v jeho okolí. Můžeme ho zjistit např. pomocí standardního měření teploty v meteorologické budce, nebo pomocí specifické sítě stanic (Středová et al., 2011). Poměrně rychlých výsledků lze dosáhnout pomocí tzv. měřících jízd, kdy je teploměr umístěn vně měřícího vozidla, přičemž využití tradičních teploměrů je z důvodu jejich velké setrvačnosti nevhodné. Praktických výsledků zde mohlo být dosaženo až s nástupem elektronických teploměrů s nižší setrvačností. Měření touto metodou je možné provádět za vybraných povětrnostních podmínek, při nichž se tepelný ostrov projevuje nejvýrazněji. Nejvíce při tzv. radiačním režimu počasí. Pro podrobný výzkum zákonitostí a projevů atmosférického tepelného ostrova se však zdá nejvýhodnější zřízení účelové sítě stanic, umožňující dlouhodobý monitoring za různých povětrnostních podmínek (Litschman – Rožnovský, 2005).

Atmosférický tepelný ostrov je nejméně patrný v průběhu dne a jeho intenzita nabírá na síle po západu slunce (noční tepelný ostrov), kdy umělé materiály povrchu ohřívají přízemní vrstvu vzduchu dlouhodobým vyzařováním (Středová et al., 2011). Přesné načasování maximálních hodnot, se však může měnit v závislosti na počasí a ročním období (Voogt, 2002). Nejvyšší intenzity atmosférický tepelný ostrov běžně dosahuje před svítáním, v zimním období a radiačním režimu počasí (Středová et al., 2011).

Dle Proška (1978) jsou podmínky radiačního režimu počasí následující:

- denní trvání slunečního svitu nejméně 80 % astronomicky možného,
- průměrná denní rychlost větru nejvýše 4 m.s^{-1} ,
- křivka teploty vzduchu v denním chodu insolace je plynulá, případně mírně kolísá.

3.3.3 Mikro tepelné ostrovy (MUHI)

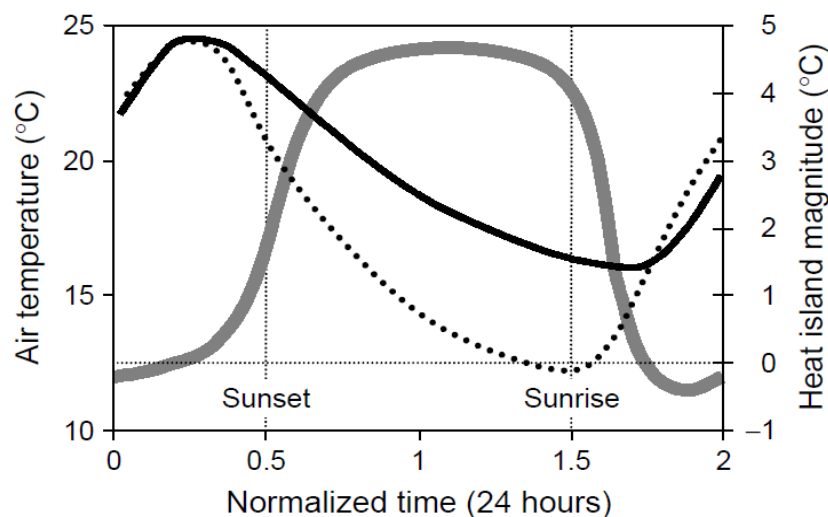
Specifickým druhem tepelného ostrova jsou tzv. mikro tepelné ostrovy (Micro Urban Heat Islands – MUHI). Dle Středové et al. (2011), se intenzita MUHI určuje rozdílem nejteplejší plochy nacházející se uvnitř města a pozadřové teploty mimo město. Jsou to relativně malé, oproti blízkému okolí výrazně teplejší izolované plochy, které uvnitř města tvoří tzv. horká místa (Hot Spots). Tvoří se zpravidla na místech, jako jsou parkoviště, asfaltové komunikace a střechy (Aniello et al., 1995).

Nejteplejší místa ve studii prováděné v Dallasu (Aniello, 1995), byla spojena s půdou zakrytou nepropustným krytem (velké sklady, parkoviště, silnice a bytové komplexy). Například nová sídliště byla výrazně teplejší, než starší čtvrti zastíněné velkým množstvím vzrostlé zeleně. Další MUHI se tvořily například v oblastech s holou půdou. Nejchladnější oblasti byly pokryty hustým stromovým porostem, zahrnujícím například zalesněné parky, nebo starší obytné čtvrti zastíněné stromovým porostem. Zastíněné oblasti byly o 5 – 11 °C chladnější, než studovaná horká místa.

3.4 Formativní faktory tepelného ostrova

Tepelný ostrov vzniká vzájemnou interakcí mnoha faktorů, které se v podstatě dají kvalifikovat jako kontrolovatelné a nekontrolovatelné. Kontrolovatelné faktory většinou souvisejí s městským plánováním a do jisté míry tak mohou být řízeny, zatímco nekontrolovatelné faktory souvisejí s prostředím a přírodními vlivy a jsou tak mimo lidskou kontrolu. Tyto faktory se dále kategorizují jako dočasné proměnné (rychlost větru, oblačnost), trvalé proměnné (zelené plochy, stavební materiál, faktor zastínění oblohy) a cyklické proměnné (sluneční záření, antropogenní zdroje tepla). Zdrojem tepla jsou mimo slunce také elektrárny, automobily, klimatizace a další zdroje antropogenního tepla, přičemž téměř všechny antropogenní zdroje tepla působí na prostředí přímo. Oproti tomu, slunečním zářením je prostředí ohříváno přímo jen zčásti. Většina záření je absorbována složitou městskou stavební strukturou a prostředí je tak ohříváno nepřímo. Přímý solární ohřev má na městské i venkovské oblasti současný a stejný vliv. Hlavními příčinami vzniku UHI jsou tedy antropogenní teplo a nepřímý solární ohřev. (Memon, Leung, Chunho, 2008).

Rozdíly v rychlosti chladnutí jsou základní podmínkou pro vznik tepelného ostrova a jsou ovlivňovány povrchovými a atmosférickými podmínkami. Přímé přidávání tepla do atmosféry, známé jako antropogenní teplo, může také hrát jistou roli při formování tepelného ostrova (Voogt, 2002). Jeho vliv však bývá nižší a závisí na ročním období (Beranová – Huth, 2005). Nejvyšší význam má antropogenní teplo v zimním období a v oblastech s chladným podnebím, což je dáno vytápěním. Množství antropogenního tepla je závislé na intenzitě využívané energie, výrobě elektrické energie v tepelných elektrárnách a řešení dopravního systému města. Výsledky se však mohou lišit v závislosti na oblasti a ročním období (Voogt, 2002).



Obr. č. 2: Denní vývoj teploty vzduchu za jasných a klidných podmínek počasí:

- ve městě (černá linie),
- na venkově (černá přerušovaná linie),
- velikost tepelného ostrova (šedá linie).

Zdroj: Voogt, 2002

3.4.1 Povrchové vlivy

Za hlavní příčiny vzniku povrchového tepelného ostrova lze považovat schopnost městských materiálů dobře uchovávat teplo, vyšší absorpce krátkovlnné radiace způsobená účinkem geometrického uspořádání města na albedo a větší celková plocha absorbující sluneční záření. Albedo vyjadřuje podíl dopadajícího a odraženého záření a má vliv na množství dostupného záření pro ohřev povrchu (Beranová – Huth, 2005). Městské materiály průběžně absorbují sluneční záření ve formě tepelné energie od východu slunce až do pozdního odpoledne. V typických městských částech je masivní stavební materiál běžně umístěn na velmi malém prostoru, který zachycuje velké množství slunečního záření (Memon, Leung, Chunho, 2008). Čím více slunečního záření přes den na městský povrch dopadne, tím více tepla se v městských materiálech akumuluje. V nočních hodinách následně dochází k rozvoji atmosférického tepelného ostrova, kdy se z tepla akumulovaného v městských materiálech ohřívá okolní atmosféra (Beranová – Huth, 2005).

Nejvyšší vliv na intenzitu a velikost tepelného ostrova má především geometrie staveb a tepelné vlastnosti povrchu. Povrchová geometrie má přímou spojitost s tzv. faktorem zastínění oblohy (Sky View Factor – SVF) (Voogt, 2002). Faktor zastínění oblohy vymezuje viditelný zlomek oblohy, který není zakryt městskými strukturami. Úzké pouliční kaňony obvykle mají nízký SVF, což znamená, že během dne dosáhne povrchu méně přímého

slunečního záření (Klok et al., 2012). Důležité také je, že SVF ovlivňuje dlouhodobou tepelnou rovnováhu. Snížený SVF mnoha městských ploch a to zejména těch, které se nacházejí mezi vysokými budovami v úzkých pouličních kaňonech, omezuje schopnost ztráty tepla zářivým transferem (dlouhodobým vyzařováním). Chladně vyzařující obloha je nahrazena relativně teplými povrchy staveb a dalšími urbánními prvky (Voogt, 2002).

Tepelné vlastnosti povrchu, se vyjadřují veličinou tepelné vstupy (Thermal Admittance - μ). Touto veličinou se u materiálů určuje intenzita vydávání, nebo příjmu tepla povrchem a podložím. Materiály s vysokou vlhkostí a hustotou (kámen, kovy a nasycené jílovité půdy) silně absorbují a uvolňují teplo. Mají tedy vysoký koeficient μ . Naproti tomu materiály suché, s nižší hustotou a dobrými izolačními vlastnostmi (dřevo a písek) mají hodnoty μ nízké. Podmínky pro vznik silného tepelného ostrova jsou tedy tam, kde je městská oblast charakteristická relativně hustými stavebními materiály, tedy vysokým koeficientem μ a okolní venkovská oblast charakteristická materiály s koeficientem μ nižším (Voogt, 2002). Vysoká drsnost struktur ve městských oblastech navíc snižuje množství konvekčního odvodu tepla a tepelný přenos větrem (Memon, Leung, Chunho, 2008).

3.4.2 Atmosférické vlivy

Za hlavní atmosférické vlivy mající význam pro vývoj tepelného ostrova považujeme vítr a oblačnost. Podle mnohých pozorování je tepelný ostrov nejsilněji rozvinut za počasí s jasnou oblohou bez větru (Voogt, 2002). Beranová a Huth (2005) tvrdí, že tepelný ostrov je nejintenzivněji vyvinut během noci a jeho účinky jsou nejzřetelnější za minimálních denních teplot a klidných povětrnostních podmínek, kdy je přítomna záporná energetická bilance. Vítr a oblačnost tedy intenzitu tepelného ostrova snižují.

Vzdušná vlhkost má na UHI podobný účinek jako oblačnost a to tím, že redukuje potenciál radiačního ochlazování povrchu. Vysoká atmosférická vlhkost tedy intenzitu tepelného ostrova snižuje a naopak nízká atmosférická vlhkost intenzitu tepelného ostrova zvyšuje (Voogt, 2002).

Přenos tepla advekcí je dalším důležitým faktorem s vlivem na intenzitu UHI. Uvedme si příklad s pevninskými větry, kdy za letního období může v pobřežních městech probíhat tzv. advekční ochlazování s tím že, povrchové teploty moře jsou nižší, než teploty na pevnině. V zimě se zde naopak setkáváme s advekčním ohříváním. Cirkulacemi tepelného ostrova vyvolaná advekce může mít vliv také na lokální stav vlhkosti, teploty a rychlosti chladnutí (Voogt, 2002).

Atmosférické vlivy dle Voogta (2002):

1) Rychlost větru:

- větrem je zvyšováno turbulentní proudění vzduchu a to snižuje intenzitu tepelného ostrova.

2) Přenos tepla prouděním

- teplým prouděním může být zvyšována intenzita tepelného ostrova,
- chladným prouděním se může intenzita tepelného ostrova snižovat.

3) Oblačnost

oblačností je redukováno radiační ochlazování povrchu, přičemž:

- nízká a hustá oblačnost má největší účinek,
- vysoká a řídká oblačnost má účinek nejnižší.

4) Vlhkost

- působení vlhkosti může mít velice variabilní účinky.

3.4.3 Korelace intenzity UHI s velikostí populace města

V některých výzkumech bylo zjištěno, že intenzita UHI pozitivně koreluje s počtem obyvatel města. Velikost populace může mít na intenzitu UHI:

- a) přímý účinek – více lidí znamená více metabolicky vyzářeného tepla,
- b) nepřímý účinek – množství staveb, automobilů, továren apod., které ovlivňují městskou teplotu, souvisí s počtem obyvatel.

Proměnné jako faktor zastínění oblohy, antropogenní teplo, geometrie staveb, použité materiály a další sice nejsou závislé na velikosti populace, avšak ve vzájemném spojení mohou přispívat k vyšším městským teplotám. Všechny kontrolovatelné faktory by však měly být srovnány a závěry by neměly být vyslovovány pouze v závislosti na velikosti populace města. Srovnání kontrolovatelných faktorů a příslušného UHI v různých oblastech může pomoci kvantifikovat význam těchto faktorů (tj. vliv jednotlivých proměnných na intenzitu UHI) (Memon, Leung, Chunho, 2008).

3.4.4 Shrnutí důvodů zvýšeného pohlcování tepla v městské zástavbě

Litschman, Rožnovský (2005) a Voogt (2002) uvádějí jako důvody zvýšeného pohlcování záření v městské zástavbě:

Změny geometrie aktivního povrchu:

- zvětšená plocha zachycující sluneční záření,
- velké množství odrazů slunečního záření,
- redukce Sky View Faktoru z důvodu těsného rozložení staveb a tím snížení tepelné ztráty vyzařováním v nočních hodinách,
- snížení konvektivní tepelné ztráty z povrchu a povrchu blízkého vzduchu.

Změny tepelných vlastností aktivního povrchu:

- tepelná kapacita stavebních materiálů a velké tepelné povrchové vstupy.

Změny v hydrologické bilanci:

- zastavění městského povrchu stavbami a vozovkami významně redukuje výpar,
- snížení toku latentního tepla.

Antropogenní teplo

- městské teplo uvolněné z energie ze staveb, vozidel a obyvatelstva.

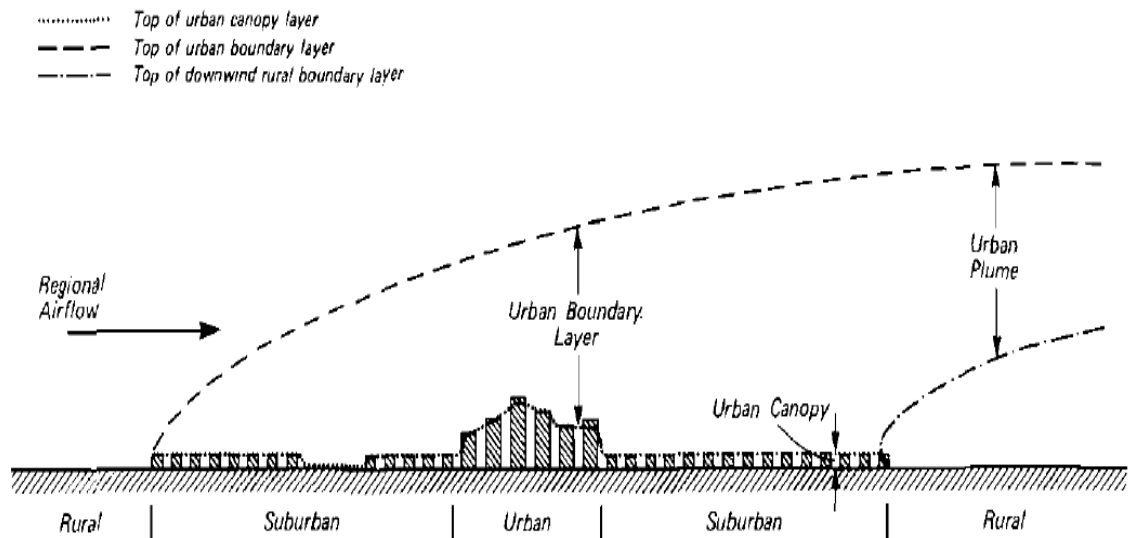
Městský skleníkový efekt

- znečištěná městská atmosféra vyzařuje více tepelného záření směrem k povrchu,
- zvýšená městská vlhkost.

3.5 Městská atmosféra

Atmosférický tepelný ostrov dělíme dle dvou významných měřítek na tzv. mezní vrstvu (Urban Boundary Layer - UBL) a vrstvu městského baldachýnu (Urban Canopy Layer - UCL), viz obrázek č. 3. Za rozhraní městské mezní vrstvy můžeme považovat hrubý, rovný povrch se zobecněnými tepelnými a radiačními vlastnostmi (například střechy), přičemž vrstva městského baldachýnu leží mezi touto vrstvou a zemským povrchem. Klima UCL je výsledkem komplexu tepelných výměn mezi jednotlivými povrchy a mezi UBL a UCL. Tyto interakce jsou nekonečně rozmanité a mohou být popsány pouze v určitých případech. Například u tzv. městských kaňonů (Mills, 1996).

O tepelných výměnách a klimatu UCL hovoříme jako o mikro měřítku a UBL jako o meso měřítku. Žádná z těchto dvou vrstev by však neměla být považována za izolovanou, protože podmínky v UCL jsou často utvářeny těmi v UBL a ty jsou zase plošnou integrací efektů v UCL (Oke, 1986).



Obr. č. 3: Schematické znázornění městské atmosféry

Zdroj: Oke, 1976

3.5.1 Mezní vrstva atmosféry (UBL)

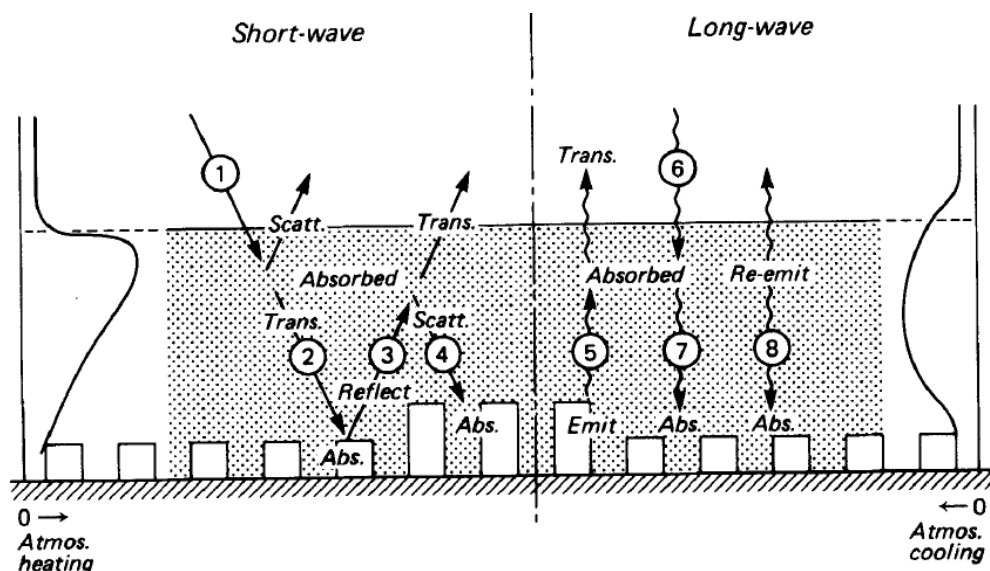
Mezní vrstvou atmosféry se rozumí vrstva, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků a která dosahuje od zemského povrchu do výšky od několika stovek metrů do 2 km (Středová et al., 2011). Sobišek et al., (1993) definuje hranici mezní vrstvy atmosféry jako výšku, v níž vektor větru přestává být ovlivňován zemským povrchem (třením apod.) a pohyb vzduchových částic je způsobován jen silou tlakového gradientu, silou zemské tíže a Coriolisovou silou. Průměrná nadmořská výška horní hranice mezní vrstvy atmosféry je dle Sobiška et al., (1993) cca 1,5 km, což odpovídá zhruba výšce izobarické hladiny 850 hPa. Denní chod teploty vzduchu nad touto výškou už není prakticky ovlivňován zemským povrchem.

V prostředí městské zástavby dosahuje mezní vrstva nejvyšší mocnosti, protože jedním z faktorů, které její mocnost ovlivňují, je drsnost povrchu (snížení konvektivního odvodu tepla). Druhým důvodem větší mocnosti je zvýšená instabilita teplotního zvrstvení, pro kterou vytváří v městské zástavbě příznivé podmínky povrchový tepelný ostrov (Středová et al., 2011).

V měřítku mezní vrstvy se zabýváme především prostorově integrovanými tepelnými výměnami mezi městem a nadložním vzduchem, který město překrývá. Povrch města zde tedy odpovídá hranici mezi UCL/UBL a zahrnuje střechy, stromořadí, trávníky, asfaltové komunikace atd. (Oke, 1986). Ve směru větru se může mezní vrstva oddělit od povrchu jako nová městsko – venkovská hraniční vrstva (Urban – Rural Boundary), která se označuje jako tzv. Urban Plume (nemá české synonymum) viz. obr. č. 3. Vrchol mezní vrstvy je obvykle limitován teplotní inverzí a do jisté míry se shoduje s horní hranicí městského znečištění vzduchu (Oke, 1976).

Městská mezní vrstva má významný vliv na složky krátkovlnného a dlouhovlnného záření v důsledku radiačně aktivních polutantů v ovzduší mezní vrstvy a modifikací ve vlastnostech zářivého povrchu. Pro názornost může posloužit obr. č. 4, kde krátkovlnné záření (tok 1) vstupuje do mezní vrstvy a odráží se od městského povrchu (tok 3), přičemž dochází k větším útlumům, než je tomu v případě venkova (Oke, 1986). Množství krátkovlnného záření přijatého povrchem (přímým zářením – tok 2, nebo rozptýleným zářením – tok 4) je ve městě typicky o cca 2 – 10% nižší (Peterson – Stoffel, 1980). Na druhé straně jsou hodnoty městského albeda obvykle o 0,05 až 0,10 nižší než je tomu v oblastech venkova střední zeměpisné šířky. Z tohoto důvodu jsou radiační rozdíly krátkovlnného záření mezi městem a venkovem považovány za poměrně nízké (Oke, 1974).

Podobné efekty je možno pozorovat v dlouhovlnném ochlazování města, kde jsou tepelné výměny narušovány nejen vlivem polutantů a pravděpodobně nižší emisivitou povrchu, ale také tepelnou zpětnou vazbou UHI. Zdá se, že vyšší teplota povrchu města převažuje nad emisními změnami a tím je produkováno více dlouhovlnného záření (tok 5). Relativně velká část záření je absorbována znečištěnou mezní vrstvou a vyzářena zpět směrem k povrchu spolu s částí dlouhovlnného zářením přicházející z oblohy (tok 6, tok 7). Poté je znovu vyzářena prostřednictvím tepla UHI (tok 8). V noci jsou uvnitř města kombinované dlouhovlnné zářivé vstupy mírně vyšší (Oke, 1986). Během dne může být nadbytek těchto vstupů ještě vyšší, v důsledku emise sluncem ohřívaných radiačně aktivních polutantů (Rouse et al., 1973). V souhrnu však nejsou městsko – venkovské rozdíly dlouhovlnného vyzářování příliš vysoké a celkové rozdíly ve vyzářování (dlouhovlnném i krátkovlnném) nejsou vyšší než 5% (Oke, 1974; White et al., 1978).



Obr. č. 4: Schematické znázornění radiálních výměn ve znečištěné městské mezní vrstvě (UBL), včetně zobecněných profilů krátkovlnného zářivého tepla (vlevo) a dlouhovlnného ochlazování (vpravo) vzhledem k aerosolové vrstvě (stínované).

Zdroj: Oke, 1986

3.5.2 Vrstva městského baldachýnu (UCL)

Jako městský baldachýn (Urban Canopy Layer - UCL), označujeme přízemní vrstvu vzduchu, kterou lze považovat za nejnižší část mezní vrstvy s mocností zpravidla desítky metrů. Silně se v ní projevuje dynamické a termální působení povrchu země (Sobíšek et al., 1993). Sahá od městského povrchu do pomyslné výše střech budov (Oke, 1986) a je tvořena vzduchem, který se nachází mezi městskými prvky, myšleno mezi budovami. Klima této vrstvy je ovlivňováno především povahou bezprostředního okolí (zvláště materiálem a geometrií staveb). Hloubka UCL může být ovlivňována rychlostí větru (Oke, 1976).

Volná prostranství, jako jsou ulice a nádvoří, tvoří asi 2/3 celkové plochy města. Jejich mikroklima tak hraje velkou roli v celkovém klimatu UCL. V tomto ohledu je vhodná regulace mikroklimatických změn prostřednictvím sady kontrolních proměnných, přičemž nejdůležitější proměnnou v tomto souboru je vegetace, zvláště stín poskytující stromy a albedo stěn a přilehlých budov (Shashua-Bar et al., 2004). Dalším klíčovým faktorem, řídícím denní vyzařování energie, je dostupnost povrchové vlhkosti, jejíž dostatek zvyšuje chlazení povrchu odpařováním. Nepropustné prvky městské krajiny však často vykazují pouze dichotomické (mokrý / suchý) chování, kvůli kterému může být chladicí efekt deště přítomný pouze několik hodin před odtokem vody například do městské kanalizace

(Oke, 1986). Šíře ulic je také proměnnou, jejíž růst má za následek ohřev, přičemž prohloubení vrstvy městského baldachýnu má naopak silný chladicí účinek (Shashua-Bar et al., 2004). UCL se tedy skládá z celé řady systémů energetické bilance.

Vrstva městského baldachýnu je z velké části nočním fenoménem, souvisejícím s město – venkovským ochlazováním nastávajícím po západu slunce. Její prostorový vzor z velké části odpovídá rozdělení povrchového pokryvu a jeho prostorovým charakteristikám (Oke, 1986).

3.6 Vliv synoptických situací na intenzitu tepelného ostrova

Některé studie ukazují, že se tepelný ostrov může intenzivně vyvíjet pouze za určitých synoptických situací. Velmi vhodná pro vznik UHI je pravděpodobně anticyklonální situace a to z důvodu vyzařování, které není nijak narušováno povětrnostními vlivy. Vítr ovlivňuje podobu UHI a někdy může tepelný ostrov doslova „Odnést“ (Szegedi – Kircsi, 2003).

Unger (1996) studoval vliv synoptických podmínek na tepelný ostrov města Szeged v Maďarsku. Podle očekávání byl tepelný ostrov zřetelně silnější za anticyklonálního počasí. V případě anticyklony typu A (anticyklona nad Karpatskou kotlinou) byla teplota ΔT_{u-r} (rozdíl teplot město - venkov) extrémně vysoká ($\Delta T_{u-r} = 2,89 \text{ }^\circ\text{C}$). Charakteristickými znaky anticyklony typu A jsou mírný vítr a absence srážek. Tím je silně podpořen rozvoj tepelného ostrova. Velmi nízké hodnoty ($\Delta T_{u-r} = 0,68 \text{ }^\circ\text{C}$) byly ve městě Szeged naopak zaznamenány při cykloně typu CMw, kdy se Maďarsko nachází v přední části středozemní cyklony (Mediterranean cyclone) a při cykloně typu CMc ($\Delta T_{u-r} = 0,83 \text{ }^\circ\text{C}$), kdy se Maďarsko nachází v její zadní části. Cyklona typu CMw se vyznačuje silným deštěm a sněhovými bouřemi způsobenými přechodem teplé fronty, kdežto cyklona typu CMc je charakteristická bouřlivým větrem vyvolaným přechodem fronty studené.

Szegedi a Kircsi (2003), kteří studovali vliv synoptických podmínek v jiném Maďarském městě a to ve městě Debrecín tvrdí, že ideální podmínky pro vznik pravidelných tepelných ostrovů jsou, když se Maďarsko nachází mezi mírně vysokými a nízkými tlakovými systémy. Jako příklad si uveďme situaci, kdy počasí v západní Evropě bylo tvořeno mělkým systémem nízkého tlaku, zatímco nad Polskem a Baltským mořem se nacházel hřeben vysokého tlaku. Tato synoptická situace je charakteristická slabým barickým gradientem a klidným jasným počasím. V průběhu této situace byl UHI ve městě Debrecín silně rozvinut a hodnoty ΔT_{u-r} dosahovaly až $4,8 \text{ }^\circ\text{C}$. Geometrický střed města je v tomto případě zároveň

středem UHI. V letním období dosáhla průměrná maximální hodnota ΔT_{u-r} ve městě Debrecín 2,5 °C, která byla zároveň nejvyšší průměrnou hodnotou za celé zkoumané období (Szegeđi – Kircsi, 2003). Tím je dokázáno, že se v Debrecíně v průběhu letního období tvoří tepelné ostrovy vyšší intenzity, než v topné sezóně. Lze to vysvětlit centrem vysokého tlaku, které se nachází nad subtropickými vodami Atlantiku a po celé letní období ovlivňuje počasí v Maďarsku (s výjimkou června). V Karpatské kotlině centrum vysokého tlaku způsobuje severní proudění, které je reliéfem pozměněno na severovýchodní a poté působí na region města Debrecín (Justyák – Tar, 1984). V topné sezóně dosahovala průměrná intenzita UHI 2,1 °C, která je nižší, než roční a zároveň letní průměr. Hlavním důvodem je silná cyklonální činnost v Karpatské kotlině pod vlivem nízkého tlaku vzduchu z Islandu. V době, kdy byl povrch pokryt sněhovou pokrývkou, roli aktivního povrchu převzaly pouze vertikálně orientované zdi. Rozvrstvení teploty v prostoru se tak stalo více uniformní a generovány byly pouze slabé tepelné ostrovy z důvodu antropogenního tepla (Szegeđi – Kircsi, 2003).

Vztah mezi oblačností a intenzitou UHI na příkladu města Szeged (Unger, 1996) ukazuje, že tepelný ostrov je nejsilněji rozvinut za jasné a bezoblačné oblohy, kdy hodnoty ΔT_{u-r} byly vyšší než 3 °C, přičemž za plně zatažené oblohy se pohybovaly jen kolem 0,5 °C. Vliv povětrnostní situace na intenzitu UHI je také velmi zásadní. Výsledky, které prezentoval Unger (1996) ukazují, že v případě klidných povětrnostních podmínek je tepelný ostrov velmi silně rozvinut ($\Delta T_{u-r} > 3$ °C). Při vyšších rychlostech větru je naopak průměrná intenzita UHI slabší. Podle Szegeđi a Kircsi (2003) mají povětrnostní podmínky velký vliv na tvar tepelného ostrova, který jimi může být výrazně deformován. Tvar UHI ve městě Debrecín byl ovlivňován převážně severovýchodními větry, kterými byl způsoben posun centra městského ostrova směrem na jihozápad.

Unger (1996) ve svém výzkumu dospěl k závěru, že vliv anticyklonálních podmínek je v případě vývoje extrémních tepelných ostrovů téměř absolutní. Směr proudění jednotlivých cirkulačních typů je také důležitým faktorem s vlivem na intenzitu tepelného ostrova. Tepelný ostrov se tedy dle očekávání nejsilněji rozvíjí za klidné povětrnostní situace, absence srážek, přítomnosti záporné energetické bilance a jasném počasí. Turbulentní povětrnostní situace a přítomnost oblačnosti vyskytující se v cyklonálních podmínkách, intenzitu tepelného ostrova snižují, nebo jeho přítomnost zcela potlačují. Povětrnostní situace má také velký význam na tvar tepelného ostrova, který větrem může být různě deformován. V zimním období je dle Szegeđi – Kircsi (2003) významným faktorem řídícím intenzitu tepelného

ostrova sněhová pokrývka a to především z hlediska zamezení vyzařování horizontálního aktivního povrchu, za předpokladu že roli aktivního povrchu přejímají pouze vertikálně orientované zdi. Relativní četnosti výskytu extrémního tepelného ostrova jsou za anticyklonálních podmínek ve všech ročních obdobích nejvyšší.

3.7 Dopady tepelného ostrova

Proces urbanizace podstatným způsobem pozměňuje přirozené vlastnosti zemského povrchu. Nahrazování vegetace ve městech budovami a komunikacemi vede v porovnání s nezastavěným okolím k vyšší akumulaci tepla a tím i k nárůstu teploty vzduchu. S rostoucí teplotou následně roste i spotřeba energie na chlazení budov a používáním klimatizace vzniká další odpadní teplo (Sulovská et al., 2010).

Za horkých, slunných letních dnů mohou být povrchové teploty střech, asfaltových komunikací a dalších antropogenních materiálů o 27 – 50 °C vyšší než teplota vzduchu, zatímco zastíněné plochy, nebo vlhké povrchy, které se častěji nacházejí ve venkovských oblastech, mají teplotu velmi blízkou teplotě vzduchu. Tyto povrchové městské tepelné ostrovy mají nejpodstatnější dopady zejména v létě a dále přispívají k tvorbě atmosférických tepelných ostrovů. Teplota vzduchu ve městech, zvláště po západu slunce, může být mnohem vyšší než vzduch v sousedních regionech (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm).

Zatímco některé dopady mohou být prospěšné (například prodloužení vegetačního období rostlin), většina z nich je negativních. Tyto dopady jsou zejména:

- a) zvýšená spotřeba energie,
- b) znečištění ovzduší,
- c) ohrožení lidského zdraví,
- d) zhoršená kvalita vody,
- e) globální změna klimatu.

3.7.1 Zvýšená spotřeba energie

Vysoké letní teploty ve městech vedou k nárůstu poptávky po elektrické energii pro klimatizační zařízení. Výzkumy ukazují, že poptávka po elektřině se zvyšuje o 1,5 – 2,0 % na každých 0,6 °C, počínaje na 20 – 25 °C, což naznačuje, že průměrně 5 – 10 % obyvatel využívá elektřinu ke kompenzaci vlivu tepelného ostrova. Městské tepelné ostrovy zvyšují celkovou poptávku po elektřině obvykle za výskytu horkých letních odpolední, kdy jsou na pracovištích a v domácnostech spuštěny klimatizační systémy. Za extrémních teplot, které silně podporují rozvoj městských tepelných ostrovů, může v krajních případech poptávka po elektrické energii pro klimatizační zařízení přetížít energetickou soustavu a způsobit tak výpadek dodávky elektřiny. Studie prováděná v New Yorku uvádí, že snížení intenzity tepelného ostrova o pouhý 1 °C by mohlo ušetřit až 495 milionů kWh elektrické energie (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm, Memon, Leung, Chunho, 2008).

3.7.2 Znečištění ovzduší

Společnosti, které dodávají elektřinu, využívají především fosilních paliv, což vede k emisím skleníkových plynů a dalších látek znečišťujících ovzduší. Primární emise z elektráren zahrnují oxid siřičitý (SO₂), oxidy dusíku (NO_x), prachové částice (PM), oxid uhelnatý (CO) a rtuť (Hg). Tyto znečišťující látky jsou škodlivé pro lidské zdraví a přispívají ke složitým problémům kvality ovzduší. Využívání fosilních paliv také zvyšuje emise skleníkových plynů, jako oxid uhličitý (CO₂), které se podílejí na globálních změnách klimatu (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm).

Faktory počasí jako vysoká teplota, relativně nízká vlhkost vzduchu a jasná obloha, které jsou důležité pro vznik tepelného ostrova, mohou být také iniciátory znečištění ovzduší. Kromě toho jsou vysoké teploty v městském prostředí spojeny s tvorbou sekundárních polutantů jako například přízemní ozón (O₃), který vzniká z těkavých organických sloučenin (VOC) a oxidů dusíku (NO_x) v přítomnosti slunečního záření (fotochemická reakce) (United States Environmental Protection Agency, 2011).

Některé synoptické situace jsou doprovázeny inverzní vrstvou a společně s fenoménem UHI také negativně působí na kvalitu ovzduší. Nízká inverzní vrstva funguje pro polutanty jako bariéra a ty pak nemohou odcházet do vyšších vrstev atmosféry. Kvalita ovzduší tedy může být zhoršena v důsledku nízké inverzní vrstvy, ale také konvergenčních jevů, které se v městském prostředí vyskytují (Lai – Cheng, 2008).

Rozptyl emisí z průmyslu a dopravy je regulován především prostřednictvím proudění vzduchu a tepelnou stabilitou mezní vrstvy (Junk et al., 2003). Je tedy zřejmé, že vítr a jeho rychlost ovlivňuje koncentraci polutantů (např. NO₂) a v případě silných větrů probíhá významné ředění těchto znečišťujících látek (Lai – Cheng, 2008). Wong a Lau (2013) na příkladu města Hong-Kong demonstrují problém posledních let, kterým je stavba nových budov ve městských centrech do uspořádání podobného zdi (tzv. „Wall type“), čímž je bráněno proudění čerstvého vzduchu a vzniká tzv. efekt městských kaňonů, kdy jsou polutanty uvězněny na úrovni ulic mezi stavbami.

Bylo prokázáno, že vyšší intenzita UHI vede ke zvýšení koncentrace škodlivých látek v ovzduší, přičemž tento jev je nejzřetelnější v průběhu noci. To lze demonstrovat na příkladu města Tali (Tchaj-wan), ve kterém v průběhu dne intenzita UHI nebyla s koncentrací znečišťujících látek v ovzduší jasně spojena. Oproti tomu silným nočním tepelným ostrovem byla jednoznačně indukována vyšší koncentrace látek znečišťujících ovzduší (NO₂, CO₂, CO, SO₂ a PM10 - tj. částic s aerodynamickým průměrem $\leq 10 \mu\text{m}$). Koncentrace většiny znečišťujících látek v městském ovzduší se tedy zvyšuje s intenzitou UHI a tento vztah je nejlépe pozorovatelný během noci (Lai – Cheng, 2008).

Sbíhavé konvergentní proudění (Convergence phenomenon), které se obvykle vyskytuje v noci, v teplém městském centru způsobuje hromadění polutantů a to především prekurzorů O₃, jako NO_x, CH₄, NMHC a dalších látek, které také ovlivňují kvalitu ovzduší. Koncentrace samotného O₃ se však v nočních hodinách v závislosti na intenzitě UHI nezvyšuje. Její růst může nastat následujícího dne za přítomnosti silného UHI, prostřednictvím fotochemické reakce. Je možné, že právě z důvodu nočního hromadění prekurzorů ozónu, se jeho denní vysoké koncentrace vyskytují v závislosti na přítomnosti tepelného ostrova (Lai – Cheng, 2008).

3.7.3 Ohrožení lidského zdraví

Faktory jako vysoké denní teploty, snížené noční ochlazování a vyšší úroveň znečištění ovzduší spojené s výskytem městských tepelných ostrovů, mohou ovlivňovat lidské zdraví a přispívat k celkové nepohodě, dýchacím obtížím, tepelnému vyčerpání a tepelnému šoku (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm). Vysoká teplota, nebo náhlé zvýšení teploty, jsou velmi nebezpečné a mohou mít za následek zvýšení průměrné úmrtnosti (Memon, Leung, Chunho, 2008). Skupiny obyvatel zahrnující děti, lidi v důchodovém věku

a lidí se zdravotními obtížemi, jsou těmito situacemi ohrožení nejvýrazněji (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm).

Přízemní vrstva ozónu může působit zdravotní problémy jako kašel, bolest na hrudníku a podráždění sliznice. V dlouhodobém měřítku hrozí riziko bronchitidy, rozedmy plic, astmatu a narušení funkce plic (United States Environmental Protection Agency, 2008).

3.7.4 Zhoršená kvalita vody

Vysoké povrchové teploty dlažby a střešních krytin mohou výrazně ovlivňovat teplotu odtékajících dešťových srážek. Výzkumy ukázaly, že dlažba s teplotou 38 °C může zvýšit teplotu dešťové vody v závislosti na teplotě počáteční až na 21 – 35 °C. Takto ohřívána dešťová voda se obecně stává odtokem, ústícím skrze dešťovou kanalizaci do potoků, řek, rybníků a jezer.

Teplota vody ovlivňuje všechny aspekty vodního života, zejména metabolismus a rozmnožování mnoha vodních organismů. Rychlé změny teploty v oblasti vodních ekosystémů vyplývající z odtoku teplé dešťové vody mohou být pro vodní organismy velmi stresující a někdy dokonce letální (Dostupné na www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm).

3.7.5 Globální změna klimatu

Tepelné ostrovy byly často spojovány s globální změnou klimatu (existence jednoho, se spojovala s příčinou, nebo důsledkem druhého). Mezi těmito dvěma fenomény dodnes zůstává mnoho nevyjasněných otázek, přičemž v mnoha případech jsou klimatické účinky měst podobné, nebo vyšší než změny předpovídané z globálních klimatických modelů (Alcoforado – Andrade, 2008).

Globální změna klimatu nemusí nutně souviset se zvyšováním intenzity městských tepelných ostrovů. Teplotní rozdíly mezi městem a venkovem mohou zůstat konstantní i při celkově vyšší globální teplotě (Alcoforado – Andrade, 2008). Intenzita UHI může dokonce vlivem globálního oteplování klesat a to pravděpodobně z důvodu zvýšení nestabilního teplotního zvrstvení a tím následnému rozptýlení městského tepla (Brázdil – Budíková, 1999). Z druhé strany, zvýšení teploty ve městech po celém světě nemá přímý vliv na globální změnu klimatu. To je dáno tím, že městské oblasti pokrývají jen zhruba 1% zemského povrchu. Energie uvolněná v důsledku lidské činnosti navíc činí pouze 10^{-4} množství, které Země získává od Slunce (Alcoforado – Andrade, 2008).

Průměrné roční teploty vzduchu se za minulé století globálně zvýšily o 0,047 °C/10 let (nejvíce během letního období). Nejzřetelnější bylo zvýšení denních maximálních teplot. Teplotní trendy minulého století nelze vysvětlit pouze vnitřní variabilitou klimatického systému. Část globální změny klimatu je způsobena člověkem a to především nárůstem emisí skleníkových plynů, jejichž důležitým zdrojem jsou města. I v případě, že se hladina antropogenních vlivů radikálně sníží, tak stále bude existovat klimatická odpověď na emise minulé, které mohou klima ovlivňovat až do daleké budoucnosti. Města jsou také hlavním zdrojem prašného materiálu, který má zřetelný klimatický efekt. Aerosoly mají obecně tendenci zpomalovat trend rostoucích teplot, s výjimkou aerosolů z palivového organického uhlíku (Alcoforado – Andrade, 2008).

Do hlavních přímých dopadů globální změny klimatu patří dle zvýšení úmrtnosti a počtu nemocí v důsledku nárůstu frekvence a intenzity vln horka (i při zvýšené aklimatizaci obyvatel). Na druhou stranu teplejší zimy do jisté míry úmrtnost snižují. Dopady globální změny klimatu (včetně vlivů na lidský blahobyt a zdraví, ekosystémy a úroveň spotřeby energie a vody), mohou být ve městských oblastech zesíleny, přičemž vykazují značnou regionální variabilitu a závisí na frekvenci jednotlivých synoptických situací a povětrnostních typů. Další nepřímé účinky globální změny klimatu zahrnují zvýšení produkce vzdušných alergenů spojených s vyššími teplotami, zvýšené znečištění ovzduší (zejména ozon a další fotochemické znečišťující látky), růst množství vektorů přenášejících nemoci, vzestup mořské hladiny a zvýšení četnosti extrémních meteorologických jevů. Městské ekosystémy jako jsou například parky, mohou být globálním oteplením také ovlivněny. Změnit se může například druhová skladba (upřednostněním exotických druhů) a fenologické rytmy rostlin (Alcoforado – Andrade, 2008).

Na jedné straně stále přetrvává nejistota ohledně dopadů globální změny klimatu na velikost městských teplot a na straně druhé vliv městských oblastí na globální změnu klimatu. Mnoho studií dokazuje, že závěry mohou být skutečně rozmanité a tak jednotlivé dopady nelze vzájemně generalizovat (Alcoforado – Andrade, 2008).

3.8 Strategie zmírnění účinků tepelného ostrova

Možné přínosy ze zmírňování UHI jsou obrovské a vědecká obec provedla v této oblasti velké množství výzkumné činnosti. Vzhledem ke složitým podmínkám typických měst, jsou k dispozici jen zřídka jednoduché metody, které vedou k porozumění, kvantifikaci a zmírňování UHI. Potenciální opatření ke zmírnění účinků tepelného ostrova však slibují různé finanční a environmentální přínosy. Možná zmírňující opatření by se mohla v podstatě rozdělit na snížení uvolňování antropogenního tepla, lepší konstrukční řešení střech (zelené střechy) a další konstrukční faktory (např. zvlhčování a zvýšení albeda) (Memon, Leung, Chunho, 2008).

Čtyři hlavní strategie snižování intenzity tepelného ostrova jsou dle United States Environmental Protection Agency (2008) především zvýšení vegetačního pokryvu, zelené střechy (Green roofs), chladné střechy (Cool roofs) a chladná dlažba (Cool pavements), přičemž použití těchto strategií ve vzájemné kombinaci, výrazně zvyšuje jejich účinnost a poskytuje mnoho výhod.

3.8.1 Vegetační pokryv

Nedostatek vegetace ve veřejných prostranstvích městského prostředí usnadňuje absorpci krátkovlnného slunečního záření antropogenními materiály během dne, což umožňuje rozvoj tepelného ostrova v noci. Použití stromů a další vegetace v městském prostředí přináší mnoho výhod, jako je snížení spotřeby elektrické energie spotřebovávané klimatizací, snížení znečištění ovzduší a emisí skleníkových plynů, ochrana před škodlivým působením ultrafialového záření (UV), snížení odtoku dešťové vody a mnoho dalších (United States Environmental Protection Agency, 2008). Výsadba vegetace je nejčastějším prostředkem používaným jako zmírňující opatření, díky kterému je dosahováno značných úspor energie z důvodu snížení teplot v oblasti. Ve studii povrchového tepelného ostrova v Rotterdamu bylo zjištěno, že zvýšení podílu zeleně o 10% by snížilo povrchovou teplotu ve městě o 1,3 °C (Klok et al., 2012).

Listy a větve stromů redukují množství slunečního záření dopadajícího na povrch pod jejich korunami, přičemž množství záření procházejícího přes korunu stromů, se liší v závislosti na druhu rostliny. V létě na povrch nacházející se pod stromem dopadá v průměru 10 – 30% slunečního záření, přičemž jeho velké množství je využito pro transpiraci. V zimě je množství slunečního záření procházejícího korunou stromu mnohem vyšší a to až 10 – 80% procent. To je dáno tím, že stálezelené a opadavé stromy mají zcela rozdílné zimní olistění

(opadavé stromy ztrácejí olistění a dovolují tedy průchod většímu množství slunečního záření) (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Vegetace se od městských materiálů výrazně odlišuje ve vlhkostních, aerodynamických a tepelných vlastnostech. Proto je jejím prostřednictvím možné do určité míry ovlivňovat teplotu uvnitř města. Jedním z klíčových procesů je evapotranspirace, kterou jsou popisovány ztráty vody z rostlin do atmosféry ve formě páry (Taha et al., 1988). Například vysoký dub může odpařit až 150 m³ vody ročně (United States Environmental Protection Agency, 2008). Evapotranspiraci je spotřebovávána energie slunečního záření ve formě latentního tepla a do jisté míry též tepla citelného (Taha et al., 1988).

Přínosy vegetace v městském prostředí dále zahrnují například zlepšení zdraví obyvatelstva (zlepšení kvality ovzduší, omezení přímé expozice UV záření) a zlepšení kvality odtokové dešťové vody (využití srážek vegetací). Zachycení dešťových srážek funguje nejlépe při mírných deštích. Za přívalových dešťů již vegetace s půdou ztrácí schopnost vodu zadržet. Během léta bylo u opadavých stromů, stálezelených stromů a jehličnanů v Sacramentu zjištěno, že zachycují více než 35% srážek dopadajících na danou oblast. Vegetace v neposlední řadě prodlužuje životnost chodníků a komunikací, které jsou zastíněním chráněny před slunečním zářením (pro tento účel jsou výhodná stromořadí) a zvyšuje kvalitu života ve městě (vytvoření stanovišť pro ptáky a další živočichy, snížení úrovně hluku, sociální a psychologické výhody) (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Programy pro vysazování stromů ve městském prostředí jsou široce podporovány jako prostředek, který vede ke snížení oteplování způsobeného absorbcí, advekcí a opětovným dlouhodobým vyzářením akumulovaného tepla z ulic a budov, které obvykle vede ke vzniku městského tepelného ostrova (Cregg – Dix, 2001). Ve městech však většinou není mnoho prostoru pro výsadbu stromů, nebo městských lesů z důvodu nepropustných ploch jako jsou ulice nebo parkoviště, nehledě na řadu umělých stresů, se kterými se ve městském prostředí stromy potýkají. Nicméně například střechy, které zahrnují přibližně 40 – 50% nepropustných ploch ve městě poskytují možnost nahradit tyto nepropustné povrchy vegetací ve formě tzv. zelených střech (Dunnett – Kingsbury, 2004).

3.8.2 Zelené střechy

Zelené střechy jsou rodící se technologií, která může pomoci zmírnit intenzitu městských tepelných ostrovů. Zelenou střechou se rozumí vegetační vrstva pěstovaná na střeše budovy. Stejně jako vegetace nacházející se například v parcích, tak i střešní vegetace zastíňuje povrch a odvádí teplo pomocí evapotranspirace. Tyto dva mechanismy snižují teplotu povrchu střechy a tím i okolního vzduchu. Pěstební substrát zelené střechy navíc výrazně chrání povrch střechy před účinky větru a ultrafialového záření (United States Environmental Protection Agency, 2008). Zelené střechy byly dle mnohých mezinárodních studií uznány jako proveditelné řešení zvýšení pokryvu zeleně a obnovení mizejících zelených prostor v městském prostředí. Mohou nejen snížit ekologické dopady staveb, ale také mohou zlepšit jejich vzhled. Provedení zelených střech však čelí nedostatečné pozornosti k některým konkrétním otázkám jako například technologická řešení již postavených budov, nebo zastínění, které by mohlo nepříznivě ovlivňovat výsadby z důvodu nedostatku slunečního svitu (Monterusso et al., 2005).

Zdokonalené tepelné vlastnosti zelených střech pomáhají snižovat povrchovou teplotu v řádu o 10 – 15 °C, což také znamená nižší tepelný zisk i v interiérech budov. To umožňuje omezení používání klimatizačních zařízení (Niachou et al., 2001). Studie střešních zahrad ukazují, že asi 27% z celkového slunečního záření se od zelené střechy odráží, 60% je využito k výparu rostlin a půdy (evapotranspirace) a 13% je absorbováno půdou. Střecha však musí být velmi dobře udržována, jinak se její „tepelný výkon“ snižuje. Snížení energetické spotřeby (klimatizace) a snížení teploty venkovních střešních povrchů, tedy může výrazně pomoci redukovat vliv UHI ve městských centrech (Eumorfopoulou, Aravantinos, 1998). Modelová studie prováděná v Torontu předpokládá, že rozšíření zelených střech na 50% dostupného povrchu ve městském centru by se celé město ochladilo o 0,1 – 0,8 °C. Zavlažování těchto střech by dále snížilo teploty ve městě o zhruba 2 °C. Simulace tedy ukazují, že zejména díky dostatečné vlhkosti pro evapotranspirační ochlazování by zelené střechy mohly hrát významnou roli při snižování intenzity atmosférického tepelného ostrova (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Rozdělení zelených střech

- a) Intenzivní zelené střechy se většinou navrhují na veřejných místech a mají většinou hlubší substrát (více než 150mm) a hmotnost do 1000kg.m⁻². To umožňuje široké spektrum výběru rostlin (především stromy a keře). Nicméně vzhledem k nutnosti dodatečných stavebních úprav z důvodu vysoké hmotnostní zátěže, vysoké ceny, nutnosti zavlažování a pečlivé údržby jsou intenzivní střechy mnohem méně časté než střechy extenzivní (Sydney City Council, 2009).

- b) Extenzivní zelené střechy jsou nejjednodušší formou vegetačních střech. Mají mnohem mělčí substrát než střechy intenzivní (do 150mm) a hmotnost do 100kg.m⁻². To však umožňuje pěstování pouze nízko rostoucích rostlin (travníky, bylinné trvalky, letničky a suchu odolné sukulenty) (Sydney City Council, 2009). Konceptem extenzivního způsobu je navrhnout robustní zelenou střechu, která vyžaduje pouze minimální údržbu, nebo zásah člověka. Vhodnou volbou jsou rostliny přizpůsobené extrémním klimatickým podmínkám, které nepotřebují trvalé zavlažovací systémy. Důležitým faktorem pro pěstování extenzivních střech je sklon. Ten určuje, zda střecha bude schopna udržet pěstební substrát a ostatní části vegetační vrstvy. Strmější střechy také oproti jejich plochým ekvivalentům zadržují menší množství srážkové vody. (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Kromě výhod uvedených výše substrát s vegetací nacházející se na střeše pohlcuje hluk z dopravních letadel, izoluje uhlík, zadržuje srážkovou vodu a zlepšuje její kvalitu (filtrace průsakem). V neposlední řadě zelené střechy zvyšují biodiverzitu v rámci města, vytvořením stanovišť pro ptáky a bezobratlé živočichy a celkově poskytují více estetické prostředí pro práci a život obyvatel města (Köehler, 2003, Stovin, 2010).

3.8.3 Vegetace a redukce znečištění městské atmosféry

Vegetace ve městském prostředí má významný vliv na zlepšení kvality ovzduší. Plynné emise jsou dle United States Environmental Protection Agency (2008) redukovány především těmito procesy:

a) Suchá depozice

Rostliny zachycují plynné polutanty především prostřednictvím prùduchů. Uvnitř rostliny poté reagují s vodou a tvoří kyseliny a další látky. Rostliny mohou také zachytit částice unášené větrem. Některé částice jsou absorbovány rostlinou, jiné se mohou držet na jejím

povrchu, ze kterého mohou být resuspendovány do atmosféry pomocí větru, nebo smyty deštěm do půdy. Tyto procesy mohou snížit koncentrace různých znečišťujících látek v městském prostředí, jako jsou oxidy dusíku (NO_x), oxid siřičitý (SO_2), oxid uhelnatý (CO) a přízemní ozon (O_3).

b) Snížení emisí ze zaparkovaných automobilů

Stromy poskytují stín zaparkovaným automobilům, díky čemuž je držena jejich palivová nádrž v chladu. Tím je dosaženo snížení emisí způsobených odpařováním těkavých organických sloučenin (VOC), které jsou kritickými prekursory přízemního ozonu. Například jedna analýza prováděná ve Spojených státech předpokládá, že emise VOC z lehkých osobních vozidel v okrese Sacramento County mohou být sníženy o 2% za den, pokud obce zvýšily množství stromů na parkovištích o 8 – 50%.

c) Ukládání uhlíku

Rostoucí stromy, odstraňují z atmosféry uhlík a ukládají ho. Výsledkem tohoto cyklu je podstatné množství uhlíku uloženého ve stromech, vegetaci a půdě. Čistá míra uhlíku uloženého městskými stromy v kontinentálních Spojených státech v roce 2005 je odhadována na 24 milionů tun ročně (United States Environmental Protection Agency, 2008).

3.8.4 Chladné střechy (Cool roofs)

Krytiny chladných střech jsou vyrobeny z vysoce reflexních a emisních materiálů, které mohou v letním období zůstat přibližně o 28 – 33 °C chladnější než tradiční materiály. Sluneční záření se skládá z paprsků ultrafialového záření (5 %), viditelného světla (43 %) a infračerveného záření (52 %). Solární odrazivost vyjadřuje procento sluneční energie odražené povrchem (jedná se vlastně o albedo vyjádřené v %). Tradiční střešní krytiny mají solární odrazivost běžně kolem 5 – 15 %, což znamená, že absorbují 85 – 95 % sluneční energie. Nejchladnější střešní materiály mají naopak solární odrazivost více než 65 %, tzn. absorbují pouze 35 % sluneční energie. Tyto materiály odrážejí záření v celém slunečním spektru, zejména pak ve viditelném a infračerveném (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Za důležitý parametr, se při určování energetických příspěvků městských tepelných ostrovů kromě solární odrazivosti považuje také tzv. tepelná emisivita (Thermal emittance). Každý povrch vystavený slunečnímu záření se bude ohřívat, dokud nedosáhne tepelné rovnováhy. Tepelná emisivita vyjadřuje, kolik tepla je vyzářeno na jednotku plochy a jak

rychle povrch přijaté teplo vyzáří. Konvenční střešní povrchy většinou mají nízkou solární odrazivost, ale vysokou tepelnou emisivitu. Například standardní černé asfaltové střechy mohou v létě kolem poledne dosáhnout teploty 74 – 85 °C. Kovové střechy, které mají naopak vysokou solární odrazivost a nízkou tepelnou emisivitu, se mohou ohřát na přibližně 66 – 77 °C. Výzkumy ukazují, že chladné střechy mající jak vysokou solární odrazivost, tak vysokou tepelnou emisivitu dosahují za horkého letního počasí maximální teploty pouze 43 – 46 °C. Tyto maximální hodnoty se však mohou lišit v závislosti na místních podmínkách (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Rozdělení chladných střech

Dle United States Environmental Protection Agency (2008) se chladné střechy dělí na dva druhy: mírně šikmé a strmé. Mírně šikmou střechou se rozumí střecha v podstatě rovná, jen s takovým sklonem, aby byl umožněn odtok srážek. Tyto střechy se nejčastěji nachází na obchodních domech, průmyslových budovách, skladech, kancelářských budovách a některých rodinných domech. Strmé střechy se nachází na rodinných domech a maloobchodních komerčních objektech.

a) Mírně šikmé střechy

První možností řešení mírně šikmých střech jsou různé nátěry mající konzistenci husté barvy a obsahující přísady zlepšující jejich přilnavost, trvanlivost a schopnost samočištění dešťovými srážkami. Majitelé staveb mohou tyto nátěry použít na celé řadě povrchů jako asfalt, šterk, kov a další materiály. Existují dva hlavní typy střešních nátěrů: cementové a elastomerní. Cementové nátěry obsahují cementové částice a elastomerní nátěry obsahují polymery pro snížení křehkosti a zlepšení přilnavosti. Oba typy mají solární odrazivost více než 65 % a tepelnou emittanci 80 – 90 %, nebo vyšší. Důležitý rozdíl mezi těmito druhy nátěrů je, že elastomerní nátěry poskytují zároveň hydroizolaci, zatímco nátěry cementové jsou propustné a hydroizolační funkci plní základový střešní materiál. Druhou možností řešení mírně šikmých střech jsou jednovrstvé (single-ply) membrány. Dodávají se ve formě prefabrikátových listů pokládaných v jedné vrstvě. Instalace obvykle probíhá prostřednictvím lepení, mechanického upevnění, nebo tepelného svařování (United States Environmental Protection Agency, 2008).

b) Strmé střechy

Albedo produktů určených pro použití na strmých střechách je obecně nižší než u méně šikmých střech. Solární odrazivost tradičních tašek vyrobených obvykle z hlíny nebo betonu,

se pohybuje mezi 10 – 30 %. Někteří výrobci začali produkovat tašky a šindele obsahující pigmenty, které odrážejí sluneční energii v infračerveném spektru. Solární odrazivost těchto produktů se pohybuje od 25 % do téměř 70 % v závislosti na barvě. Na podobném principu se začaly vyrábět i kovové střešní krytiny, které mají vysokou odolnost a dlouhou životnost (solární odrazivost 20 – 90 %) (United States Environmental Protection Agency, 2008).

3.8.5 Chladná dlažba (Cool pavements)

Konvenční dlažba (silnice, chodníky) je většinou vyrobena z betonu a asfaltu, což může v letním období způsobovat zvýšení povrchových teplot na cca 48 – 67 °C. Tyto povrchy navíc přenášejí teplo do podloží vozovky, které se v noci uvolňuje. Vysoké teploty povrchu také mohou ohřívat dešťovou vodu odtékající do místních vodních zdrojů. Tyto efekty přispívají k tvorbě městských tepelných ostrovů (zvláště nočních) a snížení jakosti dešťové vody. Běžné dlažební materiály, jako je asfalt nebo beton mají solární odrazivost 5 – 40 %, přičemž tyto hodnoty jsou však závislé na stáří a materiálu, ze kterého je dlažba vyrobena (například asfalt má tendenci v průběhu let vyblednout a naopak beton má tendenci tmavnout) (United States Environmental Protection Agency, 2008).

Jednou z možností snížení povrchové teploty je dle United States Environmental Protection Agency (2008) kromě využití reflexních materiálů, tzv. pórovitá dlažba (permeable pavement). Tato dlažba umožňuje přístup vzduchu, vody a vodní páry. Technologie propustné dlažby zahrnuje například drenážní asfaltový koberec, aplikaci pórobetonu, děrované dlaždice a další. Pokud je tato dlažba vlhká, lze jejím prostřednictvím podobně jako je tomu u vegetace snížit teplotu povrchu pomocí odpařování. Některé druhy systémů propustné dlažby lze navíc osázet nízkou vegetací, což ochlazovací efekt může ještě zesílit. Do jaké míry však ovlivňuje povrchovou teplotu suchá propustná dlažba, je složitější. Například vzduchové dutiny v pórovité dlažbě zamezují přenosu tepla do spodních vrstev a vysoká teplota je udržována na povrchu. To sice vede ke zvýšení denních povrchových teplot, ale zároveň ke snížení akumulace tepla (snížení nočního dlouhodobného vyzařování).

Za chladnou dlažbu se v současné době považuje taková, která má vysokou solární odrazivost, nebo využívá propustného materiálu. Některé z těchto materiálů jsou již dlouho využívány (například běžný beton, který má zpočátku vysokou sluneční odrazivost). Pro lepší pochopení vlivů chladné dlažby na redukci intenzity městských tepelných ostrovů je však třeba dalšího výzkumu (United States Environmental Protection Agency, 2008).

3.9 Pražský tepelný ostrov

3.9.1 Výkyvy teplot vzduchu v pražském Klementinu

V České republice se Pražským tepelným ostrovem zabýval například Brázdil a Budíková (1999). V jejich práci je studována intenzifikace městského tepelného ostrova a její vliv na sezónní a roční teploty vzduchu v klimatologické stanici Praha Klementinum, prostřednictvím srovnání teplot s venkovskými stanicemi. Pro výpočet intenzity UHI Brázdil a Budíková použily série sezónních a ročních teplot vzduchu, shromážděných z 18 stanic nacházejících se nejdále 40 km od Klementina s nejméně 20 letým kontinuálním pozorováním mezi lety 1921 – 1995.

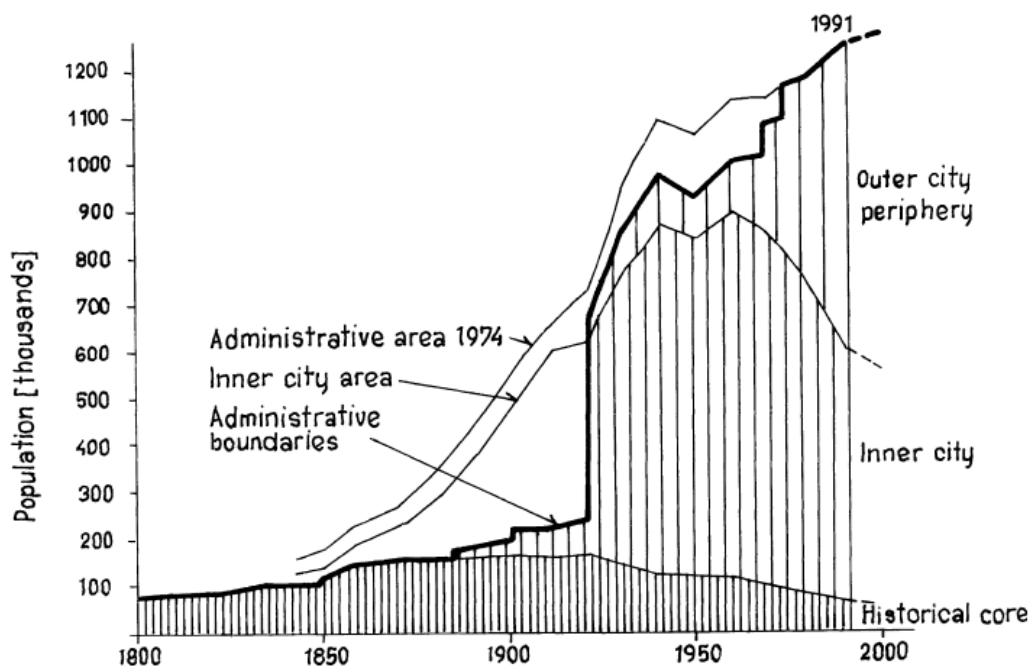


Obr. č. 5: Geografické rozložení klimatologických stanic v Praze a jejím okolí, do 50 km od Klementina (1: historicky urbanizovaná území; 2: Pražská aglomerace).

Zdroj: Brázdil – Budíková, 1999

Brázdil a Budíková (1999) dospěli k závěru, že pozitivní a statisticky významné trendy dokumentující oteplování Klementina, ve srovnání s ostatními stanicemi převažují. Zjištěny byly také negativní trendy, ale ty jsou zpravidla vázány na kratší období pozorování během tří až čtyř desetiletí před rokem 1995. Toto porovnání s výjimkou letního období dokumentuje, statisticky významné městské oteplování v Klementinu. Oteplování je nejnápadnější v zimě a na jaře ($0,06\text{ °C}/10\text{ let}$) a během celého roku ($0,05\text{ °C}/10\text{ let}$). Nejnižší a nejméně významné oteplení bylo zaznamenáno v létě ($0,01\text{ °C}/10\text{ let}$).

Intenzifikace UHI obvykle koreluje s nárůstem velikosti městské populace, rozšířením městských zastavěných oblastí a zvyšující se spotřebou energie. V posledních 50 – 60 letech lze v Praze pozorovat zpomalení růstu populace. Počet obyvatel se ve vnitřním městě snížil a ve vnějším městě a jeho okrajích se zvýšil. Spotřeba energie, se však podstatně zvýšila jen v letech 1975 – 1987. Tehdy spotřeba energie vzrostla o 25,5 % (Brázdil, 1993). Tyto faktory společně s rozšířením zastavěné oblasti mohou být považovány za hlavní důvody intenzifikace UHI.



Obr. č. 6: Růst a rozložení obyvatelstva v Praze.

Zdroj: Brázdil – Budíková, 1999

Ohřívání městských klimatologických stanic antropogenním teplem může vést k výraznému zkreslení reálné hodnoty pozorovaných teplotních trendů. Z tohoto důvodu byly hodnoty pozorovaných lineárních trendů mezi lety 1922 – 1995 Brázdilem a Budíkovou v případě Klementina sníženy o 21 % pro zimu, o 27 % pro rok jako celek, o 31 % pro jaro, o 78 % pro podzim a jen o 7 % pro léto. Tak výrazné snížení hodnoty lineárního trendu pro podzim bylo třeba z důvodu jeho nižší hodnoty (0,63 °C/100 let) ve srovnání se zimou (3,05 °C/100 let) a jarem (1,98 °C/100 let).

Brázdil a Budíková (1999) tvrdí, že v jejich analýze hraje určitou roli nejistota vyčíslených časových změn spojených s variabilitou výběru použitých stanic, kvalitou jejich měření a homogenizací dat.

3.9.2 Synoptické situace a pražský tepelný ostrov

Beranová a Huth (2003) studovali vliv synoptických situací na intenzitu UHI v Praze. Pro výpočet intenzity tepelného ostrova byly použity třicetileté řady minimálních denních teplot z let 1961 až 1990. Intenzita UHI pro daný den byla vypočítána jako rozdíl mezi minimální denní teplotou na klimatologické stanici Praha-Klementinum a aritmetickým průměrem minimálních denních teplot venkovských stanic. Pro porovnání s městskou stanicí Praha-Klementinum byly vybrány tři venkovské stanice: Ondřejov, Brandýs n/L a Doksany. Všechny venkovské stanice leží ve vzdálenosti do 50 km od stanice Praha-Klementinum.

Beranová a Huth (2003) došli k závěrům, že tepelný ostrov je lépe rozvinut za anticyklonálních situací, než za cyklonálních. Nejvyšší průměrné intenzity ($\Delta T_{u-r} = 3,06 \text{ }^\circ\text{C}$) dosáhl pražský tepelný ostrov za situace Ap4 – putující anticyklona. Tato situace se projevuje nejdelší dobou trvání slunečního svitu ze všech situací ve všech ročních obdobích. Z cirkulačního hlediska je situace putující anticyklóny typem přechodným. Je tvořena anticyklónami, vyjádřenými pouze v přízemním tlakovém poli, které se pohybují ve směru řídicího proudění přes střední Evropu. Dráha Ap4 probíhá z jižní Skandinávie přes Polsko na Balkán. Situace této skupiny jsou tvořeny pouze jádry vysokého tlaku, která pronikla z oblasti grónské anticyklóny nad Norské moře a střední Skandinávii, a odtud postupují po polární ose na jižní Norsko, Karpaty a Balkán. Četnost výskytu situace je malá, asi 10% všech případů. (Dostupné na <http://old.chmi.cz/meteo/om/mk/syntypiz/syntypy.html>). Nejnižší průměrná intenzita tepelného ostrova nastala při jihovýchodní cyklonální situaci SEc ($\Delta T_{u-r} = 1,97 \text{ }^\circ\text{C}$) (Beranová – Huth, 2003). Výškové tlakové pole situace SEc je tvořeno hřebenem vysokého tlaku, probíhajícím přes Černé moře a Ukrajinu na Skandinávii, s anticyklónou nad Ukrajinou a brázdou nízkého tlaku, vybíhající z Islandské cyklóny do západního Středomoří, kde bývá samostatný střed nízkého tlaku. Při zemi leží nejčastěji střed stacionární anticyklóny nad Moskevskou oblastí a střed řídicí cyklóny nad Ligurským mořem. Krátká a slabě vyjádřená frontální zóna s vchodem nad Sicílií probíhá přes Východní Alpy a Čechy na Dánsko. Situace se vyskytuje poměrně málo a převážně jen v zimním období s maximem při nástupu zimy (Dostupné na <http://old.chmi.cz/meteo/om/mk/syntypiz/syntypy.html>).

V letním období se nejvyšší intenzita tepelného ostrova vyskytovala za situace Ap4 a v zimním období za situace Ap1 (Beranová – Huth, 2003). Dráha Ap1 probíhá po Azorské ose ze Španělska přes Bavorsko a naše území na severní Ukrajinu. Situace této skupiny se vyskytují asi v 10% všech případů a nejčastěji trvají 1 den. Statistické rozložení četnosti během roku je vlivem malého počtu případů nerovnoměrné s tendencí větší četnosti na podzim (Dostupné na <http://old.chmi.cz/meteo/om/mk/syntypiz/syntypy.html>). V létě je v průběhu anticyklonálních situací většinou jasno, mírný vítr a absence srážek, přičemž v zimním období a na podzim se mohou častěji vyskytovat inverzní situace, mlhy a nízká oblačnost. Oblačnost brání slunečnímu záření dostat se k zemskému povrchu, a tím se intenzita tepelného ostrova snižuje. Výskyt extrémního tepelného ostrova ($\Delta T_{u-r} > 4 \text{ } ^\circ\text{C}$) během anticyklonálních situací je nejčastější v létě a v zimě a nejméně častý na podzim, přičemž během cyklonálních situací je nejčastější v zimě a nejméně častý na jaře. Za anticyklonálních situací jsou relativní četnosti výskytu extrémního tepelného ostrova ve všech ročních obdobích vyšší (Beranová – Huth, 2003).

Aby bylo možné zkoumat roční chod intenzity tepelného ostrova, tak Beranová a Huth (2003) spojili cirkulační typy do skupin se společnými rysy, tj. do tzv. nadtypů. Cirkulační typy byly spojeny jak podle toho, zda v nich převládá cyklonální nebo anticyklonální charakter proudění, tak podle převládajícího směru proudění (viz. tabulka 1). Ve všech nadtypech je intenzita UHI nejvyšší v letním období, kromě nadtypu N+NE, který má stejnou hodnotu intenzity tepelného ostrova i v zimě. V létě a na podzim má UHI nejnižší intenzitu v nadtypu E+SE. Na jaře dosahuje nižší, ale srovnatelné hodnoty nadtyp S+SW a v zimě nadtyp W+NW. Nejvyšší relativní výskyt dnů s extrémním tepelným ostrovem má nadtyp N+NE v zimě (16,5 %), kdežto nejnižší relativní výskyt má nadtyp E+SE na podzim (1,7 %).

Tab. č. 1: Rozdělení cirkulačních typů do nadtypů dle jejich převládajícího charakteru cirkulace.

Nadtyp	Cirkulační typy
cyklonální	B, Bp, C, Ec, Nc, NEc, NWc, SEc, SWc1-3, Wc, Wcs
anticyklonální	A, Ap1-4, Ea, NEa, Nwa, Sa, SEa, SWa, Wa, Wal
N+NE	Nc, NEc, NEa
E+SE	Ec, Ea, SEc, SEa
S+SW	Sa, SWc1-3, SWa
W+NW	Wc, Wcs, Wa, Wal, NWc, Nwa

Zdroj: Beranová – Huth, 2003

Dle Beranové a Hutha (2003) intenzita tepelného ostrova významně závisí nejen na cyklonalitě, ale i na převažujícím směru proudění daného cirkulačního typu. Největší intenzity dosahuje Pražský tepelný ostrov za anticyklonálních situací ($\Delta T_{u-r} = 2,57 \text{ }^\circ\text{C}$) a v typech s převládajícím prouděním od severu a severovýchodu ($\Delta T_{u-r} = 2,59 \text{ }^\circ\text{C}$), kde se také vyskytuje největší relativní počet dnů s extrémní intenzitou tepelného ostrova.

Regresní analýzou průměrné roční intenzity tepelného ostrova Beranová s Huthem (2003) zjistili růst $1,2 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ let}$. Nejvyšší růst intenzity tepelného ostrova byl zaznamenán na podzim a nejnižší v zimě, přičemž lineární trendy intenzity tepelného ostrova se mezi cyklonálním a anticyklonálním nadtypem významně liší. Trend průměrné roční intenzity tepelného ostrova v anticyklonálních situacích je $1,6 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ let}$, zatímco v cyklonálních $1,3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ let}$. Ve všech obdobích kromě jara byl pozorován větší růst intenzity tepelného ostrova v anticyklonálních situacích než v cyklonálních. Trendy intenzity tepelného ostrova se liší i mezi nadtypy určenými podle převládajícího směru proudění. Největší růst průměrné roční intenzity tepelného ostrova je v nadtypech N+NE a S+SW ($2,2 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ let}$), zatímco v nadtypech E+SE a W+NW nebyl trend statisticky prokázán (Beranová – Huth, 2003).

4 Materiál a metody

Pro zpracování experimentální části této bakalářské práce byly využity datové soubory průměrných měsíčních teplot vzduchu ze dvou pražských klimatologických stanic v období 1965–2011. Z centra Prahy byla vybrána stanice Praha-Karlov a z periferní oblasti města stanice Praha-Ruzyně. Data pocházejí z archivu KAB ČZU v Praze, která katedra zakoupila od ČHMÚ.

Klimatologická měření a pozorování na stanici Praha – Karlov byla zahájena 1. 1. 1920. Stanice je umístěna v jihozápadní části budovy matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy, na věži převyšující okolní budovy. Meteorologické přístroje jsou umístěny na plošině ve výšce 27 m nad terénem a 260 m n.m. Dnem 1. 8. 2002 byl na tomto pracovišti zahájen provoz kombinovaného typu, tzn., že v době 07-21 hodin SEČ je to stanice s lidskou obsluhou a v době 21-07 hodin SEČ je stanicí automatickou (bez lidské obsluhy). Tímto datem se pracoviště ČHMÚ v Praze na Karlově stalo profesionální meteorologickou stanicí kombinovaného typu s celodenním nepřetržitým provozem (Dostupné na <http://old.chmi.cz/meteo/opss/historie.php?ukazatel=karlov>). Stanice Praha-Ruzyně se nachází na letišti Václava Havla na západním návětrném okraji Prahy. Vliv tepelného ostrova by tak na ni měl být méně patrný.

Tab. č. 2: Základní informace o vybraných klimatologických stanicích.

Indikativ	WMO	Název stanice	Typ stanice	Souřadnice	Nadm. výška (m n.m.)	Začátek pozorování
P1PKAR01	11 519	Praha - Karlov	KLIMA-SYNOP-INTER-AMS	50° 04' s.š. 14° 26' v.d.	260	1.1.1920
P1PRUZ01	11 518	Praha - Ruzyně	KLIMA-SYNOP-INTER-AMS	50° 06' s.š. 14° 15' v.d.	365	1.1.1948

Sezóny jsou vymezeny následovně: zima jako prosinec předchozího roku a leden, únor roku následujícího, jaro jako březen až květen, léto jako červen až srpen, podzim jako září až listopad. Roční průměr byl vypočítán z průměrných měsíčních teplot ledna až prosince

daného roku. V období 1965–2011 byly pro obě klimatologické stanice vypočítány dlouhodobé teplotní průměry a teplotní odchylky od dlouhodobého průměru pro jednotlivé sezóny. Z takto zpracovaných dat byly vytvořeny sloupcové grafy v programu Microsoft Excel. Pro jednotlivé sezóny a celý rok byly v programu Microsoft Excel také vytvořeny spojnicové grafy vývoje průměrných teplot vzduchu ve sledovaném období 1965–2011 s lineárním trendem, koeficientem determinace R^2 a rovnicí přímky. Desetinásobkem sklonu spojnice trendu byl vypočítán lineární trend průměrných sezónních a ročních teplot na deset let ($^{\circ}\text{C}/10$ let).

Na závěr byl vypočítán průběh dlouhodobých změn intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období za jednotlivé sezóny a rok prostřednictvím rozdílu průměrných měsíčních teplot vzduchu mezi klimatologickou stanicí Praha-Karlov a stanicí Praha-Ruzyně (ΔT_{u-r} ($^{\circ}\text{C}$)), přičemž průměrné měsíční teploty ze stanice Praha-Ruzyně byly pro tento účel vyrovnány na nadmořskou výšku stanice Praha-Karlov pomocí vertikálních teplotních gradientů pro ČR ($^{\circ}\text{C}/100$ m) dle Smolíka a Stružky (1959) (viz tabulka č. 3). Přepočtení měsíčních průměrných teplot vzduchu ze stanice Praha-Ruzyně na nadmořskou výšku stanice Praha-Karlov bylo provedeno pomocí vzorce dle Noska (1972):

$$t_x = t_d + [(h_r - h_k) \cdot g_t] / 100$$

kde t_d vyjadřuje průměrnou měsíční, nebo roční teplotu vzduchu ze stanice Praha-Ruzyně, h_r vyjadřuje nadmořskou výšku stanice Praha-Ruzyně, h_k vyjadřuje nadmořskou výšku stanice Praha-Karlov a g_t vyjadřuje teplotní gradient (tabulka č. 3).

Tab. č. 3: Hodnoty vertikálních teplotních gradientů pro průměrné měsíční hodnoty a rok ($^{\circ}\text{C}/100$ m).

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
$^{\circ}\text{C}/100$ m	0,47	0,52	0,63	0,73	0,74	0,75	0,72	0,69	0,63	0,56	0,52	0,48	0,62

Zdroj: Smolík – Stružka, 1959

Výsledky ročního chodu tepelného ostrova jsou prezentovány formou tabulek s průměrnými hodnotami intenzity UHI za jednotlivé sezóny a rok, tabulek s vypočítaným lineárním trendem intenzity UHI na sto let (viz výše uvedený postup zpracování trendů průměrných teplot) a spojnicových grafů intenzity UHI proložených polynomickým trendem.

5 Výsledky

5.1 Teplotní poměry klimatologických stanic Praha-Karlov a Praha-Ruzyně

V tabulce č. 4 můžeme vidět průměrné měsíční teploty vzduchu v období 1965 – 2011, přičemž rozdíl mezi teplotami vzduchu klimatologických stanic Praha-Karlov a Praha-Ruzyně činí z důvodu efektu tepelného ostrova v průměru 1,5 °C/rok.

Tab. č. 4: Průměrná měsíční teplota vzduchu (°C) ve stanici Praha-Karlov a Praha-Ruzyně mezi lety 1965 – 2011.

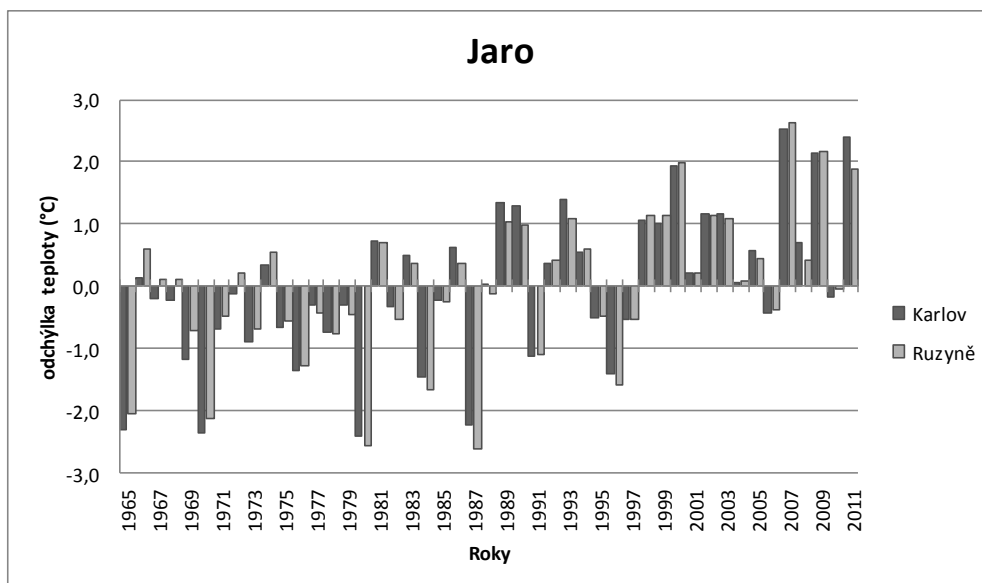
Měsíc	Praha-Karlov [°C]	Praha-Ruzyně [°C]
I.	-0,1	-1,6
II.	1,3	-0,3
III.	5,0	3,4
IV.	9,7	8,1
V.	14,8	13,2
VI.	17,9	16,2
VII.	19,6	17,9
VIII.	19,2	17,6
IX.	14,8	13,4
X.	9,8	8,3
XI.	4,5	3,0
XII.	1,2	-0,2
Roční průměr	9,8	8,3

5.1.1 Odchyly teplot vzduchu od dlouhodobého průměru

Na obrázku 7-10 jsou znázorněny odchyly teplot vzduchu od dlouhodobého průměru během let 1965 – 2011 za jednotlivé sezóny.

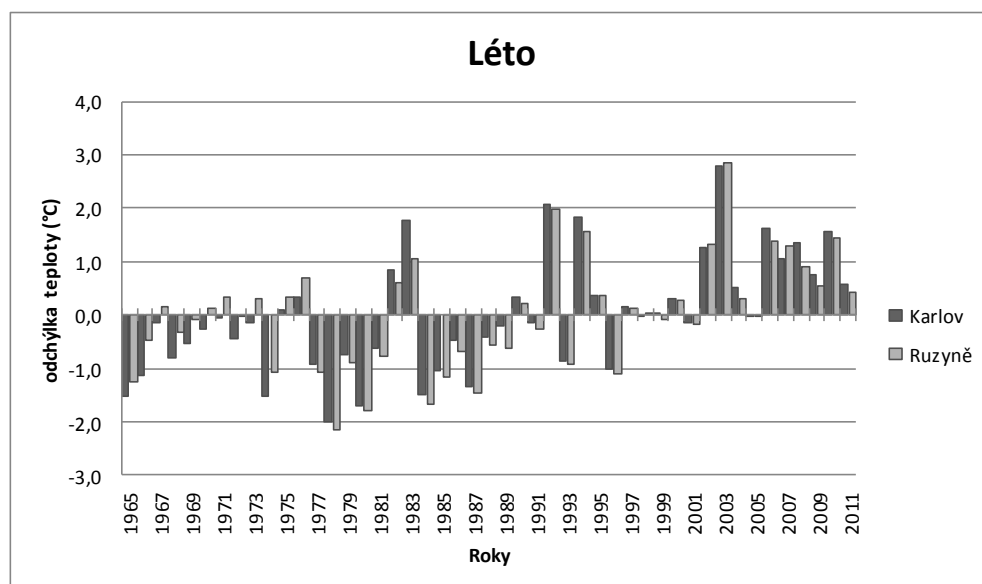
V jarním období se nejvyšší negativní odchyly teplot od dlouhodobého průměru vyskytovaly v letech 1970, 1980 a 1987 a nejvyšší pozitivní odchyly se vyskytovaly v roce

2007, 2009 a 2011. Po přelomu 20. a 21. století se již většinou vyskytovaly pouze kladné odchylky od dlouhodobého průměru.



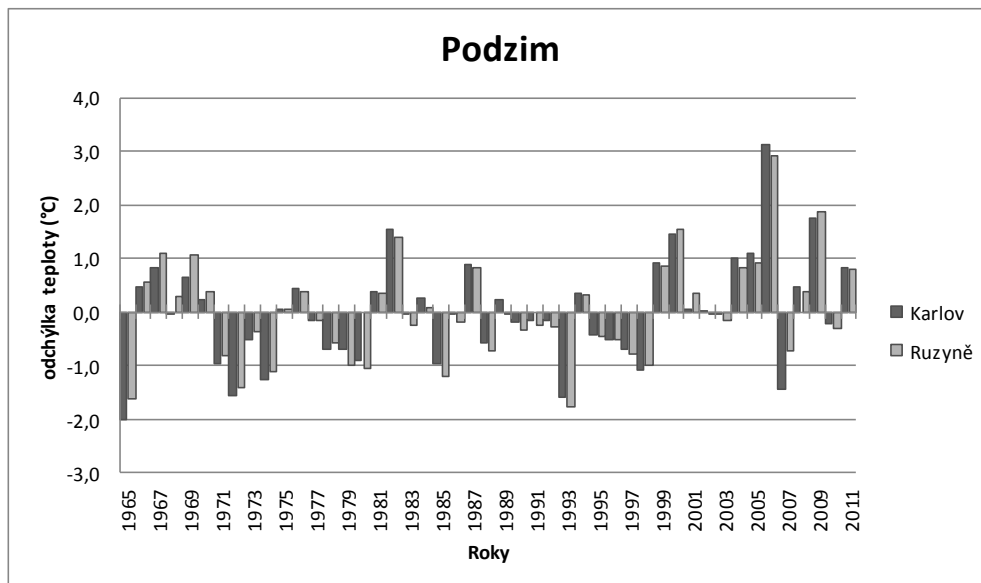
Obr. č. 7: Odchylky teplot vzduchu v jarním období v klimatologických stanicích Praha-Karlov a Praha-Ruzyně.

V letním období je patrný zvýšený výskyt negativních odchylek teplot od dlouhodobého průměru a to nejvíce v období do konce osmdesátých let. Po přelomu 20. a 21. století se již většinou vyskytovaly pouze pozitivní odchylky od dlouhodobého průměru. Nejvyšší pozitivní odchylka se vyskytovala v roce 2003 a nejvyšší negativní odchylka v roce 1978.



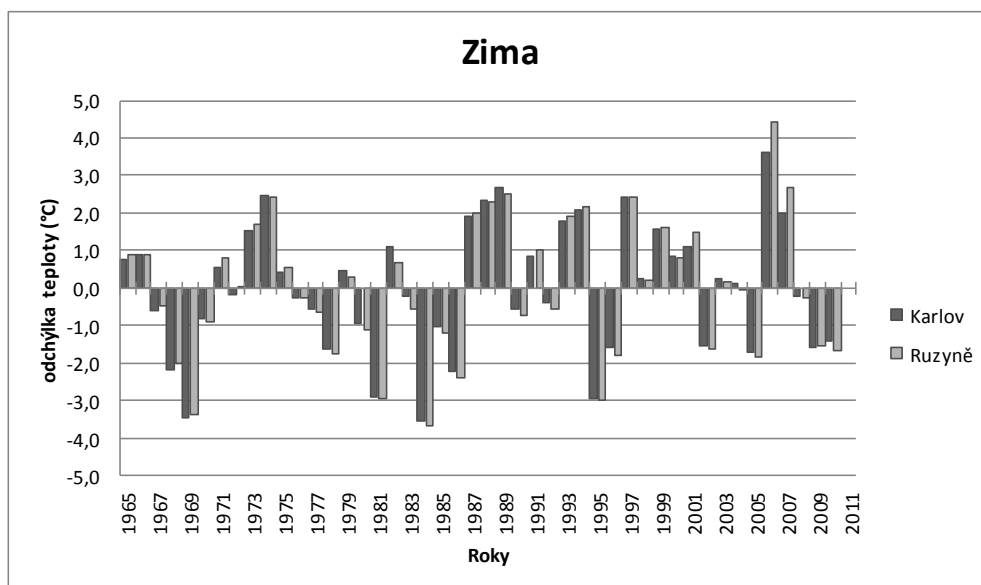
Obr. č. 8: Odchylky teplot vzduchu v letním období v klimatologických stanicích Praha-Karlov a Praha-Ruzyně.

V podzimním období lze pozorovat periodické změny v negativních a pozitivních odchylkách od dlouhodobého průměru, přičemž četnost negativních odchylek je vyšší. Nejvyšší pozitivní odchylka se vyskytovala v roce 2006 a nejvyšší negativní odchylka se vyskytovala v roce 1965.



Obr. č. 9: Odchylky teplot vzduchu v podzimním období v klimatologických stanicích Praha-Karlov a Praha-Ruzyně.

V zimním období lze pozorovat podobně jako v období podzimním jistou periodicitu pozitivních a negativních odchylek od dlouhodobého průměru. Nejvyšší pozitivní odchylka se vyskytovala v roce 2006 a nejvyšší negativní odchylka se vyskytovala v roce 1984.

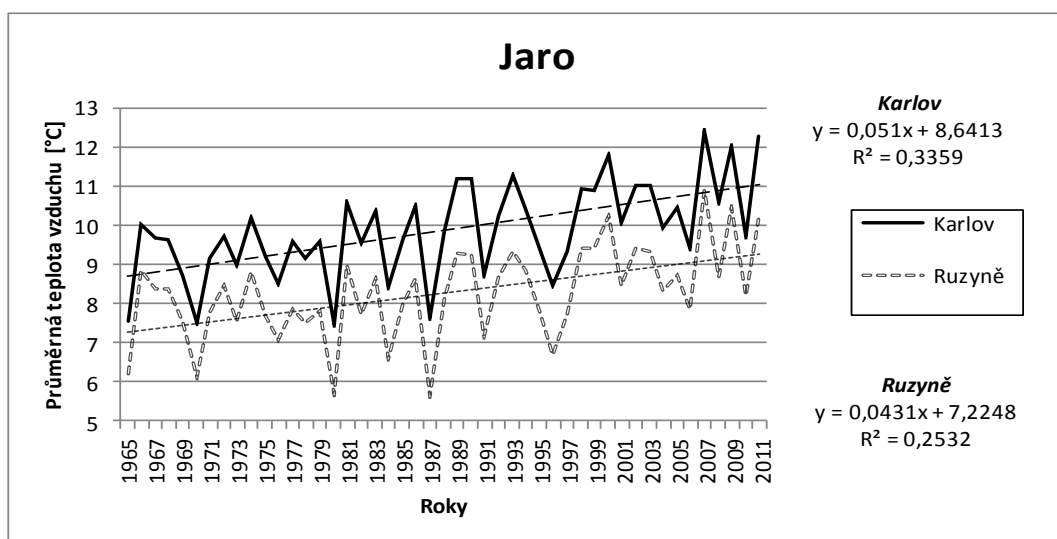


Obr. č. 10: Odchylky teplot vzduchu v zimním období v klimatologických stanicích Praha-Karlov a Praha-Ruzyně.

5.1.2 Vývoj teplot vzduchu ve sledovaném období

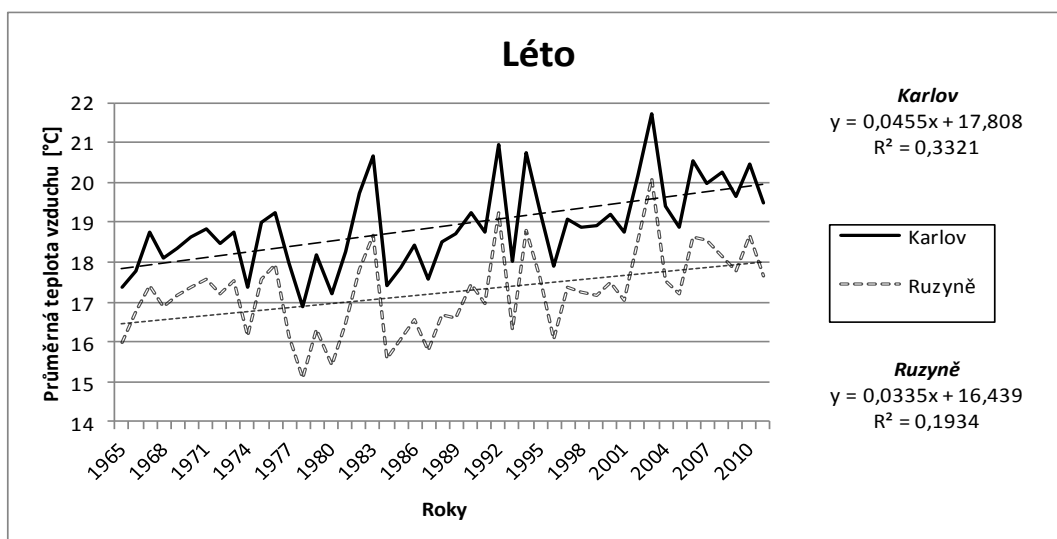
Na obrázku 11-15 je znázorněn vývoj průměrných teplot vzduchu na klimatologických stanicích Praha-Karlov a Praha-Ruzyně za jednotlivé sezóny a rok, ve sledovaném období 1965-2011.

V jarním období se nejvyšší průměrná teplota vzduchu vyskytovala v roce 2007 ve stanici Praha-Karlov a nejnižší průměrná teplota se vyskytovala v roce 1987 ve stanici Praha-Ruzyně.



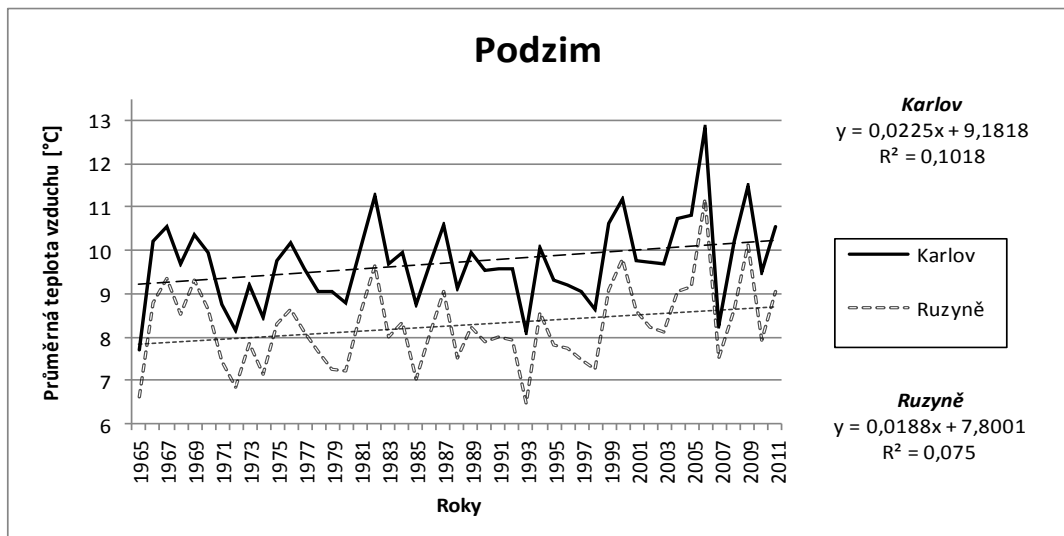
Obr. č. 11: Vývoj průměrných teplot vzduchu v jarním období.

V letním období se nejvyšší průměrná teplota vzduchu vyskytovala v roce 2003 ve stanici Praha-Karlov a nejnižší průměrná teplota vzduchu se vyskytovala v roce 1978 ve stanici Praha-Ruzyně.



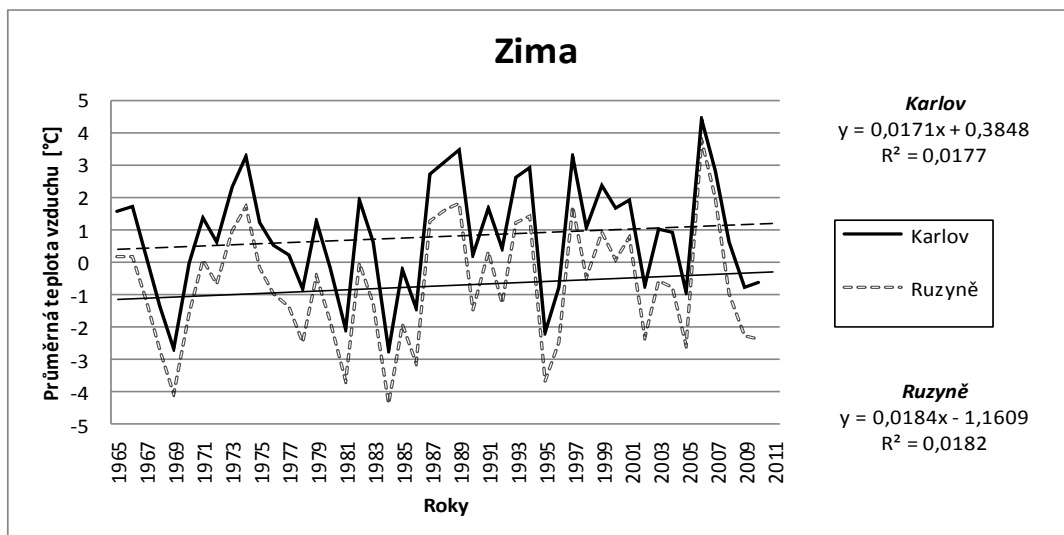
Obr. č. 12: Vývoj průměrných teplot vzduchu v letním období.

V podzimním období se nejvyšší průměrná teplota vzduchu vyskytovala v roce 2006 ve stanici Praha-Karlov a nejnižší průměrná teplota vzduchu se vyskytovala v roce 1993 ve stanici Praha-Ruzyně.



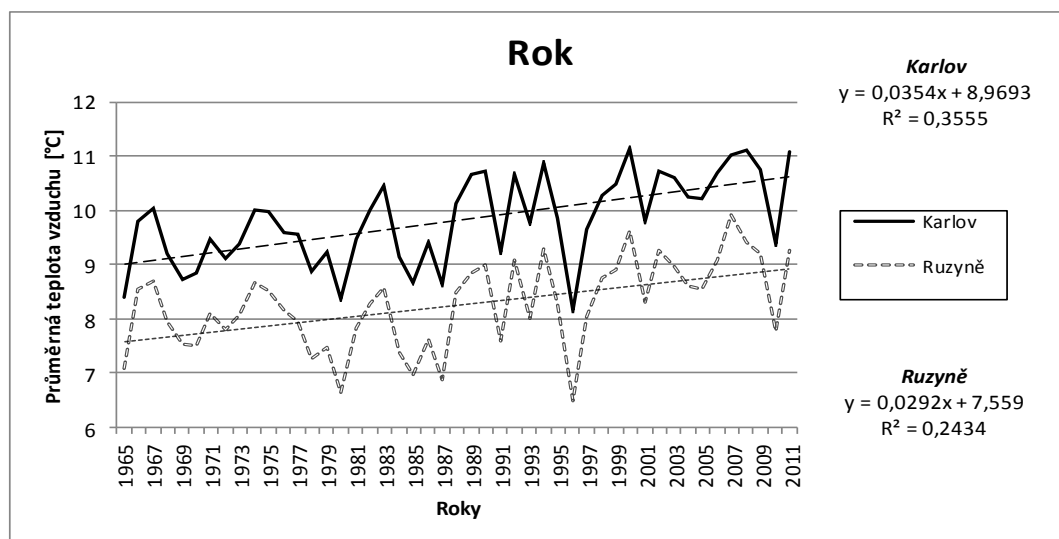
Obr. č. 13: Vývoj průměrných teplot vzduchu v podzimním období.

V zimním období se nejvyšší průměrná teplota vzduchu vyskytovala v roce 2006 ve stanici Praha-Karlov a nejnižší průměrná teplota vzduchu se vyskytovala v roce 1984 ve stanici Praha-Ruzyně.



Obr. č. 14: Vývoj průměrných teplot vzduchu v zimním období.

V průměrných ročních teplotách se nejvyšší teplota vzduchu vyskytovala v roce 2000 ve stanici Praha-Karlov a nejnižší průměrná teplota vzduchu se vyskytovala v roce 1996 ve stanici Praha-Ruzyně.



Obr. č. 15: Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu.

Hodnota lineárního trendu ročních teplotních průměrů pro klimatologickou stanici Praha-Karlov je 0,35 °C/10 let a pro stanici Praha-Ruzyně 0,29 °C/10 let. V sezónních průměrech se nejvyšší hodnota lineárního trendu vyskytuje v klimatologické stanici Praha-Karlov a to v jarním období (0,51 °C/10 let) a v letním období (0,45 °C/10 let). Nejnižší hodnota lineárního trendu se naopak vyskytuje v zimním období v klimatologické stanici Praha-Karlov (0,17 °C/10 let) a v zimním období ve stanici Praha-Ruzyně (0,18°C/10 let). Statisticky významný je trend u obou sledovaných klimatologických stanic na jaře, v létě, na podzim a v roce a statisticky nevýznamný je v zimě.

Tab. č. 5: Hodnoty lineárních trendů pro jednotlivé sezóny a rok (statisticky nevýznamné trendy jsou podtrženy).

Sezóna	Praha-Karlov (°C/10 let)	Praha-Ruzyně (°C/10 let)
Jaro	0,510	0,431
Léto	0,452	0,335
Podzim	0,225	0,188
Zima	<u>0,171</u>	<u>0,184</u>
Rok	0,354	0,292

5.2 Roční chod intenzity pražského tepelného ostrova

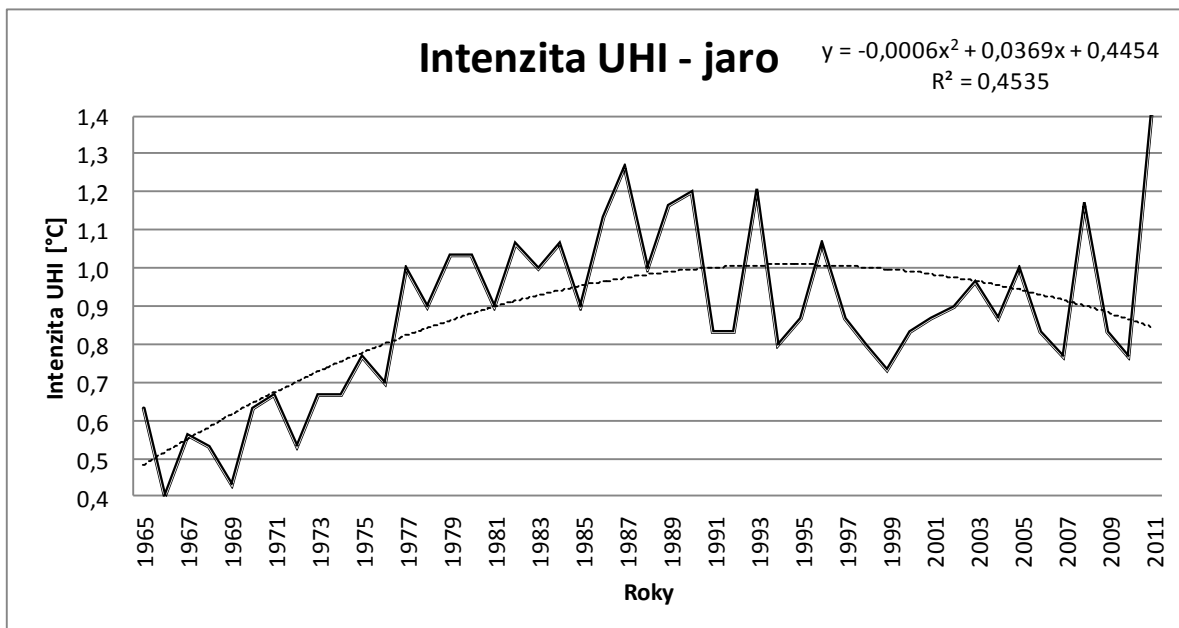
Z tabulky č. 6 vyplývá, že nejvyšší intenzitu má pražský tepelný ostrov v zimě ($\Delta T_{u-r} = 1,0061 \text{ } ^\circ\text{C}$) a v létě ($\Delta T_{u-r} = 0,9007 \text{ } ^\circ\text{C}$) a naopak nejnižší intenzitu na jaře ($\Delta T_{u-r} = 0,8772 \text{ } ^\circ\text{C}$). Podzimní hodnoty intenzity tepelného ostrova se pohybují na úrovni mezi jarní a letní sezónou ($\Delta T_{u-r} = 0,8812 \text{ } ^\circ\text{C}$).

Tab. č. 6: Průměrná intenzita pražského tepelného ostrova v období mezi lety 1965 – 2011 (Praha-Karlov a Praha-Ruzyně).

Sezóna	Průměrná intenzita UHI ($^\circ\text{C}$)
Jaro	0,8772
Léto	0,9007
Podzim	0,8812
Zima	1,0061
Rok	0,9122

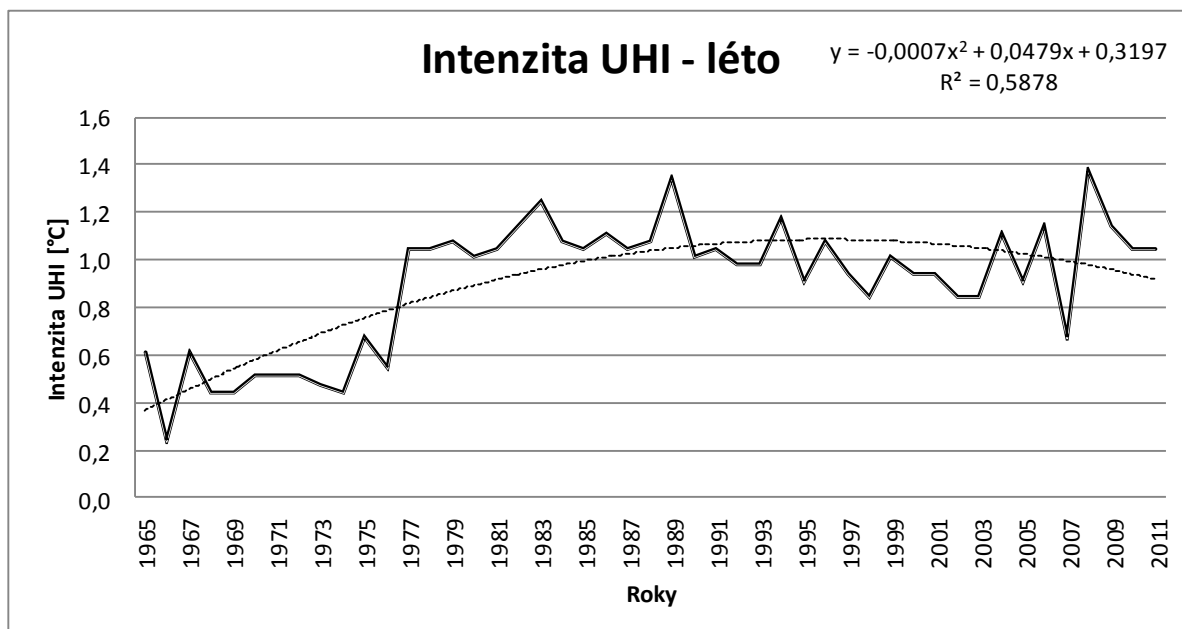
Na obrázku 16 – 20 je znázorněn vývoj průměrné intenzity tepelného ostrova za jednotlivé sezóny a rok, přičemž ve všech sezónách proložených polynomickým trendem můžeme v posledních dvou desetiletí sledovaného období vidět postupný pokles.

V jarním období se nejvyšší průměrná intenzita pražského tepelného ostrova vyskytovala v roce 1987.



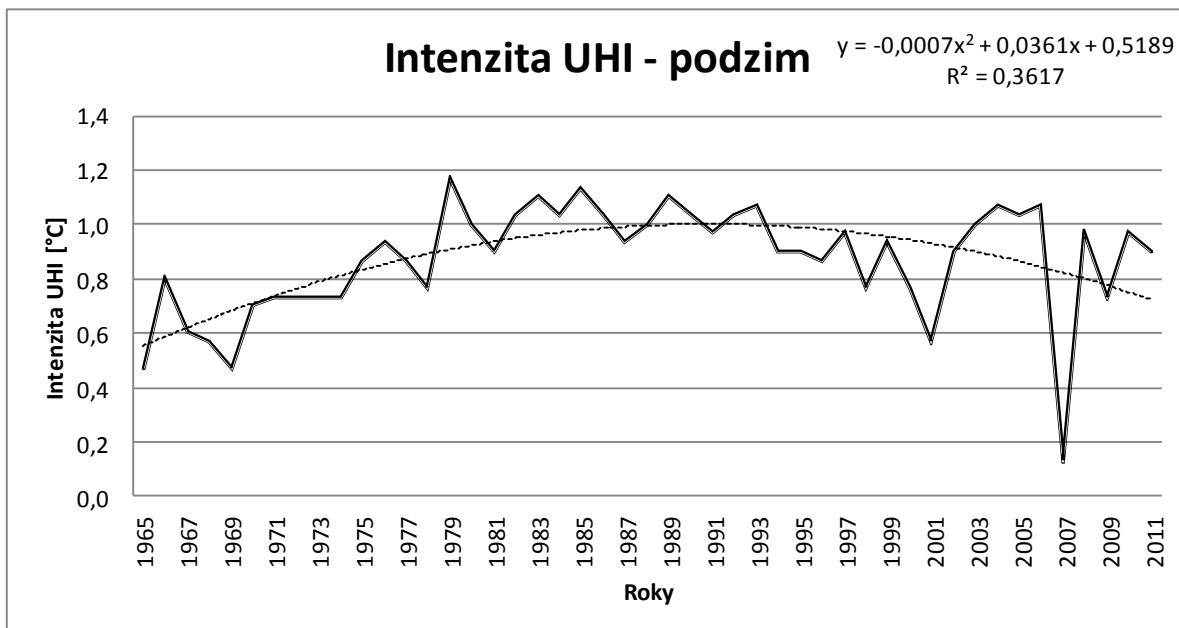
Obr. č. 16: Vývoj intenzity tepelného ostrova v jarním období.

V letním období se nejvyšší průměrná intenzita pražského tepelného ostrova vyskytovala v roce 1989.



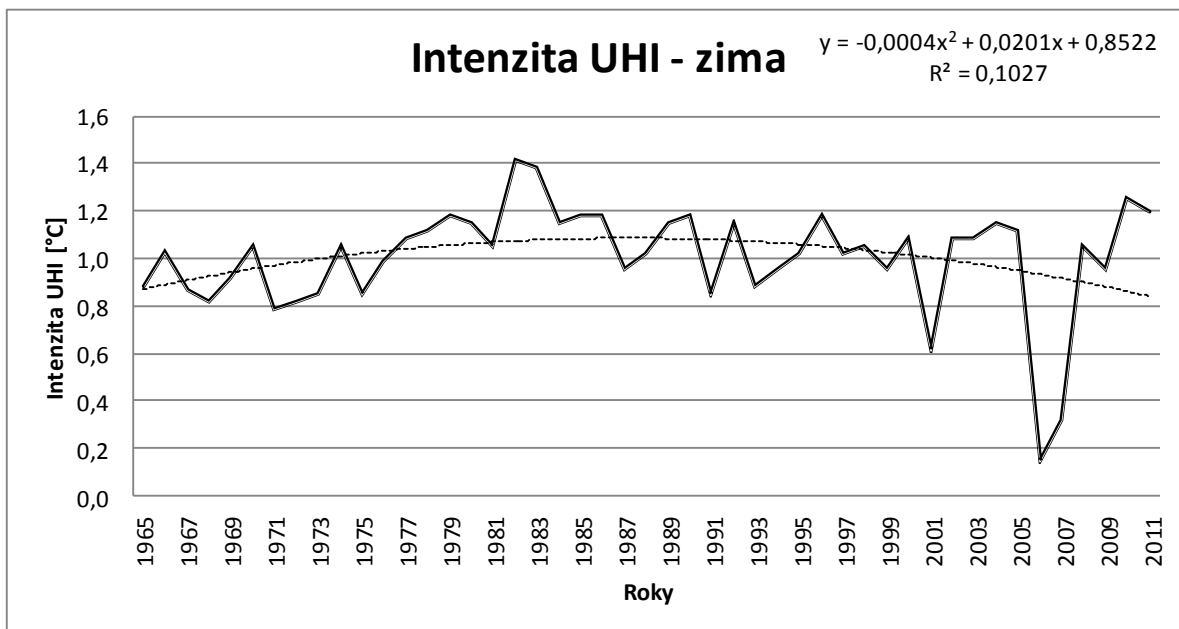
Obr. č. 17: Vývoj intenzity tepelného ostrova v letním období.

V podzimním období se nejvyšší průměrná intenzita pražského tepelného ostrova vyskytovala v roce 1979.



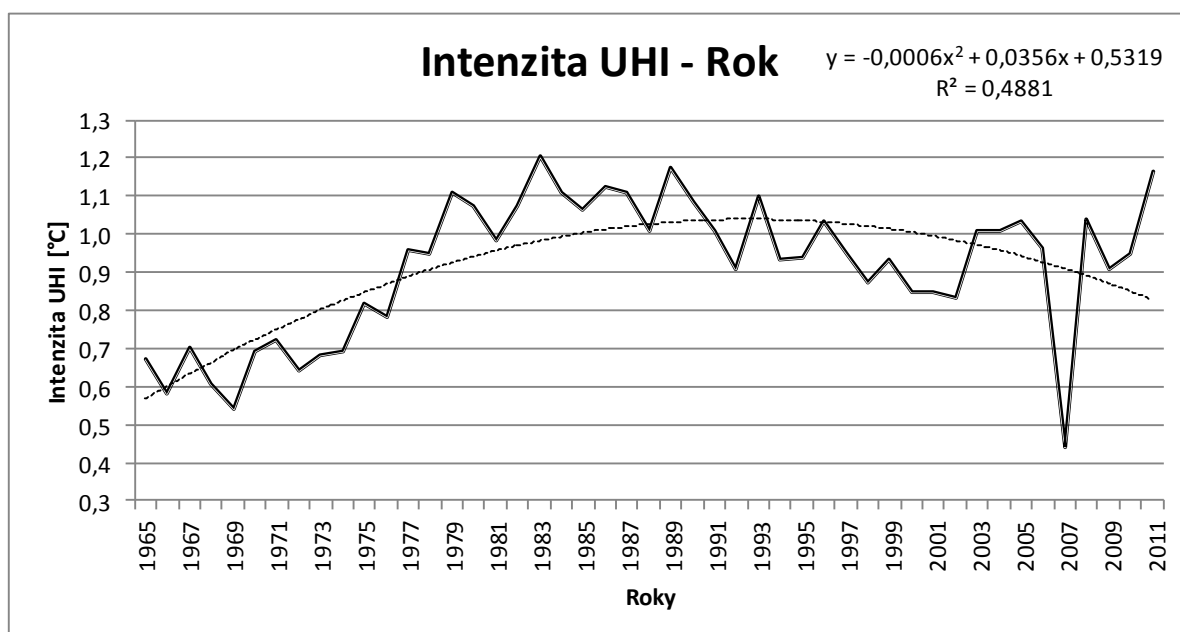
Obr. č. 18: Vývoj intenzity tepelného ostrova v podzimním období.

V zimním období se nejvyšší průměrná intenzita pražského tepelného ostrova vyskytovala v roce 1982.



Obr. č. 19: Vývoj intenzity tepelného ostrova v zimním období.

Nejvyšší průměrná roční intenzita pražského tepelného ostrova se vyskytovala v roce 1983.



Obr. č. 20: Roční vývoj intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období.

Regresní analýzou průměrné roční intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období byl zjištěn lineární trend rostoucí o 0,57 °C/100 let. Co se týče jednotlivých sezón, nejvyšší růst byl zaznamenán v létě (1,2 °C/100 let) a na jaře (0,79 °C/100 let). Nejnižší kladný trend byl zaznamenán na podzim (0,37 °C/100 let), přičemž v zimě byl zaznamenán trend záporný.

Tab. č. 7: Lineární trendy intenzity pražského tepelného ostrova v období 1965 – 2011.

Sezóna	Lineární trend UHI (°C/100 let)	Koeficient determinace R ²
Jaro	0,79	0,2455
Léto	1,2	0,3736
Podzim	0,37	0,0619
Zima	-0,07	0,0016
Rok	0,57	0,1765

6 Diskuze

Tepelný ostrov je v současné době velmi diskutovaným fenoménem, kterým jsou ovlivněna především velká světová města. Výskyt tepelného ostrova v Praze byl již zjištěn v několika dalších pracích (např. Brázdil a Budíková, 1999, nebo Beranová a Huth, 2003), z nichž jsem jednu využil pro konfrontaci s vlastními výsledky pražského tepelného ostrova.

Pro porovnání analýzy lineárních trendů v Praze jsem využil práce Petra Štěpánka (2004), který se v ČR zabýval lineárními teplotními trendy na území jižní Moravy v období 1961 – 2003. Hodnota lineárního trendu ročních teplotních průměrů pro klimatologickou stanici Praha-Karlov je $0,35 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$ a pro stanici Praha-Ruzyně $0,29 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$. Štěpánek (2004) pro území jižní Moravy uvádí trend ročních průměrů $0,3 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$, který přibližně odpovídá trendu stanice Praha-Ruzyně, přičemž trend stanice Praha-Karlov je o $0,05 \text{ }^{\circ}\text{C}$ vyšší. Ze sezónních průměrů se na území jižní Moravy nejvyšší hodnota trendu vyskytuje v létě ($0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$), v zimě a na jaře ($0,4 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$) a na podzim je nulová. V Praze se nejvyšší hodnota lineárního trendu vyskytuje v jarní sezóně ($0,51 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$) a letní sezóně ($0,45 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$) v klimatologické stanici Praha-Karlov. Nejnižší hodnota lineárního trendu se vyskytuje v zimním období ve stanici Praha-Karlov ($0,17 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$) a v zimním období ve stanici Praha-Ruzyně ($0,18 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$). Z tohoto srovnání je patrné odlišné chování vývoje teplotních trendů v Praze oproti poměrně teplému území jižní Moravy, které pravděpodobně pramení v modifikacích městského urbanizovaného prostředí. Podobné vývoje teplotních trendů můžeme pozorovat pouze v jarním a letním období a v celém roce.

Tolasz et al. (2007), který se zabýval průměrnými teplotami celé České republiky (průměr ze 311 stanic) za období 1961 – 2000, zjistil statisticky významný rostoucí trend ročních průměrných teplot $0,28 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$. To přibližně odpovídá teplotnímu trendu klimatologické stanice Praha-Ruzyně ($0,29 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$), reprezentující pražské okolí, kdežto roční trend stanice Praha-Karlov se s hodnotou $0,35 \text{ }^{\circ}\text{C}/10 \text{ let}$ pohybuje nad celorepublikovým průměrným teplotním trendem. Dle Tolasze et al. (2007) se v ČR nejvíce se oteplují zimní měsíce. Nejchladnějším desetiletím uplynulých čtyřiceti let bylo v celé ČR období 1961–1970 a nejteplejším desetiletím bylo období 1991 – 2000. Jeden z nejchladnějších roků čtyřicetiletí 1961 – 2000 byl v celé ČR rok 1996 (průměr za ČR $6,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$). To lze pozorovat i ve výsledných trendech průměrných ročních teplot mé práce. Nejteplejším rokem v období 1961 – 2000 v ČR byl dle Tolasze et al. (2007) rok 2000 s průměrem $9,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Výsledky průměrné roční a sezónní intenzity tepelného ostrova jsem konfrontoval s prací Beranové a Hutha (2003). Ti však teploty z jednotlivých klimatologických stanic (Praha-Klementinum, Ondřejov, Brandýs a Doksany) ve své práci z důvodu zpracování dle cirkulačních typů nevyrovnávaly na stejnou nadmořskou výšku, nehledě na to, že pro výpočet UHI využívali minimálních denních teplot. Pravděpodobně z tohoto důvodu intenzita UHI v jejich práci vychází řádově vyšší a odlišná, než ve výsledcích mé bakalářské práce. Co se týče výsledků jednotlivých sezón, nejvyšší průměrná intenzita tepelného ostrova se ve výsledcích mé práce vyskytuje v zimě ($\Delta T_{u-r} = 1,0061 \text{ } ^\circ\text{C}$). To můžeme vysvětlit jednak nižší hodnotou teplotních gradientů v zimním období a jednak například uvolňováním antropogenního tepla z důvodu zimního vytápění. V konfrontaci s výsledky Beranové a Hutha (2003), kteří nejvyšší sezónní intenzitu tepelného ostrova zařazují do letního období ($\Delta T_{u-r} = 2,55 \text{ } ^\circ\text{C}$) můžeme vidět silný kontrast. Podle Středové et al. (2011) však atmosférický tepelný ostrov běžně dosahuje nejvyšší intenzity právě v zimním období. S tímto tvrzením se naše výsledky plně shodují. Druhou nejvyšší intenzitu má ve výsledcích mé práce pražský tepelný ostrov v letním období ($\Delta T_{u-r} = 0,9007 \text{ } ^\circ\text{C}$). Vysokou letní intenzitu pražského tepelného ostrova lze vysvětlit silnou absorpcí krátkovlnného záření městskými materiály za slunného, teplého počasí a opětovným nočním vyzařováním ve formě dlouhovlnné radiace. Nejnižší hodnota intenzity tepelného ostrova se ve výsledcích mé práce vyskytovala na jaře ($\Delta T_{u-r} = 0,8772 \text{ } ^\circ\text{C}$) a na podzim ($\Delta T_{u-r} = 0,8812 \text{ } ^\circ\text{C}$), přičemž nejnižší intenzita tepelného ostrova v práci Beranové a Hutha (2003) se vyskytovala v období zimním a jarním ($\Delta T_{u-r} = 2,34 \text{ } ^\circ\text{C}$).

V grafické analýze ročního chodu tepelného ostrova můžeme ve všech sezónách proložených polynomickým trendem v posledních dvou desetiletích období 1965 – 2011 vidět pokles intenzity UHI. To může být způsobeno například postupnou urbanizací okolí Prahy, kterou je zapříčiněno snižování teplotních rozdílů mezi městským centrem a blízkým okolím Prahy. Pokles intenzity UHI vyplývající z polynomického trendu tedy pravděpodobně neznamená reálné snižování intenzity tepelného ostrova, ale pouze odkazuje na postupné snižování teplotních rozdílů mezi klimatologickými stanicemi Praha-Karlov a Praha-Ruzyně z důvodu rozrůstání města. Sulovská et al. (2010) navíc uvádí, že poloha klimatologické stanice Praha-Karlov slibuje nižší ovlivnění výsledků antropogenními vlivy. Brázdil a Budíková (1999) to vysvětluje polohou stanice, která se nachází ve výšce 34 m nad zemí a například na rozdíl od Klementina je poměrně dobře provětrávána s výškou kolem 80 m nad městským centrem.

Regresní analýzou průměrné roční intenzity tepelného ostrova ve sledovaném období byl zjištěn lineární trend rostoucí o 0,57 °C/100 let, což je nižší hodnota než výsledek práce Beranové a Hutha (2003) (1,2 °C/100 let). Nejvyšší růst intenzity UHI byl zaznamenán v létě (1,2 °C/100 let) a na jaře (0,79 °C/100 let) a nejnižší růst byl zaznamenán na podzim (0,37 °C/100 let), přičemž v zimě byl trend záporný. Beranová a Huth (2003) pozorovali nejvyšší růst intenzity UHI na podzim a nejnižší v zimě.

Rozdíly mezi jednotlivými výsledky intenzity a trendů UHI mohou být dle mého názoru dány odlišným výběrem stanic (Beranová a Huth pro svůj výzkum využily meteorologické stanice Praha-Klementinum, Ondřejov, Brandýs a Doksany), použitím odlišných dat (Beranová a Huth pro výzkum použili datové soubory minimálních denních teplot), nebo například odlišným zpracováním výsledků Beranové a Hutha podle cirkulačních typů s využitím teplot vzduchu nevyrovnaných na stejnou nadmořskou výšku. Snaha vyjádřit v mé práci skutečnou hodnotu UHI vyrovnáním průměrných měsíčních teplot na stejnou nadmořskou výšku na druhou stranu mohla vést k určitému zkreslení a to především z důvodu inverzních teplotních gradientů, které se mohou vyskytovat především v podzimních a zimních měsících. Zanedbat nelze také skutečnost, že klimatologická stanice Praha-Karlov je oproti stanici Praha-Klementinum méně ovlivněna antropogenními vlivy z čehož vyplývají i výše uvedené výsledky, které vycházejí řádově nižší než v práci Beranové a Hutha (2003).

7 Závěr

Práce předkládá souhrn důležitých informací o fenoménu zvaném tepelný ostrov a to především ze zahraniční literatury. Literární rešerše řeší podmínky a faktory vhodné pro vznik UHI, rozdělení městské atmosféry, vlivem různých synoptických situací na tepelný ostrov a na závěr dopady tepelného ostrova a strategiemi jejich zmírnění. V České republice se zatím městskému klimatu, například oproti zemím západní Evropy a USA, mnoho prací nevěnuje a tak jsem v závěru literární rešerše stručně shrnul výsledky dvou stěžejních prací, které se věnují pražskému tepelnému ostrovu.

V experimentální části zabývající se studiem pražského tepelného ostrova s využitím průměrných měsíčních teplot vzduchu z klimatologických stanic Praha-Karlov a Praha-Ruzyně v období 1965 – 2011 bylo zjištěno:

- Hodnota lineárního trendu ročních průměrných teplot vzduchu pro klimatologickou stanici Praha-Karlov je 0,35 °C/10 let a pro stanici Praha-Ruzyně 0,29 °C/10 let.
- Nejvyšší hodnota lineárního trendu se vyskytuje v klimatologické stanici Praha-Karlov v jarním období (0,51 °C/10 let) a v letním období (0,45 °C/10 let).
- Nejnižší hodnota lineárního trendu se vyskytuje v zimním období v klimatologické stanici Praha-Karlov (0,17 °C/10 let) a Praha-Ruzyně (0,18 °C/10 let) ovšem pouze s nízkou statistickou významností.
- Nejvyšší intenzitu ve sledovaném období má pražský tepelný ostrov v zimě ($\Delta T_{u-r} = 1,0061$ °C) a v létě ($\Delta T_{u-r} = 0,9007$ °C).
- Nejnižší intenzitu má ve sledovaném období pražský tepelný ostrov na jaře ($\Delta T_{u-r} = 0,8772$ °C).
- Lineární trend průměrné roční intenzity tepelného ostrova vykazuje růst o 0,57 °C/100 let.
- Nejvyšší sezónní růst intenzity UHI byl zaznamenán v létě (1,2 °C/100 let) a na jaře (0,79 °C/100 let) a nejnižší na podzim (0,37 °C/100 let).
- V zimě byl zaznamenán záporný trend vývoje intenzity UHI (nízká statistická významnost).
- Grafické výstupy vývoje průměrné intenzity UHI za všechny sezóny a rok ukázaly postupný pokles a to zhruba od přelomu 80 – 90 let až do konce sledovaného období. To pravděpodobně nelze vysvětlit jinak než postupnou urbanizací Prahy a jejího okolí, která vede k postupné intenzifikaci tepelného ostrova a smazávání teplotních rozdílů mezi městským centrem a blízkým okolím do kterého spadá právě stanice Praha-Ruzyně.

Práce potvrdila existenci městského tepelného ostrova v Praze, přičemž použitím odlišných datových souborů a jejich odlišným zpracováním bylo ve srovnání s výsledky dosavadních prací o pražském UHI dosaženo výsledků kontrastních. To dokazuje důležitost výběru vhodných klimatologických stanic, vhodných datových souborů a vhodných metod pro zpracování výzkumů tepelného ostrova. Dopady tepelného ostrova jako zvýšená spotřeba energií, vliv na lidské zdraví a pohodlí a mnoho dalších budou v největších světových městech včetně Prahy v následujících desetiletích sílit a tak je třeba dalšího intenzivního výzkumu zmírňujících strategií, které jsem stručně popsal v literární rešerši.

Seznam použité literatury

- [1] Alcoforado, M.J., Anrade, H. 2008. Global Warming and the Urban Heat Island. *Urban Ecology*, pp. 249–262.
- [2] Aniello, C., Morgan, K., Busbey, A., Newland, L. 1995. Mapping micro-urban heat islands using landsat TM and a GIS. *Computers & Geosciences*. pp. 965–969.
- [3] Benjamin, M.T., Sudol, M., Bloch, L., Winer, A.M. 1996. Low-emitting urban forests: a taxonomic methodology for assigning isoprene and monoterpene emission rates. *Atmospheric Environment* 30, pp.1437–1452.
- [4] Beranová, R., Huth, R. 2003. Pražský tepelný ostrov za různých synoptických podmínek. *Meteorologické zprávy*. Praha. ročník 56, číslo 5, s. 137–142.
- [5] Beranová, R., Huth, R. 2005. Long-term changes in the heat island of Prague under different synoptic conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 82, pp. 113–118.
- [6] Bowler, D.E., Ali, L.B., Knight, T.M., Pullin A.S. 2010. Urban greening to cool towns and cities: A systematic review of the empirical evidence. *Landscape and Urban Planning*. Vol. 97, pp. 147–155.
- [7] Brázdil, R., Budíková, M. 1999. An urban bias in air temperature fluctuations at the Klementinum, Prague, The Czech Republic. *Atmospheric Environment* 33, pp. 4211–4217.
- [8] Brázdil, R. 1993. The homogeneity of air temperature measurements Prague-Klementinum with respect to the intensification of the urban heat island. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellonskiego, Prace Geogr.* 95, 67–74.
- [9] Cregg, B.M., Dix, M.E. 2001. Tree moisture stress and insect damage in urban areas in relation to heat island effects. *Journal of Arboriculture* 27(1), pp. 8–17.
- [10] Dunnett, N., Kingsbury, N. 2004. *Planting Green Roofs and Living Walls*. Timber Press, Inc., Portland, OR. p. 254.

- [11] Eumorfopoulou, E., & Aravantinos, D. 1998. The contribution of a planted roof to the thermal protection of buildings in Greece. *Energy and Buildings* 27, pp. 29–36.
- [12] Grimmond, C.S.B. 2006. Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 84. pp. 3–22.
- [13] Junk, J., Helbig, A., Lüers, J. 2003. Urban climate and air quality in Trier Germany. *Int. J. Biometeorol.* 47, pp. 230–238.
- [14] Kim, Y.–H., Baik, J.–J. 2002. Maximum Urban Heat Island Intensity in Seoul. *J. Appl. Meteor.*, 41, pp. 651–659.
- [15] Klok, L., Zwart, S., Verhagen, H., Mauri, E. 2012. The surface heat island of Rotterdam and its relationship with urban surface characteristics. *Resources, Conservation and Recycling* 64. pp. 23–29.
- [16] Köehler, M. 2003. Plant survival research and biodiversity: lessons from Europe. *Proc. of 1st Greening Rooftops for Sustainable Communities*, Chicago. pp. 313–322.
- [17] Kubota, T., Ossen, D.R. 2009. Spatial characteristics of urban heat island in Johor Bahru City, Malaysia. *Universiti Teknologi Malaysia*. ISSN: 1882–5796.
- [18] Lai, L., Cheng, W. 2009. Air quality influenced by urban heat island coupled with synoptic weather patterns. *Science of the total environment*, Vol. 407, pp. 2724 – 2733.
- [19] Litschmann, T., Rožnovský, J. 2005. Příspěvek ke studiu městského klimatu v Brně. ČHMU Brno – AMET Velké Bílovice.
- [20] Martinez, A., Yagüe, C., Zurita, E. 1991. Statistical analysis of the Madrid urban heat island. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere*. Vol. 25, Issue 3, pp. 327–332.
- [21] Memon, R.A., Leung D.Y.C., Chunho, L. 2008. A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. *Journal of Environmental Sciences*, Vol. 20, pp. 120–128.
- [22] Mills, G. 1997. An urban canopy-layer climate model. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 57, pp. 229–244.

- [23] Montávez, J.P., Rodríguez, A., Jiménez, J. I. 2000. A study of the urban heat island of Granada. *International Journal of Climatology*. Vol. 20, pp. 899–911.
- [24] Monterusso, M., Rowe, D., Rugh, C., Russell, D. 2005. Establishment and persistence of *Sedum* spp. and native taxa for green roof applications. *HortScience*, 40, pp. 391–396.
- [25] Niachou, K., Papakonstantinou, K., Santamouris, M., Tsagrassoulis, A., Mihalakakou, G. 2001. Analysis of the green roof properties and investigation of its energy performance. *Energy Buildings*. 33, pp. 719–729.
- [26] Nosek, M. 1972. *Metody v klimatologii*. 1. vyd., Academia, Praha, 433 s.
- [27] Oke, T.R. 1973. City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment*. Vol. 7, Issue 8, pp. 769–779.
- [28] Oke, T.R. 1974. Review of urban climatology. Tech. Note NO. 134, WMO No. 383, World Met. Organiz., Geneva, 132 pp.
- [29] Oke, T.R. 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 108, pp. 1–24.
- [30] Oke, T.R. 1978. *Boundary Layer Climates*. Methuen, London. p. 372.
- [31] Oke, T.R. 1976 The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*. Vol. 14, Issue 4, pp. 268–277.
- [32] Peterson, J.T., Stoffel T.L. 1980. Analysis of Urban-Rural Solar Radiation Data from St. Louis, Missouri. *J. Appl. Meteor.* Vol. 19, pp. 275–283.
- [33] Pokladníková, H., Fukalová, P., Rožnovský, J.: Mikroklima vybraných městských prostředí. *Bioklima 2010*, Praha, 7. – 9. září 2010, s. 375–384. ISBN: 978-80-213-2097-0
- [34] Prošek, P. 1978. Vliv reliéfu na teplotní poměry Pavlovských vrchů. *Univerzita J. E. Purkyně v Brně*, Brno, 99 s.

- [35] Rouse, W.R., Noad, D., Steyn, D.G. McCutcheon, J. 1973. Radiation, temperature and atmospheric emissivities in a polluted urban atmosphere at Hamilton, Ontario. *J. Appl. Meteor.* Vol. 12, pp. 798–807.
- [36] Rowe, D.B. 2011. Green roofs as a means of pollution abatement. *Environmental Pollution* 159, pp. 2100–2110.
- [37] Shashua-Bar, L., Tzimir, Y., Hoffman M. E. 2004. Thermal effects of building geometry and spacing on the urban canopy layer microclimate in a hot-humid climate in summer. *International Journal of Climatology*. Vol. 24, Issue 13, pp. 1729–1742.
- [38] Smolík, L., Stružka V. 1959. *Inženýrská meteorologie a klimatologie*, SNTL, 297 s.
- [39] Sobíšek, B., (ed). 1993. *Meteorologický slovník, výkladový a terminologický*. 1. vyd. Praha, Academia, 594 s. ISBN 80-85368-45-5.
- [40] Stovin, V. 2010. The potential of green roofs to manage urban stormwater. *Water and Environment Journal*, 24(3), pp. 192–199.
- [41] Sředová, H., Bokwa, A., Dobrovolný, P., Krédl, Z., Krahula L., Litschmann, T., Pokorný, R., Rožnovský J., Sředa, T., Vysoudil, M. 2007. *Mikroklima a mezoklima měst, mikroklima porostů*. ČHMÚ, Mendelova univerzita v Brně, Česká bioklimatologická společnost, 102 s. ISBN 978-80-86690-90-2
- [42] Sulovská, S., Kožnarová, V., Klabzuba, J.: *Tepelný ostrov města v chladném období roku*. Bioklima 2010, Praha, 7. – 9. září 2010, s. 438–446. ISBN: 978-80-213-2097-0
- [43] Sydney City Council. (2009). In W. Tone, et al. (Eds.), *Sydney city council green roof resource manual*. Sydney, Australia: Environa Studio, Sydney City Council.
- [44] Szegedi, S., Kircsi, A. 2003. Effects of the synoptic conditions on the development of the urban heat island in Debrecen, Hungary. *Acta Climatologica et Chorologica*, pp. 111–120.
- [45] Štěpánek, P. 2004. Hodnocení extremity vybraných teplotních charakteristik pro území jižní Moravy v období 1961 – 2003. *International Bioclimatological Workshop*.

- [46] Taha, H., Akbari, H., Rosenfeld, A., Huang, J. 1988. Residential cooling loads and the urban heat island – the effects of albedo. *Build. Environ.* 23, pp. 271–283.
- [47] Tolasz, R., (ed). 2007. Atlas podnebí Česka. Climate Atlas of Czechia. ČHMÚ Praha, Univerzita Palackého v Olomouci, Praha-Olomouc, 1. vydání, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1 (ČCHMU). ISBN 978-80-244-1626-7 (UP).
- [48] Unger, J. 1996. Heat Island Intensity with Different Meteorological Conditions in a Medium-Sized Town: Szeged, Hungary. *Theor. Appl. Climatol.* 54, pp. 147–151.
- [49] United States Environmental Protection Agency. 2008. Reducing urban heat islands: Compendium of strategies (United States).
- [50] Voogt, J.A. 2002. Urban Heat Island. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*. pp. 660–666, ISBN 0-471-97796-9
- [51] White, J.M., Eaton, F.D., Auer, A.H. Jr. 1978. The net radiation budget of the St. Louis metropolitan area. *J. Appl. Meteor.* Vol. 17, pp. 593–599.
- [52] Wilkinson, S.J., Reed, R. 2009. Green roof retrofit potential in the central business district. *Property Management*, 27(5), pp. 284–301.
- [53] Wong, J.K.W., Lau, L.S.K. 2013. From the ‘urban heat island’ to the ‘green island’? A preliminary investigation into the potential of retrofitting green roofs in Mongkok district of Hong Kong. *Habitat International* 39, pp. 25–35.

Elektronické zdroje

- [1] United States Environmental Protection Agency: Heat Island Impacts [online]. [cit. 2013-02-20]. Dostupné z <<http://www.epa.gov/hiri/impacts/index.htm>>.
- [2] Český hydrometeorologický ústav: Historie MS Praha – Karlov [online]. [cit. 2013-03-12]. Dostupné z <<http://old.chmi.cz/meteo/opss/historie.php?ukazatel=karlov>>.
- [3] Český hydrometeorologický ústav: Typizace povětrnostních situací pro území České republiky [online]. [cit. 2013-03-18]. Dostupné z <<http://old.chmi.cz/meteo/om/mk/syntypiz/syntypy.html>>.