
2 KLIMA MĚST A JEHO SPECIFIKA

Již ve starověku si lidé všímali, že ovzduší ve městech se často liší od poměrů ve volné krajině. Tyto první poznatky se týkaly zhoršené kvality ovzduší v důsledku znečištění z lokálních topenišť (Landsberg 1981). Mezi nejstarší známé zmínky o kvalitě ovzduší v Římě patří ty, které uvádí ve svém díle římský filozof Lucius Annaeus Seneca (4 př. n. l.–65 n. l.). Také v období středověku působila značné problémy obyvatelům měst především kvalitou ovzduší. Například již v roce 1273 bylo v Londýně zakázáno spalovat uhlí. V roce 1306 král Edward I. vydal nařízení o zákazu spalování uhlí v pecích na tavení železa. V 16. století zakázala královna Alžběta I. spalování uhlí v Londýně v době, kdy zasedal parlament. Problémy se znečištěním ovzduší měst především v důsledku spalování fosilních paliv a tvorbou smogu vyvrcholily v první polovině 20. století. Extrémní koncentrace znečišťujících látek v Londýně v roce 1952 byly příčinou značného počtu úmrtí a tyto události vyústily v legislativní zásahy, které značně omezily koncentrace znečišťujících látek (Marzluff et al. 2008).

První vědecké práce věnované klimatu měst se začínají objevovat v první polovině 19. století. Mezi nejvýznamnější patří práce L. Howarda. Tento britský chemik a amatérský meteorolog, který se proslavil mj. tím, že pojmenoval základní druhy oblačnosti, vydal obsáhlé dílo názvem „The Climate of London“ (Howard 1933). Howard na základě více než dvacetiletých vlastních měření jako první prokázal, že střed města je teplejší než jeho okolí a popsal základní rysy časové a prostorové variability tzv. tepelného ostrova města. Stejně jako řada jiných se Howard domníval, že hlavní příčinou je spalování fosilních paliv. V roce 1855 Francouz E. Renou zaznamenal vyšší teploty vzduchu v Paříži ve srovnání s okolím, popsal výrazně nižší frekvenci výskytu záporných teplot a nižší rychlosti větru ve městě vůči okolí (Landsberg 1981). Významnou prací z první poloviny 20. století je monografie A. Kratzera „Das stadtklima“, která přináší podrobný souhrn dosud publikované literatury věnované klimatu měst (Kratzer 1937).

Specifické prostředí měst si během doby vyžadovalo specifické metody studia meteorologických a klimatických poměrů. Velký pokrok znamenalo provádění tzv. měřících jízd, které poprvé realizoval W. Schmidt (1927, 1930) ve Vídni. Jestliže doposud byly zvláštnosti městského klimatu studovány většinou na základě často velmi zjednodušujícího principu spočívajícího v porovnání rozdílů v hodnotách naměřených ve městě a ve volné krajině, umístění měřících přístrojů na různých dopravních prostředcích umožňovalo daleko lépe postihnout prostorovou variabilitu meteorologických prvků ve městě a v jeho okolí. Průkopníkem metody mobilních měření v České republice byl dr. E. Quitt, který využil měřících jízd tramvají resp. automobilem k detailnímu popisu diferenciace pole teploty vzduchu v Brně (Quitt 1957). Zvláště ve spojení s možnostmi geoinformatiky nachází metoda mobilních měření i v současné době čtená uplatnění při studiu teplotních či vlhkostních poměrů měst (Šťastný 1996; Unger et al. 2001; Bottyán et al., 2005; Hart a Sailor 2009). Výsledky mobilních měření v Brně jsou prezentovány v kap. 5.3.

V průběhu času se ukázalo, že limitujícím faktorem pro detailnější poznání časové a prostorové proměnlivosti meteorologických prvků a jejich klimatologických charakteristik v prostředí městského klimatu je řídká staniční síť meteorologických stanic. Proto byly v řadě měst postupně budovány speciální sítě stanic, které jsou v současné době většinou plně automatizovány. Mezi nejvýznamnější příklady účelových měření patří síť vybudovaná v letech 1971–1976 v rámci projektu METROMEX v St. Louis (USA). Síť čítala na 225 srážkoměrných stanic a její součástí byly také 4 meteorologické radary a 4 letadla určená pro speciální meteorologická měření (Changnon et al. 1971). Speciální meteorologická měření probíhají v současné době v řadě měst a městských aglomerací především v Severní Americe, Evropě a JV Asii. Specifika meteorologických měření v prostředí měst a doporučení pro budování sítí měřících bodů shrnuje Oke (2006).

S rozvojem družicového snímání a družicové meteorologie a klimatologie (Kidder a Vonder Haar 1995) se především v posledních třech dekádách začaly uplatňovat letecké a družicové snímky a metody dálkového průzkumu Země i v urbání klimatologii. Termální snímky nacházejí uplatnění především při studiu prostorové diferenciaci povrchové teploty a při charakterizování intenzity tepelného ostrova měst (Nichol 1998; Voogt a Oke 2003; Grimmond 2006; Pongracz et al. 2006; Weng 2009). Družicová měření však poskytují cenné informace také o znečištění ovzduší v prostředí městského klimatu (Wald et al. 1998; Ung et al. 2002).

Velmi významným prostředkem pro lepší poznání specifických rysů časové i prostorové diferenciaci městského klimatu jsou numerické modely. Jejich možnosti využití v klimatologii měst na úrovni mezo-měřítko souvisejí se zlepšováním prostorového rozlišení cirkulačních modelů a s možnostmi statistického i dynamického downscalingu výstupů z globálních či regionálních modelů (Mills 1997; Kusaka et al. 2001; Martilli a Rotach 2002; Lemonsu 2004), modelovacích nástrojů je však hojně využíváno i na úrovni mikro-měřítko (Baklanov et al. 2009). V ČR sestavili Hošek a Sládek (2007) pole větru v Praze a okolí s využitím nehydrostatické verze modelu PIAPBLM. Tento nástroj umožňuje sestavit pole proudění větru nad komplexním terénem s využitím pole tlaku vzduchu a vertikálního profilu teploty vzduchu.

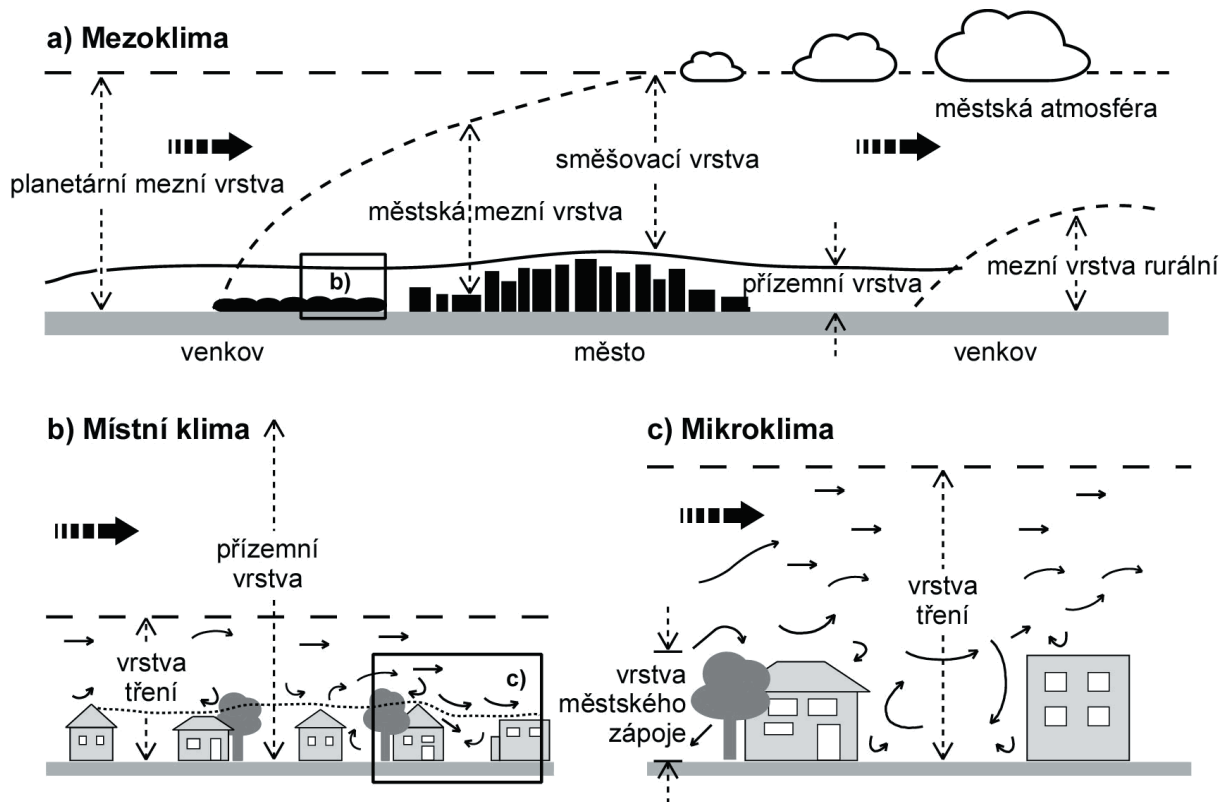
K hlavním současným problémům studia klimatu měst řadí Souch a Grimmond (2006) především prostorovou diferenciaci polí hlavních meteorologických prvků v podmínkách města, jejich dynamiku a také modelování klimatu. Jak uvádí Oke (2006), pro urbání klimatologii je dále patrný posun od popisu výsledných efektů městského klimatu ke studiu procesů, které ho generují. Aktuální a frekventovaná je problematika dopadů extrémních projevů počasí na obyvatelstvo měst. V této oblasti je velmi závažným tématem výskyt tzv. horkých vln. Podle zprávy IPCC (Solomon et al. 2007) bylo v Evropě za posledních sto roků zaznamenáno 38 horkých vln, z čehož 11 se vyskytlo po roce 1990 a 6 po roce 2000. Také podle většiny existujících projekcí klimatu by frekvence a intenzita horkých vln měla pravděpodobně dále vzrůstat. Dopady těchto horkých vln na zdraví obyvatel mohou být zvláště závažné v podmínkách městského klimatu. V řadě prací byla pro-

kázána zvýšená úmrtnost obyvatelstva v důsledku vln horka, například v Chicagu v r. 1995 (Karl et al. 1997), v Lisabonu (Dessai 2002) či v Paříži v extrémně teplém létě r. 2003 (Schär et al. 2004). V České republice (ČR) studovali vlny horka např. Huth et al. (2000), Kyselý (2002) či Kyselý a Dubrovský (2005).

2.1 Charakteristické rysy klimatu měst

Zastavěná území měst formují specifické městské klima, pro které je charakteristický typický režim většiny meteorologických prvků. Tento režim je odlišný od poměrů ve volné venkovské krajině. Z hlediska měřítko procesů, které vytvářejí charakteristické klimatické podmínky, se klima dělí do několika kategorií od mikroklimatu, kam lze zařadit i klima uzavřených prostor (tedy i jednotlivých budov) až po tzv. makroklima v měřítko kontinentů. Specifické městské klima lze podle Oke (1997) studovat na úrovni kategorií mezoklima, místní klima či mikroklima (obr. 2.1). Pro tyto kategorie je typické, že procesy ve spodních vrstvách atmosféry jsou výrazným způsobem formovány vlastnostmi aktivního povrchu, především radiačními a tepelnými, ale i vlastnostmi aerodynamickými (drsností) či vlhkostními (propustností). Aktivním povrchem se rozumí povrch, na kterém dochází k transformaci zářivé energie v jiné druhy energie.

V podmínkách mezoklimatu se ve větší míře uplatňují procesy tření o zemský povrch či procesy turbulentního promíchávání. V horizontálním rozměru se jedná o procesy s rozměry jednotek až desítek kilometrů. Ve vertikálním směru je mezoklima omezeno tzv. mezní vrstvou atmosféry (angl. Urban Boundary Layer – UBL), kterou 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 set metrů do dvou kilometrů (Meteorologický slovník 1993). Právě v prostředí městské zástavby dosahuje mezní vrstva největší mocnosti, protože jedním z faktorů, které její mocnost ovlivňují, je drsnost povrchu (viz kap. 8). Druhým důvodem větší mocnosti je zvýšená instabilita teplotního zvrstvení, pro kterou se vytváří v městské zástavbě příznivé podmínky v souvislosti s vytvářením tepelného ostrova (kap. 5). Mezní vrstva atmosféry může být vymezována z hlediska denního chodu různých meteorologic-



Obr. 2.1 Měřítka městského klimatu (upraveno podle Oke 1997). Vysvětlení pojmů viz text.
 Fig. 2.1 Different scales of urban climate (modified after Oke 1997).

kých prvků, například teploty či vlhkosti vzduchu. Pokud se mezní vrstva atmosféry definuje z hlediska proudění vzduchu, potom se její spodní část označuje také jako vrstva tření. Součástí mezní vrstvy atmosféry, která velmi významně přispívá k formování městského klimatu je přízemní vrstva atmosféry (obr. 2.1a). Podle Meteorologického slovníku (1993) se jedná o nejspodnější část mezní vrstvy atmosféry o tloušťce zpravidla několik desítek metrů, v níž se dynamické a termální vlivy zemského povrchu projevují zvláště výrazně a vertikální gradienty složek větru, teploty a dalších meteorologických prvků dosahují zpravidla maximálních hodnot. V prostředí městského klimatu lze v rámci přízemní vrstvy vymezit tzv. „městský zápoj“ (angl. Urban Canopy Layer – UCL). Jak je patrné z obr. 2.1b, v městské zástavbě se jedná o objem vzduchu uzavřený většinou umělými povrchy od zemského povrchu do průměrné výšky budov (Oke 1997). Utváření výše uvedených vrstev i jejich mocnost závisí mj. na charakteru počasí a denní době. Mocnost mezní vrstvy atmosféry nad městem je maximální ve dne za radičního režimu počasí při jasné obloze a minimálních rychlostech větru. Naopak v noci je méně mocná

a její specifické rysy mizí při silné advekci. Rozdíl v mocnosti městské mezní vrstvy a mezní vrstvy rurální je za radičního režimu počasí maximální v noci (Khan a Simpson 2001). K formování uvedených vrstev a specifického klimatu měst přispívá různou měrou řada faktorů, ke kterým Oke (1981) řadí především tyto:

- **tepelné a radiační vlastnosti** aktivních povrchů rozhodující pro intenzitu pohlcování a odrazu krátkovlnného elektromagnetického záření a emitování záření dlouhovlnného
- **nepropustný charakter** aktivních povrchů formující zvýšený odtok srážek a snížení výparu a vlhkosti vzduchu
- **geometrické upořádání** aktivních povrchů, které zvyšuje jejich celkovou plochu, přispívá k značnému podílu ploch s vertikální orientací, k vytváření tzv. uličních kaňonů a k vysoké drsnosti
- **znečištění atmosféry** související s výskytem polutantů v ovzduší a zvýšeným výskytem kondenzačních jader
- **produkce odpadního tepla**

Materiál	Hustota ρ [kg m ⁻³]	Tepelná kapacita C [J m ⁻³ K ⁻¹]	Tepelná vodivost λ [W m ⁻¹ K ⁻¹]	Tepelná difuzivita a [m ² s ⁻¹]	Tepelná jímavost μ [J s ^{-1/2} m ⁻² K ⁻¹]
asfalt	2100	2,0 106	0,75	0,4 106	1200
jílovitá půda	1 600	1,4 106	0,25	0,2 106	600
Poměr asfalt/ jílovitá půda	1,3	1,4	3	2	2

Tab. 2.1 Porovnání vybraných termálních vlastností typického povrchu urbanizovaných oblastí a typického přírodního povrchu (upraveno podle Oke 1987 a Zmarsly et al. 2002)

Table 2.1 Comparison of selected thermal characteristics for typical urban and rural surfaces (modified after Oke 1987 and Zmarsly et al. 2002)

Úloha těchto faktorů může být v konkrétních situacích různá například v závislosti na geografických podmínkách (geografická poloha, nadmořská výška, reliéf). Rozhodujícím faktorem pro formování městského klimatu je však ve většině případů charakter aktivního povrchu (Oke 1997). Porovnání vybraných termálních vlastností dvou odlišných povrchů typických pro urbanizované (asfalt) resp. přírodní (jílovitá půda) oblasti shrnuje tab. 2.1, ze které je patrné, že umělé povrchy se vyznačují vyšší hustotou, tepelnou kapacitou i tepelnou vodivostí. Tepelná difuzivita charakterizuje schopnost látky vyrovnávat rozdílné teploty při šíření tepla a tepelná jímavost potom schopnost prostupu tepla látkou. Obě charakteristiky nabývají u typických povrchů v zástavbě zhruba dvakrát větších hodnot než povrchy přirozené. Rozdílné tepelné vlastnosti se významně uplatňují při akumulaci tepla v období pozitivní energetické bilance a při jeho uvolňování v období negativní energetické bilance.

Z radiačních vlastností je pro utváření městského klimatu důležité především albedo,

Materiál	α	ϵ
Asfalt	0,05 – 0,20	0,95
Beton	0,3	0,71 – 0,94
Červená cihla	0,3	0,9
Bílá omítka	0,93	0,91
Tráva (dlouhá ~ krátká)	0,16 – 0,26	0,90 – 0,95
Půda (vlhká ~ suchá)	0,05 – 0,40	0,98 – 0,90
Listnatý les	0,15 – 0,25	0,97 – 0,99
Jehličnatý les	0,10 – 0,15	0,97 – 0,99

Tab. 2.2 Porovnání typických hodnot albeda (α) a emisivity (ϵ) pro vybrané typické druhy urbánních a přirozených povrchů (upraveno podle Bretz et al. 1998; Oke 1987 a Snyder et al. 2005)

Table 2.2 Typical values of albedo (α) and emissivity (ϵ) for selected urban and rural surfaces (modified after Bretz et al. 1998; Oke 1987; and Snyder et al. 2005)

kteří je pro zastavěné oblasti v průměru o 10–15 % nižší než albedo přirozených povrchů (Landsberg 1981). To značí, že větší část dopadajícího slunečního záření je umělými povrchy ve městě absorbována. Hodnoty albeda [%] pro vybrané druhy povrchů uvádí tab. 2.2, ve které jsou také shrnuty hodnoty emisivity. Emisivita (koeficient vyzařování) je bezrozměrné číslo, které vyjadřuje schopnost povrchu emitovat dlouhovlnné záření a je důležitou vlastností pro odhad tzv. povrchové teploty z termálních snímků (blíže viz kap. 5.4).

Aktivní povrchy v silně urbanizovaných územích utváří z velké části pevné nepropustné stavební materiály, po kterých dešťová voda velmi rychle odtéká. Výsledkem je nižší vlhkost vzduchu a snížený výpar, na který se tak nespoteblovává latentní teplo. Naopak více tepelné energie je emitováno do atmosféry či odváděno dovnitř materiálů.

Z hlediska geometrických vlastností budov je pro formování městského klimatu podstatné především zvýšení celkové plochy aktivních povrchů, na kterých dochází ke složitým procesům transformace energie v důsledku opakovaného odrazu záření. V důsledku geometrie budov a jejich upořádání přímé sluneční záření do určitých prostor během dne nedopadá. Naopak v noci může být v důsledku zastínění oblohy výrazně omezen proces dlouhovlnného vyzařování z těchto lokalit. Výsledkem může být méně intenzivní pokles teploty vzduchu v nočních hodinách a výskyt vyšších minimálních teplot v hustě zastavěných centrech měst oproti oblastem nezastavěným. Uvedené procesy mohou mít velmi negativní dopady na obyvatelstvo například v době výskytu horkých vln, kdy extrémně vysoké teploty vzduchu neklesají ve městech ani během nočních hodin. Geometrie zástavby také velmi výrazně mění drsnost povrchu a aerodynamické vlastnosti. Vysoká zástavba podstatně zvyšuje mocnost vrstvy tření, která může dosahovat od zemského povrchu do výšky více

než 500 metrů (Marzluf et al. 2012). Zástavba tak výrazně modifikuje horizontální proudění vzduchu i vertikální profil rychlosti větru. V měřítku mezoklimatu způsobuje vysoká drsnost zástavby a mocnější vrstva tření snížení rychlosti proudění. V měřítku městského zápoje v prostředí tzv. uličních kaňonů však může významným způsobem narůstat turbulentní charakter proudění a docházet ke zvýšení rychlosti větru za určitých situací (blíže viz kap. 8). Role geometrie zástavby na utváření specifik městského klimatu je v urbánní klimatologii odhadována řadou parametrů. K nejpoužívanějším patří např. poměr mezi průměrnou výškou budov a jejich vzájemnou vzdáleností (H/W - tzv. height-to-width ratio), který je mírou hustoty zástavby. Vazbu mezi maximální intenzitou tepelného ostrova a průměrnou hodnotou H/W v centrech měst studoval Oke (1981), podle kterého korelační koeficient mezi oběma veličinami nabývá hodnoty 0,89. Druhou často používanou mírou uspořádání městské zástavby je tzv. sky view factor - SVF (Svensson 2004, Unger 2004). Hodnota SVF charakterizuje stupeň pokrytí oblohy okolními překážkami v daném místě a také vykazuje těsnou závislost s teplotními poměry dané lokality v městské zástavbě (blíže viz kap. 5.2).

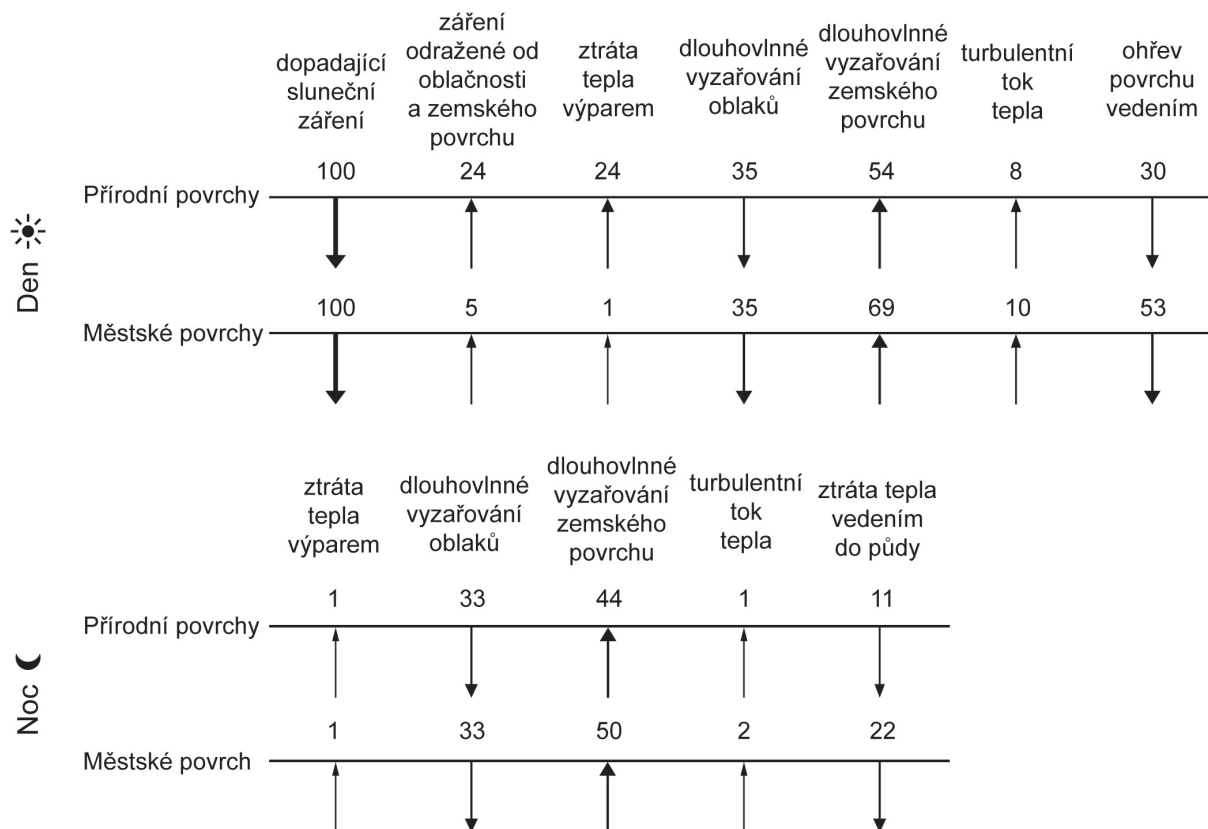
Významným faktorem formujícím městské klima je také znečištění ovzduší, které negativně ovlivňuje kvalitu ovzduší a složení přízemní atmosféry a bioklimatické podmínky. Produkce znečišťujících látek však také pozitivními či negativními vazbami modifikuje roli výše uvedených procesů souvisejících s tepelnými a radiačními vlastnostmi povrchů. Zvýšené koncentrace polutantů snižují propustnost atmosféry, snižují dohlednost a jsou příčinou zvýšeného výskytu mlh. Se znečištěním ovzduší souvisí zvýšená koncentrace kondenzačních jader v atmosféře a modifikace srážkového režimu (kap. 7). Vlivy znečištění atmosféry na klima měst mají obecně výrazný denní chod s maximem v období dopravní špičky a ekonomické aktivity, ale také zřetelný roční chod s maximem v zimě. Toto maximum souvisí s častějším výskytem teplotních inverzí, které značně přispívají k vysokým koncentracím polutantů.

Se znečištěním ovzduší ve městech souvisí také produkce antropogenního tepla. Množství tepelného znečištění a jeho role v tepelné bilanci urbanizovaných území může být odhadováno buďto jako celková suma tepla generovaného budovami, mobilními zdroji (dopravou) a obyvatelstvem

(Sailor a Lu 2004) nebo jako reziduální složka po odečtení všech ostatních členů tepelné bilance (Christen a Vogt 2004). Například pro Basilej ve Švýcarsku byla výše průměrné roční antropogenní produkce tepla odhadnuta v intervalu hodnot 5–20 Wm^{-2} (Christen a Vogt 2004). Naproti tomu Offerle et al. (2005) uvádějí pro polskou Łódź hodnotu 32 Wm^{-2} . Antropogenní produkce tepla však může vykazovat značnou sezónní ale též týdenní proměnlivost a v geografických podmínkách odlišných od střední Evropy se její hodnota může řádově lišit (Ichinose et al. 1999; Sailor a Lu 2004).

Zmíněné faktory vedou primárně ke změnám radiační, energetické i vodní bilance urbanizovaných území v porovnání s nezastavěným územím a následně ke změnám v režimu většiny meteorologických prvků. Porovnání jednotlivých členů energetické bilance pro urbanizovaná území a volnou krajinu uvádí obr. 2.2 a tab. 2.3 potom shrnuje typické rozdíly v hodnotách vybraných meteorologických prvků a jejich klimatologických charakteristik v městském klimatu v porovnání s volnou krajinou.

Jak je patrné z obr. 2.2, zastavěná území se vyznačují především nižším albedem a tedy menším množstvím odraženého krátkovlnného slunečního záření. Naopak množství vyzařované dlouhovlnné radiace je větší, protože stavební materiály v období pozitivní energetické bilance akumulují teplo, které v období negativní energetické bilance intenzivně emitují. Protože městská zástavba zabraňuje unikání dlouhovlnné radiace do prostoru, přispívá tak ke zvyšování minimálních teplot. Nepropustné, suché povrchy bez vegetace způsobují významné omezení toku tzv. latentního tepla, které se spotřebovává při evapotranspiraci z přirozených povrchů. V neposlední řadě ovlivňuje energetickou bilanci urbanizovaných území výše zmíněná produkce odpadního tepla antropogenního původu z vytápěných budov, dopravy a průmyslu. Alberti (2008) se pokouší kvantifikovat roli výše uvedených faktorů a procesů. Tak průměrné množství dopadajícího slunečního záření na všechny druhy povrchů je stejné a tvoří asi 7,6 $kWh m^{-2}$ za den. Menší množství odraženého záření v důsledku nižšího albeda urbanizovaných povrchů (0,05) v porovnání albedem povrchu pokrytého lesem (0,25) vede k rozdílu v množství slunečního záření 1,5 $kWh m^{-2}$ za den, což může znamenat rozdíl v teplotě vzduchu až o 10–13 °C.



Obr. 2.2 Relativní rozdíly v energetické bilanci typických urbánních a rurálních aktivních povrchů v období kladné a záporné energetické bilance; upraveno podle Oke (1998) a Alberti 2008)

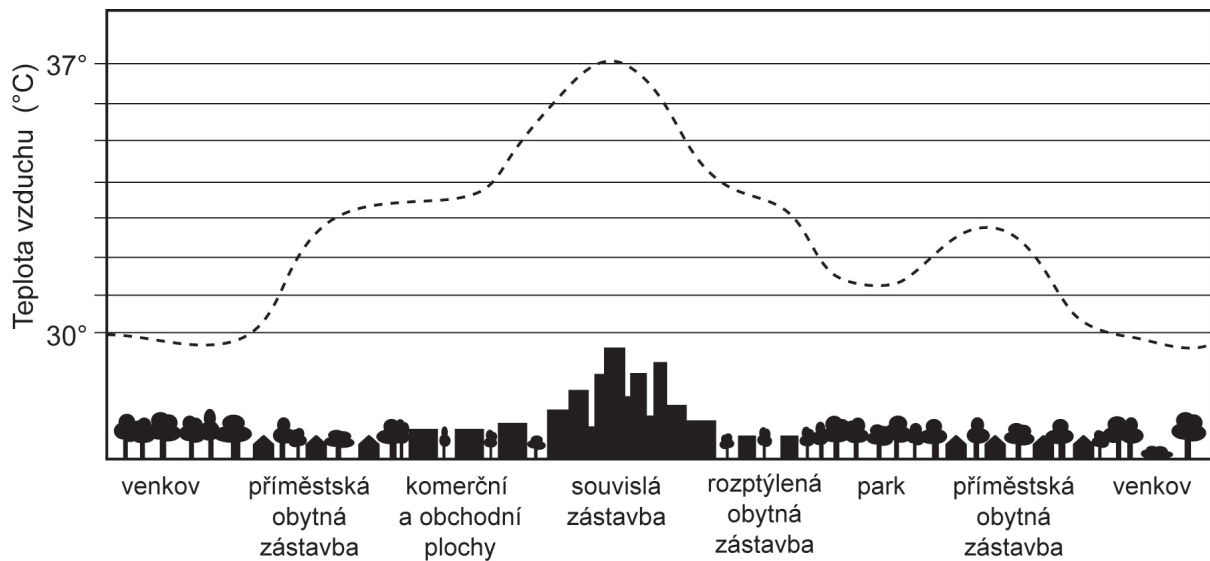
Fig. 2.2 Relative differences in energy balance of typical urban and rural surfaces during day and night; modified after Oke (1998) and Alberti (2008).

Hodnoty v tab. 2.3 jsou hodnotami průměrnými a mohou kolísat v poměrně širokých mezích či mohou mít dokonce opačné znaménko v závislosti na konkrétních geografických podmínkách nebo denní a roční době. Například vzduch v zastavěných územích může být v létě sušší během

dne a naopak vlhčí v noci. Vyšší či nižší množství oblačnosti nad městem závisí na množství a druhu aerosolů a také na podmínkách v okolí měst (Alberti 2008). Z tab. 2.3 je nicméně zřejmé, že urbanizovaná území ovlivňují především teplotní poměry, režim vlhkosti vzduchu a atmosférických

Tab. 2.3 Vybrané charakteristiky klimatu měst v porovnání s venkovskou krajinou; upraveno podle Landsberga (1981)
Table 2.3 Urban climate modifications compared to rural conditions; modified after Landsberg (1981)

Charakteristika	typická velikost změny
počet kondenzačních jader	10 x více
Počet pevných částic	10 x více
Trvání slunečního svitu	o 5–15 % méně
Množství oblačnosti	o 5–10 % více
Četnost výskytu mlhy v zimě	o 100 % více
Množství srážek	o 5–15 % více
Četnost bouřek	o 5–10 % více
Průměrná roční teplota	o 0,5–3,0 °C vyšší
Průměrná minimální teplota v zimě	o 1–2 °C vyšší
Průměrná maximální teplota v létě	o 1–2 °C vyšší
Délka topné sezóny	o 10 % kratší
Roční průměrná relativní vlhkost	o 6 % nižší
Roční průměrná rychlost větru	o 20–30 % nižší



Obr. 2.3 Schematický profil tepelným ostrovem města v pozdních odpoledních hodinách v létě (upraveno podle http://weather.msfc.nasa.gov/urban/urban_heat_island.html)

Fig. 2.3 Schematic profile of urban heat island in late afternoon summer (modified after http://weather.msfc.nasa.gov/urban/urban_heat_island.html)

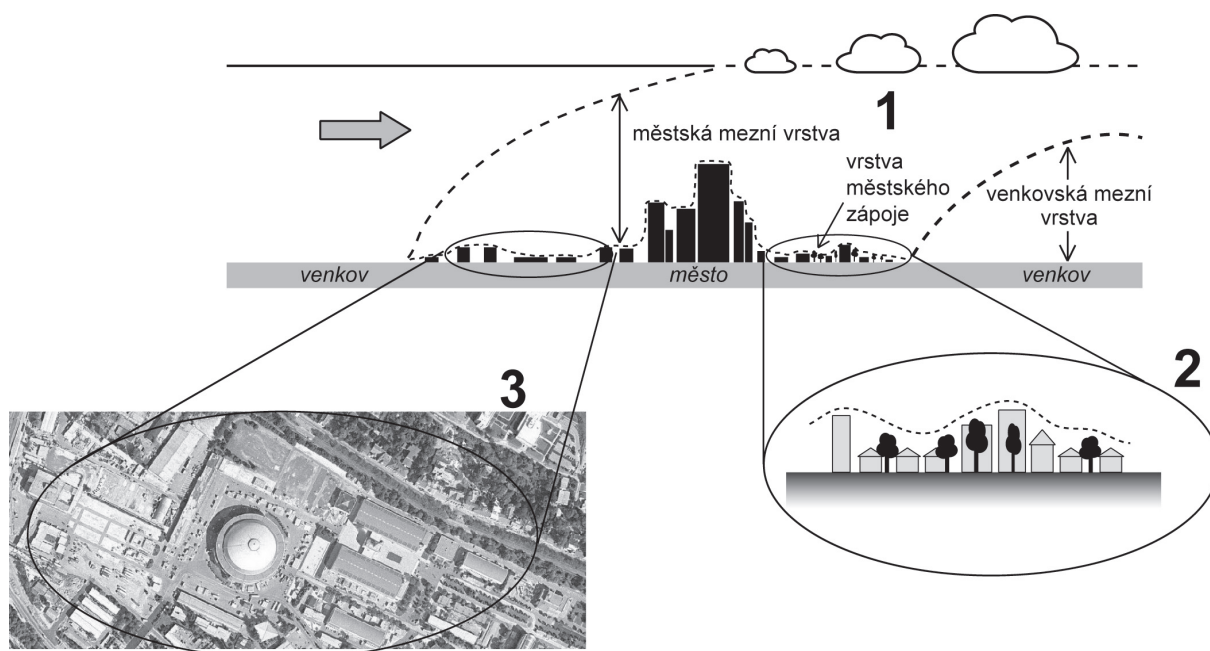
srážek a také větrné poměry. Charakteristické rysy v chování hlavních meteorologických prvků v prostředí městského klimatu jsou shrnuty dále.

2.2 Teplotní poměry měst a tepelný ostrov města

Nejtypičtějším příkladem městského klimatu je tzv. tepelný ostrov města (angl. Urban Heat Island - UHI). Podle Arnfielda (2003) patří tepelný ostrov měst mezi nejlépe zdokumentované příklady modifikace meteorologických a klimatických podmínek v mezo-měřítku. Zastavěné oblasti měst mohou mít výrazně odlišnou teplotu než okolní krajina a formování teplotních poměrů v zastavěných oblastech souvisí především se specifickými vlastnostmi prostředí městské zástavby jako druhu aktivního povrchu v porovnání s volnou krajinou (viz výše). Zvětšení plochy aktivních povrchů a převaha vertikálně orientovaných povrchů vedou ke zvyšování množství pohlceného krátkovlnného záření a k jeho četným odrazům. Uzavřené prostory mezi budovami omezují dlouhovlnné vyzařování a především v nočních hodinách snižují ztráty tepla. V prostředí městské zástavby je v důsledku velké drsnosti snížena rychlost větru, čímž dochází k potlačení efektu ochlazování procesy konvekce. Odlišné tepelné vlastnosti aktivních povrchů s velkým podílem materiálů se značnou tepelnou kapacitou vedou ke zvýšenému pohlcování tepla v období pozitivní energetické bilance a naopak k jeho uvolňování v období negativní energetické

bilance. Velký podíl nepropustných povrchů snižuje dostupné množství vody k evapotranspiraci a následně se tak snižuje latentní tok tepla. Také turbulentní přenos tepla je redukován v důsledku geometrie městské zástavby. Specifické teplotní poměry zastavěných ploch dále souvisí s nízkým albedem zastavěných ploch, se znečištěním atmosféry a přispívá k nim také produkce odpadního tepla, která je však většinou až druhotným faktorem (Oke 1997, Voogt 2002). Výše naznačené procesy způsobují, že urbanizovaná území jsou teplejší než jejich okolí. Avšak představa tepelného ostrova jako koncentricky uspořádaných izoterm s maximem v centru města a postupným poklesem teplot směrem k okrajovým částem je značně zjednodušená (obr. 2.3). Zvláště v rozsáhlejších městských aglomeracích vytváří zástavba složitý systém, který podmiňuje velkou časovou i prostorovou proměnlivost teplotních poměrů měst a tedy i parametrů tepelného ostrova města jako je jeho rozsah, denní a roční chod jeho intenzity apod. Prostorová proměnlivost souvisí s různým charakterem zástavby (obchodní a průmyslové zóny, obytná zástavba), její hustotou, podílem ploch s vegetací či vodních ploch. Časová proměnlivost souvisí s meteorologickými podmínkami, denní a roční dobou.

Podle mechanismu, jakým se tepelný ostrov města formuje, prostředí, ve kterém jej lze identifikovat, ale také podle měřících technik využitelných k jeho kvantifikaci rozlišuje Oke



Obr. 2.4 Typy tepelného ostrova města: 1 – tepelný ostrov města v mezní vrstvě atmosféry; 2 – tepelný ostrov ve vrstvě městského zápoje; 3 – tepelný ostrov města aktivních povrchů; upraveno podle Oke (1987)

Fig. 2.4 Different types of urban heat island (UHI): 1 – atmospheric boundary layer UHI; 2 – atmospheric canopy layer UHI; 3 – surface UHI; modified after Oke (1987)

(2006) tzv. atmosférický tepelný ostrov (Atmospheric Urban Heat Island – AUHI) a tzv. povrchový či pozemní tepelný ostrov (Surface Urban Heat Island – SUHI) (obr. 2.4).

AUHI je možné identifikovat měřením teploty vzduchu na standardních meteorologických stanicích, pomocí tzv. účelových měření ve speciální síti stanic, či například pomocí tzv. měřících jízd. Ve vertikálním směru se atmosférický tepelný ostrov dále dělí do dvou druhů – na tzv. tepelný ostrov mezní vrstvy atmosféry (boundary layer UHI) a tepelný ostrov ve vrstvě městského zápoje (tzv. canopy layer UHI). Vymezení obou vrstev uvádí obr. 2.1.

Povrchový tepelný ostrov (SUHI) se netýká teploty vzduchu, ale teploty přirozených i umělých povrchů a SUHI je definován jako kladná teplotní anomálie aktivních povrchů v prostoru městské zástavby vůči přirozeným povrchům venkovské krajiny. Velmi vhodným zdrojem informací o prostorové variabilitě teploty aktivních povrchů (Land Surface Temperature – LST) mohou být družicová měření (Gallo a Owen 1999, Voogt a Oke 2003, Sobrino et al. 2004, Weng 2009). K charakterizování povrchového tepelného ostrova města je možné využít poznatku, že množství emitovaného záření v termální části elektromagnetického spektra (nejčastěji vymezené rozsahem vlnových

délek 8–12 mikrometrů), je nositelem informace o teplotních poměrech studovaného území. Teplotní poměry je možné v případě využití družicových měření charakterizovat právě pomocí LST.

Je zřejmé, že teploty aktivních povrchů přímo ovlivňují teplotní poměry přízemní i mezní vrstvy atmosféry. Oba základní druhy tepelného ostrova (AUHI a SUHI) mají svá specifika s ohledem na denní i roční chod jejich intenzity či výskyt maxim a minim. Atmosférický tepelný ostrov je obvykle slabě vyjádřen v ranních hodinách a během dne. Jeho intenzita narůstá po západu Slunce, protože většina umělých povrchů otepluje přízemní vrstvu atmosféry turbulentní výměnou. Časový výskyt maximální intenzity AUHI závisí na konkrétních vlastnostech umělých i přirozených povrchů, převládajícím charakteru počasí i roční době. Maximum obvykle nastává před východem Slunce při tzv. radiačním režimu počasí. Naopak během dne a zvláště při silnější advekci AUHI v některých případech zaniká. Naproti tomu SUHI dosahuje maximální intenzity v denních hodinách během letních měsíců a obvykle existuje i během noci.

Vedle výše uvedených mechanismů mohou k formování tepelného ostrova přispívat emise znečišťujících látek či produkce odpadního tepla. Intenzita tepelného ostrova se nejčastěji definu-

je jako maximální rozdíl mezi teplotou ve městě a teplotou v okolí. Jak uvádí Stewart (2011), v literatuře existuje řada způsobů, jak je v konkrétních podmínkách typická teplota městského a venkovského prostředí zjišťována a tyto způsoby potom mohou zásadním způsobem ovlivňovat výsledky s ohledem na hlavní rysy tepelného ostrova.

Intenzitu tepelného ostrova města obecně formuje především velikost města, která je často charakterizována počtem obyvatel. Empiricky sestavené závislosti mezi intenzitou tepelného ostrova města a počtem jeho obyvatel shrnul pro různé geografické oblasti Oke (1973). Na základě několika studií z období 1987–2008 uvádějí van Hove et al. (2011) pro města v Evropě následující vztah mezi maximální intenzitou tepelného ostrova (UHI_{max}) a počtem obyvatel (P):

$$UHI_{max} = 2,93 \log P - 11,95$$

a podle autorů počet obyvatelstva vysvětluje 59% variability tepelného ostrova. V konkrétních podmínkách však značnou roli hrají místní podmínky jako vnitřní struktura města, geografické faktory apod.

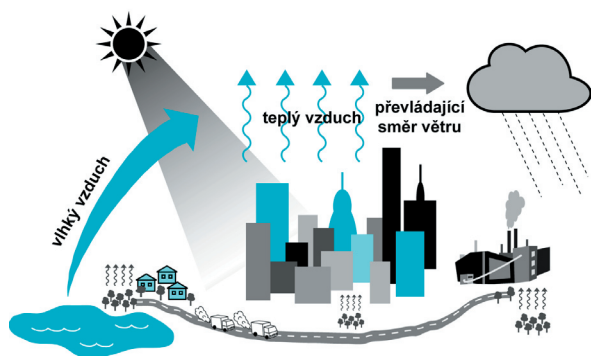
2.3 Vlhkost vzduchu

Zastavěná území významně modifikují také vlhkostní poměry v porovnání s územím s převahou povrchů přirozených. Konkrétní režim vlhkosti vzduchu je výsledkem jednak specifického prostředí ve městě (např. charakter a hustota zástavby, albedo, množství nepropustných povrchů, aktivity v oblastech průmyslu a dopravy či vytápění obydlí), jednak také výsledkem působení vzájemných pozitivních či negativních vazeb vlhkosti na jiné meteorologické prvky. Procesy výparu, kondenzace a advekce jsou pak hlavními faktory ovlivňujícími časovou a prostorovou diferenciaci charakteristik vlhkosti vzduchu (Holmer a Eliasson, 1999). Tak například vyšší teplota vzduchu zvyšuje intenzitu výparu, který je ale malý v důsledku nižšího podílu vegetace. Navíc nedochází ke spotřebě latentního tepla, které se dále podílí na zvyšování teploty vzduchu v prostředí městské zástavby. Rychlý odtok vody po nepropustných površích do kanalizačních systémů ještě dále působí na snižování intenzity výparu a ovlivňuje vlhkostní poměry. Teplotní rozdíly různých lokalit jsou příčinou vzniku rozdílů v tlaku vzduchu, čímž je vzduch uveden do pohybu a může dále ovlivňovat vlhkostní poměry zastavěných území (Brys et al., 2003). Pozitivní vazbu na vlhkost vzduchu má městská zeleň, ze které se může vypařovat značné množství vodní páry. Množství vody,

kteří je ve vegetaci k dispozici pro výpar, závisí na její velikosti, druhu či hustotě. Na charakter vlhkosti dané lokality mají nezanedbatelný vliv i cirkulační faktory ve smyslu výměny vzduchových hmot a jejich termických a vlhkostních vlastností (Murínová, 1975).

Kratzer (1956) našel v prostředí Mnichova zvýšený tlak vodní páry v zimním období a nižší hodnoty v létě v porovnání s příměstskými částmi města. Relativní vlhkost vzduchu je podle něj ve městě vyšší v létě a nižší v zimě než na jeho okrajových částech. Konček et al. (1979) porovnali relativní vlhkost vzduchu na třech odlišných lokalitách v Bratislavě. Průměrná roční relativní vlhkost vzduchu v centrální části města dosahovala nižších hodnot než v jejím okolí s nejvyšším rozdílem v nočních hodinách, nejnižším pak odpoledne kolem 14 h. Úroveň relativní vlhkosti závisela také na synoptických podmínkách, vyšší hodnoty byly dosahovány při cyklonálních a nižší při anticyklonálních situacích na všech třech stanicích. Murínová (1969) konstatuje, že nižší vlhkost ve městě způsobuje kromě nedostatku vláhy a rychlého odtoku srážkové vody do kanalizace také vysoký obsah prachových částic, které vodní páru absorbují. Na základě analýzy tlaku vodní páry je podle Ungera (1999) přízemní atmosféra ve městě Szeged vlhčí než v jeho okolí a srpnové maximum diference mezi městem a okolím je podle autora způsobeno přítomností řeky Tisy resp. silným výparem z jejího povrchu a intenzivním zavlažováním městské zeleně v letním období.

V Łodzi je relativní vlhkost vzduchu v okrajových částech města vyšší než v jeho středu, největší rozdíly nastávají v noci během teplé poloviny roku. Průměrná roční diference relativní vlhkosti mezi centrem města a jeho okolím dosahuje hodnoty 4 % (Charciarek, 2003). Unkašević et al. (2001) na příkladu studia vlhkostních poměrů Bělehradu zjistil, že městská atmosféra je po celý rok sušší v termínu 14 hodin, zatímco v ranním a večerním termínu je to pouze v období od února do září. Vertikální strukturu vlhkosti vzduchu v urbánním prostředí na příkladu polských měst Wrocław, Łódź a Sosnowiec studovali Brys et al. (2003). Pozornost mimo jiné věnovali vlivu města na proudění vzduchu, které vertikální gradient relativní vlhkosti vzduchu podstatně ovlivňuje. Ze studie vyplývá, že rychlost větru a relativní vlhkost významně korelují zvláště v ranních a večerních hodinách.



Obr. 2.5 Obecný model ovlivnění srážkových poměrů v urbanizovaných oblastech (převzato z <http://www.ucar.edu/communications/staffnotes/0603/cities.shtml>)
Fig. 2.5 Modification of precipitation regime in urban environment; a general model adopted from <http://www.ucar.edu/communications/staffnotes/0603/cities.shtml>)

Vlhkostní poměry města vzhledem k okolní krajině mohou být ovlivněny samotnou polohou města vzhledem k okolnímu reliéfu. Matuszko (2007) uvádí, že díky údolní poloze Krakova vykazuje roční chod vlhkosti vzduchu větší kolísání než ve městech umístěných v rovinném terénu, kde je roční amplituda nižší. Zimní měsíce jsou v Krakově charakteristické nejvyššími hodnotami relativní vlhkosti vzduchu, v průměru dosahuje 85 %. Minima je dosahováno koncem jara a začátkem léta. Ve 20. století byl zaznamenaný pokles relativní vlhkosti o 6 %, a to především v letním půlroce. Poklesová tendence relativní vlhkosti v Krakově souvisí s nárůstem teploty vzduchu (Wypych 2010). Vliv velkoměst na utváření vlhkostních poměrů uvnitř a v jejich okolí byl testován na mimoevropských městech, např. na Vancouveru (Richards, 2005) nebo Pekingu (Liu et al., 2009).

Z výše uvedeného přehledu je patrné, že z hlediska časové variability obvykle korespondují období nejnižší relativní vlhkosti vzduchu s maximální intenzitou tepelného ostrova. Také z hlediska prostorové variability oblasti s maximální intenzitou UHI korelují s oblastmi výskytu snížené vlhkosti vzduchu, pro které se někdy používá termínu „urban dry island“ (Wang a Gong 2012). Příspěvek charakteru aktivního povrchu k modifikaci vlhkostních poměrů je dán především značným podílem nepropustných povrchů, menším zastoupením vegetačního krytu a rychlým odvodem srážkové vody kanalizačními systémy. Voda tedy nemá možnost se vsakovat do pů-

dy a následně evapotranspirací zvyšovat vlhkost vzduchu. Podle Landsberga (1981) je roční průměrná relativní vlhkost ve městech asi o 6 % nižší než v jejich okolí. V ročním chodu je maximální rozdíl mezi oběma druhy prostředí obvykle v létě, minimální potom v zimě. V denním chodu je maximální rozdíl v odpoledních hodinách (Unkašević et al. 2001). Unger (1999) na základě analýzy tlaku vodní páry zjistil maximální rozdíl kolem 19:00 hod.

Do celkové bilance vlhkosti vzduchu je nutné v některých urbanizovaných oblastech započítat produkci vodní páry, která vzniká při procesech spalování či například z chladících věží. Antropogenní produkce odpadní vodní páry však není schopna vyrovnat její ztráty dané výše uvedenými mechanismy. Jedním z důvodů je také skutečnost, že odpadní vodní páry poměrně rychle stoupají od zemského povrchu do vyšších vrstev atmosféry.

2.4 Srážky ve městech

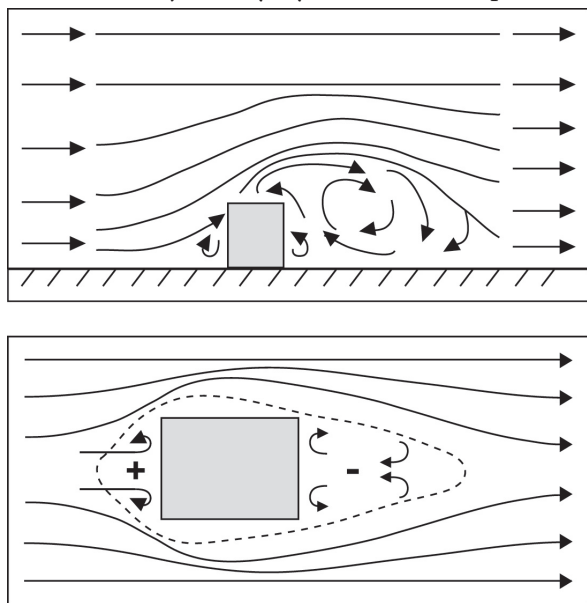
Na rozdíl od teploty vzduchu nejsou atmosférické srážky spojitě ani v prostoru ani v čase a to je jeden z důvodů, proč patří otázka vlivu urbanizovaných oblastí na modifikaci srážkového režimu k nejproblematictějším tématům v rámci urbánní klimatologie. Značná časová a prostorová proměnlivost srážek a relativně řídká síť srážkoměrných stanic značně komplikují separování vlivů urbánních oblastí od ostatních faktorů (geografická poloha, reliéf, efekty návětrí atp.) a mohou být také příčinou protichůdných výsledků některých empirických studií. Obecný model ovlivnění srážkového režimu prezentuje obr. 2.5, podle kterého teplejší vzduch nad městem obsahující větší množství kondenzačních jader podmiňuje výskyt vyšších úhrnů srážek a vyšší intenzitu srážek především v závětrných oblastech, kde dochází k ochlazení podporujícímu kondenzaci, nárůst oblačných kapek a k vpadávání srážek.

Současný stav poznání režimu srážek v urbánních oblastech shrnují Lowry (1998) či Shepherd (2005) a podle autorů je základní otázkou, zda urbanizované oblasti iniciují vznik srážek (Carraca a Collier 2007) resp. srážkově významné oblačnosti, či pouze zesilují existující srážky (Svoma a Brazel 2010). Zvýšený zájem o studium případného vlivu zastavěných oblastí na srážky lze sledovat od zveřejnění prvních studií o srážkové anomálii v La Porte, USA (Changnon

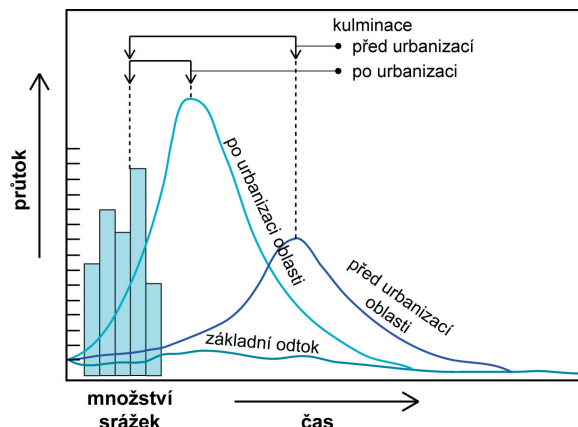
1968) a od doby realizace projektu METROMEX (Changnon et al. 1971, Changnon 1976). Řada prací se zabývala klimatologií srážek ve městech (Burian a Shepherd 2005; Çiçek a Turkoglu 2005; Shepherd 2006), případovými studii konkrétních srážkových událostí (Atkinson 1970, 1971) či schopností regionálních cirkulačních modelů odhadovat srážkové extrémy v urbanizovaných oblastech (Mishra et al. 2012).

Landsberg (1981) uvádí, že množství srážek ve městech resp. v jejich závětrí je o 5 – 15% vyšší než v okolí měst a řada studií prokázala zvýšení srážkových úhrnů v důsledku vlivu města (Changnon 1968; Dettwiller a Changnon 1976). Toto zvýšení je podmíněno především třemi různými efekty: termálním efektem, mechanickým efektem a efektem znečištění ovzduší. Stejně, jako v případě jiných meteorologických prvků, může být role jednotlivých faktorů v konkrétních podmínkách značně rozdílná.

Termální efekt souvisí s formováním tepelného ostrova města, zvýšenou intenzitou výstupných konvekčních pohybů, které mohou vést ke kondenzaci a tvorbě oblačnosti až do stádia vypadávání srážek. Termální efekt je hlavní příčinou vzniku izolovaných srážek nad městem v létě. V této souvislosti může v některých případech docházet k četnějšímu výskytu bouřek a krupobití.



Obr. 2.7 Schematické znázornění mechanických příčin ovlivnění pole větru v zastavěných územích ve vertikálním (nahore) a horizontálním směru (dole)
Fig. 2.7 Wind field modification in urban environment in vertical (above) and horizontal direction (below)



Obr. 2.6 Schematické porovnání tvaru a doby kulminace průtokové vlny vzniklé ze stejného množství srážek z oblasti s převládajícími přírodními druhy povrchů a ze stejné oblasti po přeměně druhu povrchů v důsledku urbanizace území (upraveno podle Christopherson, 1997)

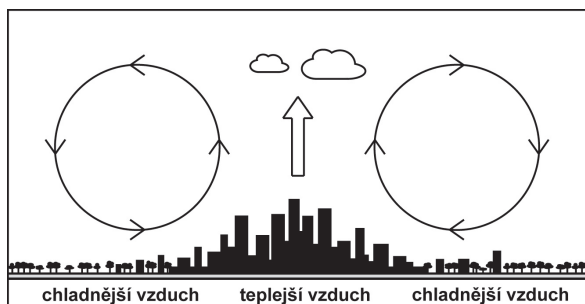
Fig. 2.6 Before and after urbanisation hydrograph (adopted from Christopherson 1997)

Mechanický efekt souvisí s vyšší drsností povrchů, která může brzdit postup frontálních systémů a tak zvyšovat úhrny srážek. Znečištění atmosféry zvyšuje množství kondenzačních jader a následně vypadávání srážek. Podle některých studií působí znečišťující látky také změny ve spektru oblačných kapek, především dochází k zmenšování velikosti oblačných kapek. Některé polutantů však mohou působit na vypadávání srážek ve městech negativně. Antropogenní činnost může produkovat ledová jádra, která jsou potom především v zimě příčinou vzniku přechlazené slohovitě oblačnosti a výskytu sněhových srážek nad městem či v jeho závětrí. Naopak na snižování podílu sněhových srážek ve městě působí tepelný ostrov města.

Detailní poznání srážkového režimu v urbanizovaných oblastech je velmi důležité především s ohledem na odtok srážkové vody. Odtok po nepropustných površích má odlišný charakter v porovnání s povrchovým odtokem po površích přirozených (obr. 2.6) a nepropustné povrchy ovlivňují především rychlost a výšku odtoku.

2.5 Větrné poměry ve městech

Podle Landsberga (1981) je v zastavěných oblastech průměrná roční rychlost větru o 20–30 % nižší, maximální rychlost větru o 10–20 % nižší a četnost bezvětrí o 5–20 % vyšší než v oblastech nezastavěných (tab. 2.2). Vliv měst na charakteristiky větrných poměrů má mechanické a termální příčiny.



Obr. 2.8 Schéma vzniku místní cirkulace v důsledku rozdílných teplotních poměrů nad městem a jeho okolím (upraveno podle Munn 1968)

Fig. 2.8 Local circulation resulting from temperature differences between rural and urban areas (modified after Munn 1968)

Mechanické příčiny souvisejí především s větší aerodynamickou drsností urbanizovaných území a zvýšeným vlivem tření v porovnání s poměry nad přirozenými povrchy. Na obr. 2.7 je schematicky prezentován turbulentní charakter proudění v přízemní vrstvě atmosféry formovaný trojrozměrnými objekty. Vzájemným uspořádáním jednotlivých objektů (jejich vzájemnou vzdáleností i orientací vůči směru proudění) je pole proudění vzduchu dále modifikováno.

Termální efekty vedou k formování místních cirkulačních systémů, které jsou podmíněny rozdílem v teplotě vzduchu městských a příměstských oblastí a úzce souvisí s formováním tepelného ostrova města. Jak vyplývá z kap. 2.1.1, rozdíly v energetické bilanci zastavěných a nezastavěných území mohou vést primárně k formování oblasti teplejšího vzduchu v prostoru města a chladnějšího v jeho okolí. Teplejší vzduch nad městem stoupá do výšky a odtéká směrem na periferii. Zde po ochlazení klesá a v důsledku konvekce nad městem vane zpět směrem do centra města a uzavírá celou cirkulační buňku (obr. 2.8).

Uvedený typ proudění je obdobou tzv. brízové cirkulace, která souvisí s teplotními rozdíly mezi teplejším vzduchem nad pobřežím a chladnějším nad vodní hladinou. Nad zastavěnými oblastmi a jejich okolím se může formovat především za slabého všeobecného proudění a silnější advekce ho narušuje. Může však mít i druhotné účinky jako je vyklenutí tzv. směšovací vrstvy, zvýšenou tvorbu konvekční oblačnosti a případně výskyt atmosférických srážek v závětrí města (Meteorologický slovník 1973). Uvedené hlavní rysy větrných poměrů v podmínkách městského

klimatu byly ověřeny na řadě empirických studií (Bornstein a Johnson 1976; Brazel 1987; Eliasson a Upmanis 2000; Radics et al. 2002).

Procesy, které vedou k utváření specifických větrných poměrů urbanizovaných území, k formování specifického vertikálního profilu rychlosti větru či ke vzniku místní cirkulace nad městem a jeho okolím, značně závisí na konkrétních podmínkách a vedle faktorů antropogenních (velikost města, charakter zastavěných území) je formují i faktory přirozené, jako je obecný charakter proudění v oblasti či charakter reliéfu (blíže viz kap. 8).

2.6 Oblačnost a sluneční svit

Zvýšená intenzita konvekce, turbulentní charakter proudění a produkce kondenzačních jader v městské atmosféře jsou hlavními příčinami zvýšeného výskytu oblačnosti nad městy ve srovnání s jejich okolím. V důsledku změn v radiční bilanci zastavěných území oproti přirozeným podmínkám a následnému formování oblasti vyšších teplot může v urbanizovaných oblastech docházet ke zvýšení intenzity konvekce a společně s nárůstem množství kondenzačních jader k formování konvekční oblačnosti. Vyšší množství atmosférických aerosolů a znečištění atmosféry mohou také vést k zeslabení intenzity slunečního záření a snížení dohlednosti.

Množství oblačnosti může být v urbanizovaných oblastech oproti přirozeným podmínkám zvýšené v průměru o 5–10 %, četnost mlh o 100 % v zimě a o 30 % v létě (Landsberg 1981; Arnfield 2003). Větší množství oblačnosti je spojeno především s formováním kupovité oblačnosti v létě. Vyšší četnost kondenzačních jader, která může způsobovat, že vodní pára kondenzuje ještě před dosažením stavu nasycení, se na formování oblačnosti uplatňuje především v zimě, kdy je vyšší vlhkost vzduchu a častější výskyt inverzního rázu počasí. V denním chodu oblačnosti jsou rozdíly mezi městem a okolím patrné především brzy ráno, což souvisí s vyšším výskytem mlh, a potom kolem poledne v důsledku rozvoje konvekční oblačnosti. Zákal je ve městech způsoben v průměru asi desetkrát větším množstvím kondenzačních jader a jiných částic a 5–25krát větším množstvím plynných příměsí. Důsledkem toho může být až o 20 % snížená propustnost pro dopadající sluneční záření (o 30 resp. 5 % ultrafialového záření v zimě a v létě) a také kratší trvání doby slunečního svitu o 5–15 % (Landsberg 1981).

Modifikace přirozeného režimu výskytu oblačnosti a trvání slunečního svitu byla potvrzena v řadě empirických studií. Tak Romanov (1999) studoval vliv urbanizovaných oblastí na množství oblačnosti s využitím družicových snímků v období 1993–1996 v oblasti střední Evropy a části Ruska. Autor zjistil významný vliv Moskvy na zvýšení množství oblačnosti především na jaře a v létě. Analýzu vlivu oblačnosti a proudění vzduchu na rychlost nočního ochlazování v městské a venkovské krajině na příkladu několika měst v USA provedli Kidder, Essenwanger (1995) a Morris et al. (2005) na příkladu Melbourne. Vliv aerosolů na tvorbu oblačnosti a výskyt srážek ve městech na příkladu New Yorku a Houstonu studovali Jin et al. (2005).

V oblasti střední Evropy analyzovali Konček et al. (1979) výskyt oblačnosti a slunečního svitu v Bratislavě za období 1852–1970 s několika přerušeními. Autoři zpracovali roční a denní chod obou prvků včetně četnosti výskytu jasných, oblačných a zamračených dnů. Studium charakteristik oblačnosti včetně druhů oblaků v Krakově se zabývala Matuszko (2000a,b), která dále studovala dlouhodobé kolísání oblačnosti a délky slunečního svitu v období 1884–2003 s ohledem na změny cirkulace a změny v radiační bilanci v důsledku vlivu městského klimatu (Matuszko, 2005, 2009).