



**MATEMATICKO-FYZIKÁLNÍ
FAKULTA**
Univerzita Karlova

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Tereza Nováková

Zhodnocení přínosu zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu počasí

Katedra fyziky atmosféry

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Tomáš Halenka, CSc.

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Meteorologie a klimatologie

Praha 2018

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle § 60 odst. 1 autorského zákona.

V Praze dne 18.7.2018

Podpis autora

Děkuji doc. RNDr. Tomáši Halenkovi, CSc. za cenné rady, připomínky a čas, který mi věnoval při vedení diplomové práce. Poděkování patří též Mgr. Peteru Huszárovi, Ph.D., a Mgr. Janu Karlickému za rady a pomoc při implementaci parametrizací městské zástavby do numerického předpovědního modelu WRF.

Název práce: Zhodnocení přínosu zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu počasí

Autor: Tereza Nováková

Katedra: Katedra fyziky atmosféry

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Tomáš Halenka, CSc., Katedra fyziky atmosféry

Abstrakt: Městská zástavba představuje umělý zásah do přirozeného prostředí, vyznačuje se velkou prostorovou proměnlivostí a specifickými mechanickými, radiačními, tepelnými a chemickými vlastnostmi. Navzdory rostoucímu rozlišení současné numerické modely využívané operativně pro předpověď počasí stále nedostatečně postihují vliv lokální městské zástavby na meteorologické jevy mezosynoptického měřítko. Je proto nutné do nich zahrnout nějaký z modelů městské zástavby, které jsou speciálně navrženy, aby dokázaly parametrizovat procesy specifické pro městské prostředí, jež nejsou rozlišitelné v rámci sítě numerického modelu. V práci jsou vysvětleny hlavní meteorologické charakteristiky městského prostředí (např. vliv na strukturu mezní vrstvy, radiační a tepelnou bilanci městského povrchu nebo městský tepelný ostrov), představeny základní principy zahrnutí vlivu města do numerického předpovědního modelu a popsány možnosti parametrizace procesů spojených s městskou zástavbou v předpovědním modelu WRF (Weather Research and Forecasting). S tímto modelem byly provedeny validační experimenty pro letní a zimní epizodu v nehydrostatickém režimu s rozlišením 3,3 km, kde byly otestovány různé možnosti zahrnutí městské parametrizace, nastavení denního průběhu antropogenního tepla a přínos použití poměrného land-use. Ze simulací byly vyhodnoceny změny úspěšnosti předpovědi v dubnu 2018 pro Prahu s ohledem na městský tepelný ostrov.

Klíčová slova: urbanizace předpovědi, parametrizace města, předpověď počasí, numerická předpověď počasí, předpovědní model, tepelný ostrov města

Title: On the assessment of urbanization application in weather forecasting model

Author: Tereza Nováková

Department: Department of Atmospheric Physics

Supervisor: doc. RNDr. Tomáš Halenka, CSc., Department of Atmospheric Physics

Abstract: Built-up areas represent an artificial impact to natural environment with large spatial variability and specific mechanic, radiation, thermal and chemical properties. Despite of increasing horizontal resolution of numerical weather prediction models, the impact of local built-up area on mesosynoptiv weather phenomena is still not well resolved. Therefore it is necessary to use some of urban environment models, which were designed to parameterize specific urban proccesses, not explicitly resolved inside the grid box. In the thesis main urban characteristics are explained (impact on the structure of boundary layer, radiation and heat balance of urban environment or urban heat island), basic principles of urbanization application in the numerical weather model are described, as well as different urban parameterizations available in numerical model WRF (Weather Reseach and Forecasting). Number of validation experiments were performed for summer and winter episode in non-hydrostatic mode at 3,3 km resolution, where different urban parametrizations, antropogenic heat adjustment and impact of mosaic land-use were tested. April 2018 Prague weather forecast was verificated in consideration of urban heat island.

Keywords: urbanization, urban parameterization, weather forecast, numerical weather prediction, numerical weather model, urban heat island

Obsah

Úvod	2
Urbanizace	4
1 Charakteristiky městského prostředí	7
1.1 Mezní vrstva nad městskou zástavbou	7
1.2 Radiační a tepelná bilance městského povrchu	10
1.3 Městský tepelný ostrov	17
1.4 Další projevy počasí	19
2 Zahrnutí urbanizace do numerického modelu	21
2.1 Principy modelování městského prostředí	21
2.2 Možnosti zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu WRF . .	23
2.2.1 Bulk (slab) schéma	23
2.2.2 Single-layer urban canopy model SLUCM	24
2.2.3 Multi-layer urban canopy model MLUCM	27
2.3 Numerický model WRF	27
3 Popis metodiky	33
3.1 Parametry simulací	33
3.2 Studovaná oblast	38
3.3 Parametry města ve schématech	38
3.4 Simulované epizody	39
3.5 Měření z meteorologických stanic	40
4 Experimentální potvrzení významu vlivu urbanizace v modelu WRF	44
4.1 Městský tepelný ostrov	44
4.2 Roční chod intenzity městského tepelného ostrova Prahy	47
4.3 Výška planetární mezní vrstvy	47
4.4 Vliv antropogenního tepla	48
4.5 Dominantní vs. poměrný land-use	51
4.6 Validace urbanizované předpovědi	54
Závěr	70

Úvod

Rostoucí městská zástavba a s ní spojené využívání umělých materiálů s vysokou tepelnou kapacitou a nízkým albedem spolu s redukcí přirozených ploch pokrytých vegetací mají významný dopad na klima ve městech. Radiační, tepelné a hydrologické vlastnosti konstrukčních materiálů jsou zcela odlišné od vlastností půdy, vegetace či vodní plochy, což ovlivňuje i výměnu energie v městské zástavbě. Ve spojení s produkcí antropogenního tepla z lidské činnosti a zvýšeným znečištěním vzduchu vzniká ve městech významně odlišné klima. To má samozřejmě vliv i na proudění, které je navíc ovlivňováno i výraznými změnami struktury reliéfu zemského povrchu stavbami.

Městské klima má významný dopad na zdraví obyvatel. Jedním z nebezpečných projevů je zesílení intenzity horkých vln (obvyklé označení minimálně pětidenního období, kdy dosažená maximální teplota vzduchu alespoň o 5 °C přesahuje průměrnou maximální teplotu pro daný den). Horké vlny představují zátěž pro organismus, který je vystaven stresu, a při zhoršení chronických kardiovaskulárních onemocnění či nemocí dýchacího ústrojí mohou vést k předčasnému úmrtí. Vliv horkých vln na úmrtnost se zvyšuje v kombinaci se znečištěním vzduchu, v jehož důsledku zemře každý rok ve světě kolem 4,2 milionů lidí (Světová zdravotnická organizace WHO). Mezi znečišťující látky nejvíce ohrožující lidské zdraví patří polévatý prach, ozon, oxid siřičitý a oxid dusičitý. Hlavní příčinou antropogenního znečištění je motorová doprava, ačkoliv průmyslová výroba, výroba elektřiny a v méně rozvinutých zemích domácí spalování fosilních paliv také významně přispívají. Obyvatelé měst mají obecně sklon k nezdravému životnímu stylu díky nedostatečné pohybové aktivitě a konzumaci nezdravých potravin. Pohybové aktivity znesnadňuje přelidnění měst, používání městské hromadné dopravy, špatná kvalita ovzduší, ale také nedostatek rekreačních a sportovních zařízení a dostupnost nezastavěných oblastí. Jedním z cílů vývoje numerických systémů pro modelování městského prostředí je předpovědět a zhodnotit důsledky urbanizace a budoucí klimatické změny na naše životní prostředí a odhadnout s nimi spojené možné nebezpečí.

Vliv městského prostředí na lokální klima je znám již od 19. století, kdy ho ve své publikaci roku 1818 poprvé popsal Luke Howard. Rozdílné teploty v okolí Londýna objevil, když porovnal svá měření s měřením Královské společnosti v Somerset House. v počátcích numerického modelování atmosféry v regionálním měřítku nebyla městská zástavba do výpočtu téměř vůbec zahrnuta a ani dnes to ještě není zcela běžným standardem. S rostoucím horizontálním rozlišením začala vzrůstat potřeba odlišení městského povrchu od přírodního, zpočátku pouze formou úpravy veličin charakterizujících povrch (parametr drsnosti, albedo, tepelná vodivost, difuzivita). Takové přiblížení chápe složitou městskou zástavbu pouze jako vrstvu akumulující teplo. V současné době jsou pro potřeby výzkumu i aplikací vyvíjena mnohem složitější schémata, která již zahrnují proudění vzduchu v městském kaňonu, výměnu tepla a hybnosti mezi městskou zástavbou a nejnižší vrstvou atmosféry, ta nejpodrobnější parametrizují toky energie mezi budovami a jejich nejbližším okolím i uvnitř každé budovy.

Navzdory rostoucímu rozlišení současné numerické modely využívané operativně pro předpověď počasí nebo pro modelování regionálního klimatu při apli-

kacích zdaleka ne vždy využívají takových parametrizací, jejichž souhrn obvykle nazýváme schématem (modelem) městského prostředí (urban canopy model – UCM), který může postihnout vliv lokální městské zástavby na meteorologické jevy mezosynoptického měřítka nerozlišitelné explicitně v rámci sítě numerického modelu.

První kapitola diplomové práce uvádí přehled projevů počasí spojených s městskou zástavbou, např. vliv na strukturu mezní vrstvy, radiační a tepelnou bilanci městského povrchu nebo městský tepelný ostrov. Druhá kapitola popisuje principy zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu a konkrétní možnosti parametrizace městských procesů v numerickém modelu WRF. Ve třetí kapitole je popsáno nastavení experimentů a v poslední kapitole jsou představeny výsledky získané simulacemi dvou epizod v zimní a letní polovině roku, kde byly testovány různé možnosti zahrnutí parametrizace města, nastavení denního chodu antropogenního tepla, využití poměrného land-use a byla validována urbanizovaná předpověď počasí.

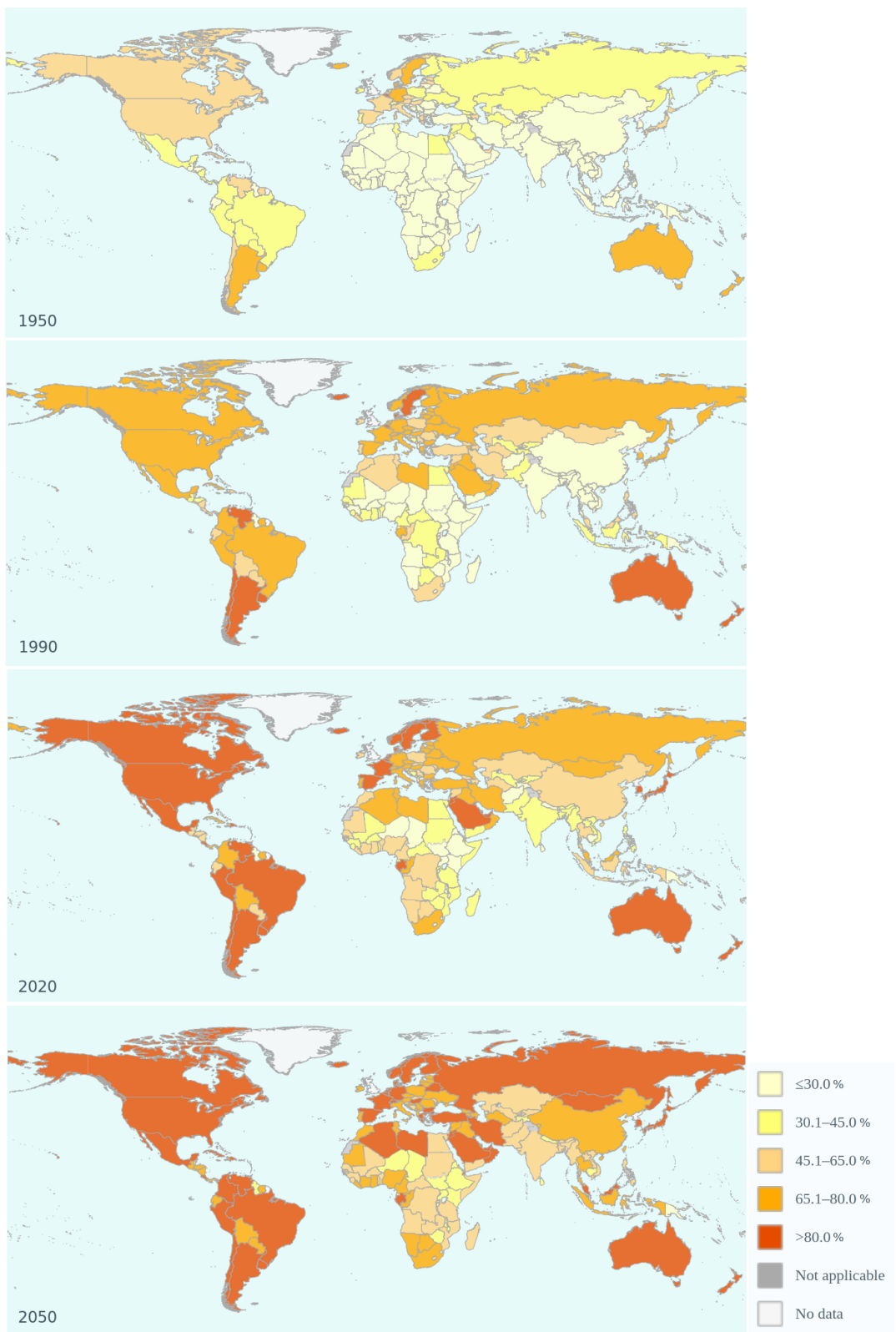
Urbanizace

Pojem urbanizace obecně označuje migraci obyvatelstva z venkovských oblastí do měst a zvyšování podílu lidí žijících ve městech na celkové populaci. Hlavním faktorem přispívajícím k urbanizaci je všeobecný růst populace, zejména v rozvojových zemích. Urbanizace probíhá i nepřímou formou, kdy si venkovské obyvatelstvo osvojuje městský způsob života.

Proces stěhování obyvatelstva do měst se začal ve větší míře objevovat zhruba před 200 lety, což bylo spojeno s rozvojem průmyslu, techniky a dopravy, ale vznik prvních měst lze datovat až 5000 let před naším letopočtem. Na přelomu 18. a 19. století žila ve městech pouze zhruba 3 % světové populace. Od té doby však počet obyvatel měst téměř ve všech státech roste. V roce 1800 byl Londýn jediným městem na světě s počtem obyvatel přesahujícím 1 milion. V současné době počet měst s alespoň 1 milionem obyvatel přesahuje 500 (Demographia, 2017). V roce 1970 byly na světě pouze 2 aglomerace překračující hranici 10 milionů obyvatel, Tokyo a New York. Do dnešní doby jejich počet vzrostl na zhruba 30 (Demographia, 2017) a to zejména v rozvojových zemích. Přelomovým byl rok 2008, kdy míra urbanizace ve světě dosáhla 50 % a poprvé v historii se světová populace změnila z převážně venkovské na převážně městskou. V současnosti žije ve městech více než polovina světové populace a dle odhadu WHO (Světová zdravotnická organizace) se počet obyvatel žijících ve městech do roku 2030 zvýší na 60 % a do roku 2050 na 66 %. Nejvíce se míra urbanizace zvýší v rozvojových zemích, neboť ve většině vyspělých států již nyní téměř dosahuje svých limitních hodnot (obr. 1, kde je vykreslena míra urbanizace v procentech pro jednotlivé státy světa v letech 1950, 1990 a předpokládané hodnoty v letech 2020 a 2050 dle WHO).

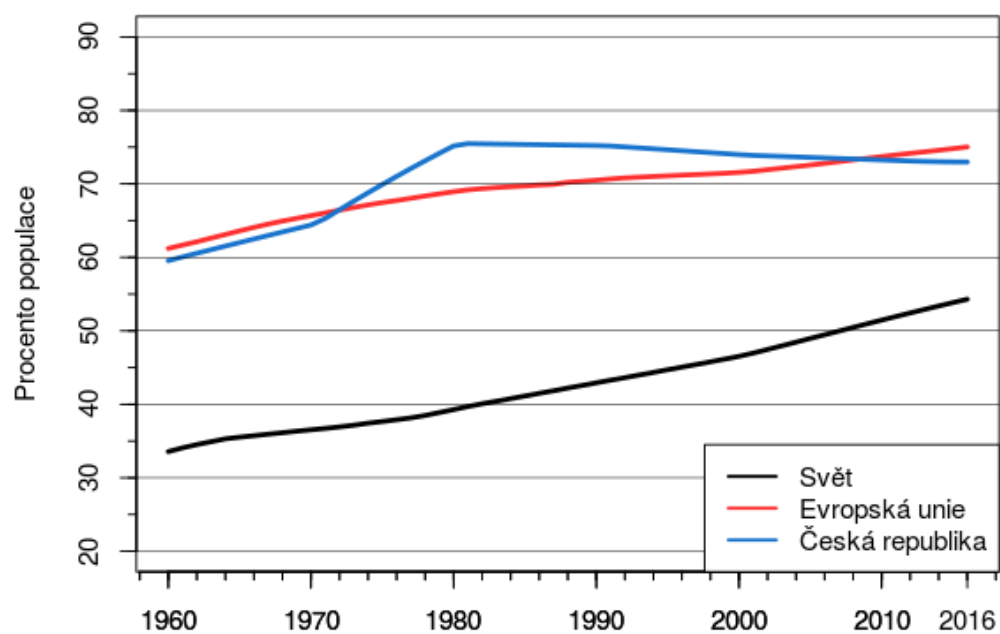
Na obr. 2 je znázorněn vývoj podílu obyvatel z celkové populace žijící ve městech v období 1960-2016 (zdroj World Bank). Je zde patrný přibližně lineární růst míry urbanizace u světové populace a populace Evropské unie. V České republice proběhl nejvýraznější růst v 70. letech, který je spojen s řízenou urbanizací a výstavbou rozsáhlých panelových sídlišť na okrajích měst. Míra urbanizace u nás v roce 1975 dosahovala 75 %. Od roku 1980 je podíl obyvatel žijících ve městech přibližně konstantní.

V této diplomové práci je pojem urbanizace chápán ve smyslu růstu zastavěných ploch, které mají odlišné fyzikální vlastnosti než přirozený povrch, což spolu s rostoucí aktivitou obyvatel ovlivňuje městské mikroklima a kvalitu života ve městech.



Obrázek 1: Vývoj míry urbanizace ve světě v letech 1950, 1990 a předpokládaný stav v letech 2020 a 2050, zdroj WHO.

Procento obyvatel žijících ve městech



Obrázek 2: Vývoj míry urbanizace v rámci České republiky, Evropské unie a světa, zdroj World Bank.

1. Charakteristiky městského prostředí

Městská zástavba představuje umělý zásah do přirozeného prostředí a vyznačuje se specifickými mechanickými, radiačními, tepelnými a chemickými vlastnostmi. Přirozený povrch pokrytý vegetací je ve městech nahrazen povrchem umělým. Zástavba je dodatečným zdrojem nebo propadem hybnosti, tepla a vlhkosti a díky tomu ovlivňuje řadu meteorologických veličin, např. teplotu a vlhkost vzduchu, výšku směšovací vrstvy nebo rychlost větru. Vertikálně členitá zástavba způsobuje změnu odrazu a absorpce slunečního záření. Díky tomu se v uličním kaňonu pohltí více energie, která ohřívá okolní vzduch. Rozsáhlé využívání nepropustných povrchů a velmi omezené plochy pokryté vegetací mají dopad na hydrologický cyklus a depozici znečišťujících látek. Kanalizace urychluje odtok vody, která se nevypařuje, a tudíž teplo, které by se v přírodě spotřebovalo na výpar, ve městě dodatečně přispívá k ohřívání vzduchu. Různorodé rozložení městské zástavby, jakožto elementu zvyšujícího drsnost zemského povrchu, ovlivňuje proudění vzduchu a s ním spojenou turbulenci, což může dále ovlivňovat transport, disperzi a depozici znečišťujících látek a to jak ve městě, tak v závětrné oblasti města. Emise aerosolů mohou mít vliv na šíření záření a tvorbu oblačnosti a srážek.

Městský kaňon

Pojmem městský uliční kaňon označujeme úzkou dlouhou část městské mezní vrstvy, která je obklopená zdmi budov a kde je povrch pokrytý nepropustnými materiály tvořící silnice a chodníky. Geometrie kaňonu ovlivňuje množství záření, které dopadá na povrch a uniká zpět do atmosféry. Pokud je kaňon tvořen úzkou ulicí a vysokými budovami, efektivně zachycuje sluneční záření a zabraňuje proudění vzduchu. Použité konstrukční materiály mají velmi výrazný vliv na albedo městského kaňonu a mohou přispívat ke zvýšení teploty vzduchu.

Vliv městské zástavby na mezní vrstvu atmosféry, radiační a tepelnou bilanci zemského povrchu a vybrané meteorologické veličiny, např. teplotu vzduchu, která se projevuje jako městský tepelný ostrov, oblačnost, srážky nebo proudění vzduchu, je popsán v následující kapitole.

1.1 Mezní vrstva nad městskou zástavbou

Planetární mezní vrstva (PBL) je část atmosféry, která je přímo ovlivňována zemským povrchem přes turbulentní přenos tepla, vlhkosti a hybnosti. Děje probíhající v mezní vrstvě mají délku trvání v řádu jedné hodiny a méně. Během dne vede ohřívání zemského povrchu slunečním zářením ke konvektivnímu pohybu a silnému vertikálnímu turbulentnímu promíchávání PBL. Důsledkem je promíchaná vrstva s přibližně rovnoměrným rozložením hybnosti, potenciální teploty a vlhkosti. V noci dochází k radiačnímu ochlazení povrchu, začne převládat

mechanická turbulence a v blízkosti povrchu se vytvoří slabá stabilní vrstva. Měřítko turbulentních pohybů v PBL se může pohybovat od několika milimetrů až po kilometr.

Struktura mezní vrstvy nad městskou zástavbou

Městská mezní vrstva má komplikovanou trojrozměrnou strukturu. Přítomné překážky narušují proudění vzduchu a modifikují toky tepla, hybnosti a vlhkosti. Na obr. 1.1 je znázorněna struktura městské mezní vrstvy a některé její podvrstvy. Městská mezní vrstva (UBL *urban boundary layer*) sahá přibližně do výšky PBL. Nejnižší vrstvou je *urban canopy layer* (UCL, městský baldachýn), která sahá od zemského povrchu přibližně do průměrné výšky překážkových elementů (budovy, stromy). Její vlastnosti jsou ovlivněny širokou škálou procesů mikroměřítko, které probíhají uvnitř městského kaňonu. UCL je součástí *roughness sublayer*, která je přímo ovlivňována jednotlivými překážkami, což vede k horizontálním změnám průměrného proudění na škále velikosti překážek. Její výška je proto závislá na výšce a hustotě elementů drsnosti. Nad *roughness sublayer* se nachází *inertial sublayer*. Za ideálních podmínek (stabilita, dostatečně velká vzdálenost od přechodu mezi drsným a hladkým povrchem atd.) lze v této vrstvě předpokládat platnost Moninovy-Obuchovovy teorie podobnosti. (Rotach et al., 2005)

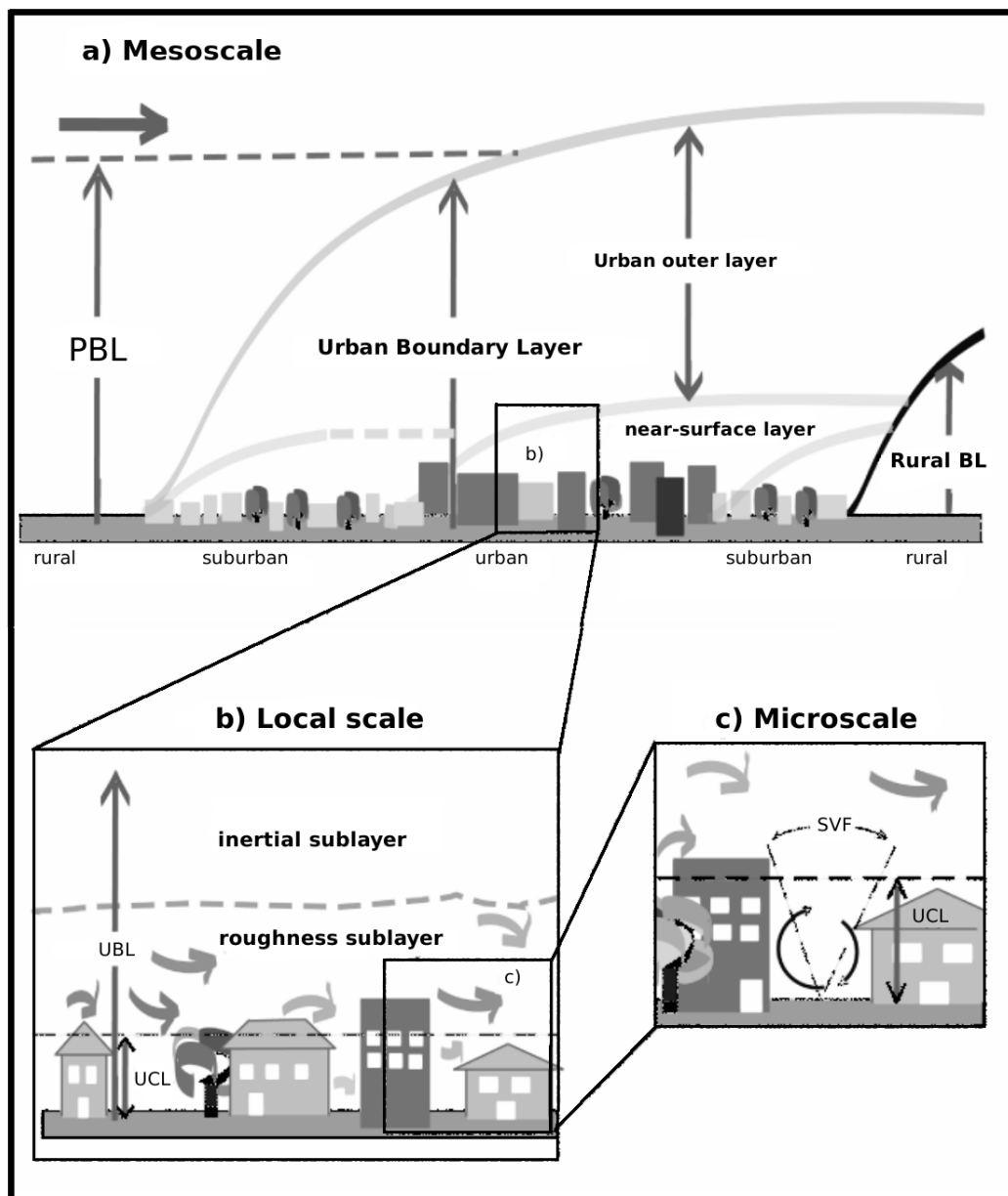
Parametr drsnosti

Drsnost městského povrchu významně ovlivňuje výměnu turbulentního (zjevného) tepla, vlhkosti a tedy i latentního tepla mezi povrchem a atmosférou. Hodnota parametru drsnosti povrchu je ve většině případů určována experimentálně. Takové techniky předpokládají konstantní hodnotu, která je závislá na typu povrchu. Pro hustě zastavěnou oblast nízkými budovami leží experimentální hodnoty parametru drsnosti v intervalu 0,4 - 0,7 m a pro obvyklou zástavbu jeho hodnoty leží v intervalu 0,7 - 1,5 m. Experimenty naznačují, že parametr drsnosti městského povrchu odpovídá 1/10 průměrné výšky budov. Většina modelů proto používá analogii $h/10$, pro reprezentaci URL (*urban roughness layer*), kde h je výška budov.

Vliv na výšku PBL

V práci Huszár et al. (2014) byl vyhodnocen dlouhodobý regionální dopad městského povrchu na meteorologické podmínky ve střední Evropě pomocí regionálního klimatického modelu RegCM4.2 rozšířeného o schéma městské zástavby SLUCM (schéma je popsáno v následující kapitole). V simulacích bylo mimo jiné pozorováno zvýšení výšky PBL a to během letních a zimních dní a během letních nocí. V průběhu zimních nocí došlo naopak ke snížení PBL nad městským prostředím. Denní zvýšení lze vysvětlit zvýšeným turbulentním promícháváním díky městské zástavbě. Noční zvýšení v letních měsících může být důsledek přítomnosti teplejšího vzduchu uvnitř PBL díky efektu městského tepelného ostrova. Noční mírné snížení výšky PBL v zimních měsících lze přisoudit snížené rychlosti větru, což vede k menšímu promíchávání.

Na obr. 1.2, který je převzat z experimentu Rotach et al. (2005), je znázorněno 24hodinové lidarové měření. Měření bylo součástí projektu BUBBLE ve



Obrázek 1.1: Struktura městské mezní vrstvy. Obrázek převzat ze studie Rotach et al. (2005).

švýcarském městě Basilej, které mělo za cíl detekovat změny vertikálního profilu atmosférických aerosolových částic v městské mezní vrstvě. Křížky je označena objektivně určená výška aerosolové směšovací vrstvy, která může být použita jako pomůcka k určení výšky PBL. Na průřezu je dobře patrný denní chod výšky aerosolové směšovací vrstvy a lze rozlišit různé fáze vývoje PBL, jako např. konvekativní růst výšky PBL v dopoledních hodinách, nebo pokles v pozdních večerních hodinách.

1.2 Radiační a tepelná bilance městského povrchu

Radiační bilancí zemského povrchu rozumíme rozdíl množství globálního slunečního záření absorbovaného jednotkou plochy zemského povrchu a efektivního vyzařování zemského povrchu (slovník ČMeS). Globální sluneční záření se skládá z přímého a atmosférou rozptýleného slunečního záření. Efektivním vyzařováním zemského povrchu se nazývá rozdíl dlouhovlnného vyzařování zemského povrchu a zpětného dlouhovlnného záření atmosféry. Jednotlivé složky radiační bilance jsou kladné, resp. záporné, směřují-li směrem k zemskému povrchu, resp. směrem od zemského povrchu.

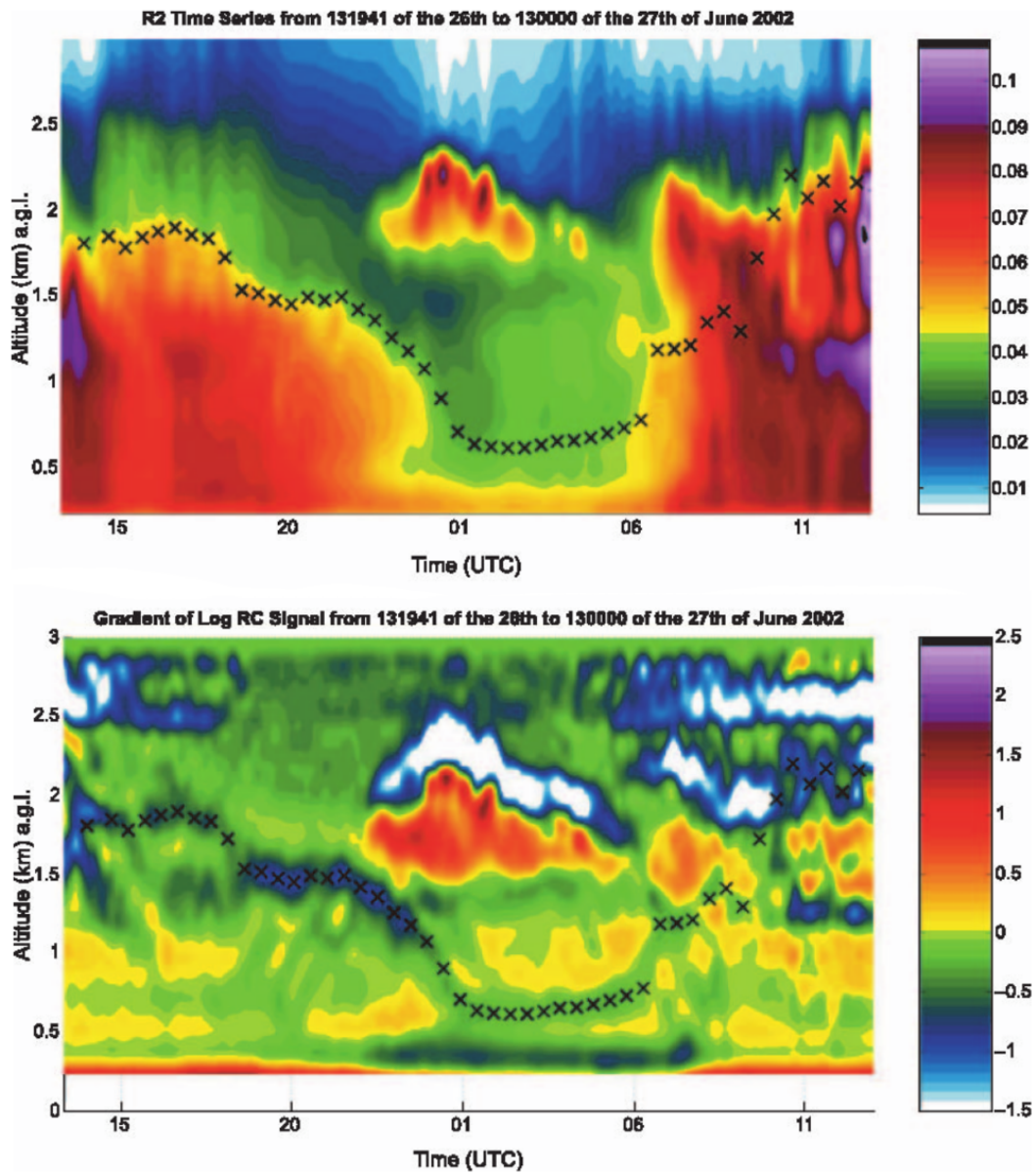
Tepelnou bilancí zemského povrchu rozumíme součet radiační bilance zemského povrchu, množství přijatého zjevného tepla (množství tepla odváděného ze zemského povrchu do atmosféry, resp. přiváděného z atmosféry k zemskému povrchu turbulentní výměnou), latentního tepla (tepla spotřebovaného na výpar nebo uvolňovaného při tvorbě kondenzačních produktů na zemském povrchu), molekulárního vedení tepla (tepla odváděného do půdy nebo přiváděného z hlubších půdních vrstev k zemskému povrchu). Jednotlivé složky tepelné bilance jsou kladné, resp. záporné, představují-li pro zemský povrch zisk, resp. ztrátu tepla. (slovník ČMeS)

Jednotlivé členy v rovnici radiační a tepelné bilance městského povrchu jsou modifikovány vlivem rozmanité geometrie zástavby, širokou škálou použitých konstrukčních materiálů a přítomností znečišťujících látek v atmosféře. V tepelné bilanci městského povrchu se navíc objevuje antropogenní teplo, které představuje dodatečný zdrojový člen.

Radiační bilance městského povrchu

Krátkovlnné záření, které vstupuje do městské zástavby, je při průchodu městskou atmosférou částečně rozptýleno, zeslabené dopadá na městský povrch, kde se část pohltí a část je odražena zpět do atmosféry. Část odraženého záření může být rozptýlena na částicích znečištěného vzduchu a část se vrací do volné atmosféry. Do radiační bilance městského povrchu je třeba také zahrnout snížené množství záření odraženého zpět do atmosféry díky několikanásobným odrazům od povrchu budov. Dopadající sluneční záření je zachycováno uvnitř kaňonu a podstupuje několikanásobné odrazy než je plně pohlceno zdi či asfaltovým povrchem nebo unikne do volné atmosféry.

Množství slunečního záření, které dopadá na městský povrch, je sníženo stínícím efektem budov (snížený tzv. sky-view faktor) a přítomností znečišťujících



Obrázek 1.2: Vertikální řez lidarového měření (nahore) a jeho logaritmické derivace (dole). Barevné škálování je úměrné množství aerosolů, resp. velikosti derivace. Křížky představují objektivně určenou výšku aerosolové směšovací vrstvy. Graf převzat ze studie Rotach et al. (2005).

látek v mezní vrstvě (aerosoly a fotochemický smog). Sky-view faktor (SVF) představuje měřítko, pod jakým prostorovým úhlem je viditelná obloha z daného místa na zemském povrchu, a je užitečným nástrojem při popisu složité geometrie městské zástavby. V místě, kde $SVF = 0$, je obloha zcela zakryta přítomnými překážkami, naopak při $SVF = 1$ nic nebrání výhledu na oblohu. Tato veličina se uplatní zejména při studiu městského tepelného ostrova, neboť s klesající hodnotou SVF je snižováno noční dlouhovlnné vyzařování zemského povrchu, zvyšováno zpětné záření atmosféry a během dne i množství odraženého slunečního záření dopadajícího na zemský povrch v městské zástavbě.

Albedo městského povrchu je snižené díky geometrii městské zástavby, která je vhodně uspořádaná ve tvaru kaňonů pro zachycení dopadajícího slunečního záření. Velikost albeda se obvykle pohybuje v intervalu 0,10-0,30. Studie Stewart and Oke (2012) uvádí nejčastěji se vyskytující albedo městského povrchu přibližně 0,15, což je kromě lesů a tmavé půdy menší hodnota než albedo přírodního povrchu.

Aerosolové částice pohlcují nebo rozptylují sluneční záření a tím omezují množství záření dopadajícího na zemský povrch. V silně znečištěných městských oblastech může velké množství aerosolových částic hrát ve vzduchu fyzikálně podobnou roli jako skleníkové plyny skrze změnu radiačních vlastností. Míra zeslabení záření závisí na struktuře města a znečištění a pohybuje se v řádu jednotek procent, ve městech s vysokými budovami a silnějším znečištěním je míra zeslabení i několik málo desítek procent. V důsledku geometrie městské zástavby ve tvaru úzkých uličních kaňonů je trvání slunečního svitu kratší. Kromě celkového zeslabení krátkovlnného záření dochází také ke změně směru a spektrálního složení záření. Znečištění filtruje záření ke kratším vlnovým délkám a zvyšuje se podíl rozptýleného záření v celkovém dopadajícím krátkovlnném záření.

Celkové sluneční záření dopadající na povrch je:

$$S = DS + R + D \quad (1.1)$$

kde DS je přímé sluneční záření, R je odražené záření od jiného povrchu a D je rozptýlené sluneční záření.

Radiační bilance dlouhovlnného záření je dána rozdílem zpětného záření atmosféry a dlouhovlnným zářením emitovaným povrchem:

$$L = L^\downarrow - L^\uparrow \quad (1.2)$$

V noci je městský povrch obvykle teplejší než okolí a vyzařuje více dlouhovlnného záření, i přesto, že geometrické uspořádání města omezuje dlouhovlnné vyzařování do atmosféry díky sníženému sky-view faktoru. Zpětné dlouhovlnné záření atmosféry je větší v městském prostředí díky vyššímu znečištění, avšak stále nedostatečné k vyrovnání tepelného vyzařování zemského povrchu.

Celková radiační bilance městského povrchu je:

$$Q = S + L \quad (1.3)$$

kde S je celkové sluneční záření a L je celkové tepelné záření (efektivní vyzařování).

Tepelná bilance městského povrchu

Globální sluneční záření je na městském povrchu nerovnoměrně rozloženo díky jeho trojrozměrné geometrii. Obecně je globální sluneční záření a zpětné dlouhovlnné záření atmosféry na povrchu rozděleno mezi tok turbulentního a latentního tepla, tok antropogenního tepla a vedení tepla mezi povrchem a vrstvou pod ním. Obecná rovnice energetické bilance městského povrchu má tvar:

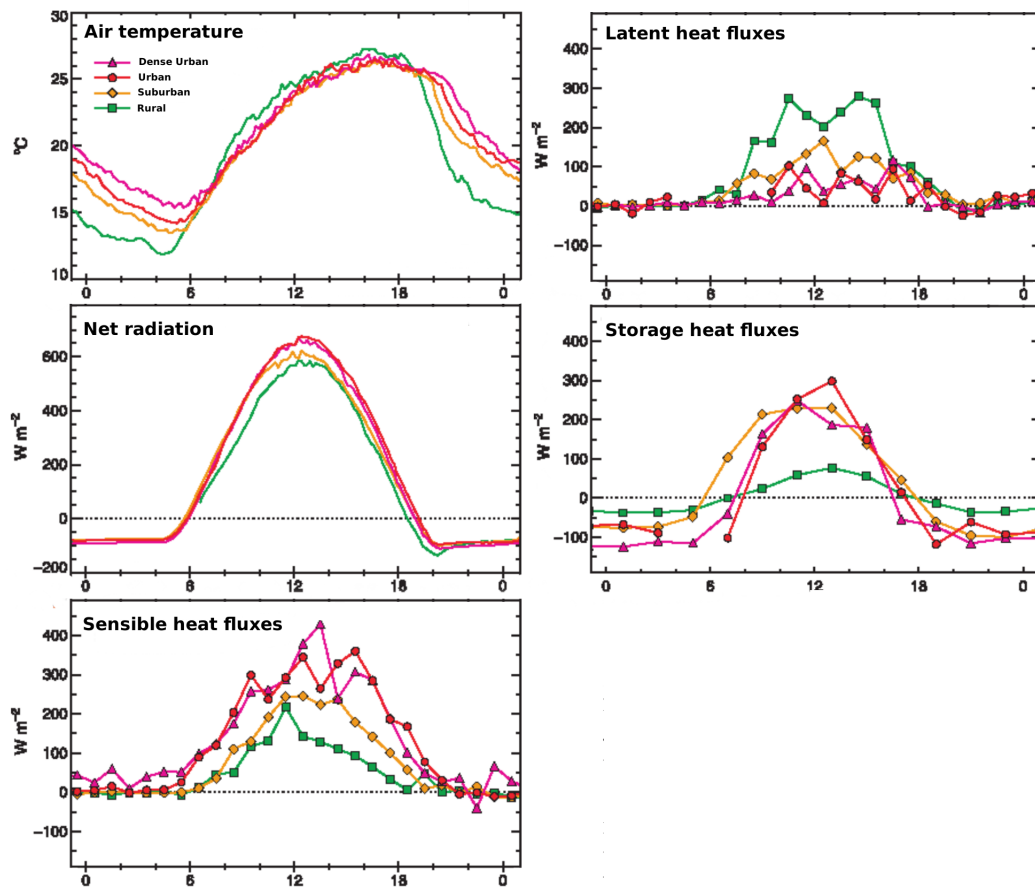
$$S + L = Q_H + Q_L + \Delta Q_A + Q_C + Q_F \quad (1.4)$$

kde S je celkové krátkovlnné záření, L je celkové dlouhovlnné záření (efektivní vyzařování), Q_H je tok zjevného tepla, Q_L tok latentního tepla, ΔQ_A je advektivní člen horizontálního přenosu zjevného a latentního tepla, Q_C je člen vedení tepla mezi povrchem a pod ním ležící vrstvou a Q_F je tok antropogenního tepla (spalování, topení a klimatizace). Nižší albedo má tendenci přispívat do energetické bilance, zatímco vyšší dlouhovlnné vyzařování a snížené množství slunečního záření přijaté povrchem energii snižuje.

Městská zástavba může díky svému členitému povrchu a materiálům s velkou tepelnou kapacitou uchovávat velké množství tepla, které je během noci uvolňováno do okolí a tím přispívá k rozvoji tepelného ostrova. Městské povrchy mají obecně vyšší tok zjevného tepla než okolí, neboť díky nižšímu albedu pohlcují více záření a mají tedy vyšší teplotu. Tok latentního tepla je naopak vyšší v přírodních oblastech, kde převládá pokrytí povrchu vegetací, která je ve městech značně omezena. Rozdíly ve sněhové pokrývce mezi městem a okolím vedou k dalšímu zdůraznění rozdílu v ukládání tepla a albedu. Zatímco okolí města je pokryto sněhem s vysokým albedem, ve městě se vyskytuje mnoho vertikálních ploch bez sněhu a sněhová pokrývka horizontálních ploch je uměle odklizena nebo roztaje díky efektu městského tepelného ostrova.

Obrázek 1.3 je převzat z experimentální studie Rotach et al. (2005). Jedná se o rok trvající experiment, který měl za cíl detailněji popsat strukturu mezní vrstvy nad městem Basilej ve Švýcarsku. Na několika místech o různém povrchu (hustě zastavěný městský, městský, příměstský a venkovský) byla rozmístěna měřidla, která poskytovala data o turbulenci až do hladiny ve výšce dvojnásobku výšky budov. V blízkosti centra města byly dále umístěny wind profily a lidary, které monitorovaly celou nižší vrstvu troposféry. V grafech 1.3 je znázorněn vzorek měření za jasného dne, kde jsou dobře patrné některé aspekty městského prostředí. Vyšší zisk krátkovlnné radiace městského povrchu (efekt nižšího albeda) je kompenzován vyšším vyzařováním dlouhovlnné radiace. Díky tomu je celková radiace více či méně rovna pro všechny typy povrchů. Centrum města však vykazuje nižší tok latentního tepla, který je zejména řízen podílem vegetace, jenž je v městském prostředí výrazně nižší. S rostoucím podílem vegetace v městském a příměstském povrchu se stává tok latentního tepla více významným. Oproti tomu tok zjevného tepla roste s rostoucí hustotou zástavby, v zastavěných oblastech je též zvýšený tok tepla do půdy. Při pohledu na průběh teploty je díky nočnímu uvolňování naakumulovaného tepla patrný noční městský tepelný ostrov. Zastínění způsobené vysokými budovami vytváří během dopoledních hodin tzv. městský studený ostrov, což má za následek vyšší teplotu ve venkovském prostředí.

Na obrázku 1.4 je vykresleno družicové měření dlouhovlnné radiace přístrojem AVHRR a spočtená celková bilance záření. Na obr. 1.4a lze ze změřeného dlouhovlnného vyzařování snadno odhalit letištní a průmyslové plochy, kde tok



Obrázek 1.3: Měření teploty vzduchu, celkové radiační bilance, toku zjevného a latentního tepla a za jasného dne pro 4 stanice reprezentující hustě zastavěný městský (ružová křivka), městský (červená křivka), příměstský (žlutá křivka) a venkovský povrch (zelená křivka). Graf převzat ze studie Rotach et al. (2005).

záření dosahuje až 530 W/m^2 . Díky takto vysoké ztrátě energie a v kombinaci s vyššími hodnotami albeda mají tyto povrchy pokryté umělým materiálem nižší celkovou radiační bilanci (obr. 1.4b) a objevují se i místa s hodnotou pod 300 W/m^2 , např. V areálu letiště, kde má povrch velmi vysokou teplotu a vyšší hodnotu albeda. Měření dlouhodobného záření a spočtená celková radiační bilance vykazují vysokou míru korelace s korelačním koeficientem $R = -0,825$ (Rotach et al., 2005).

Antropogenní teplo

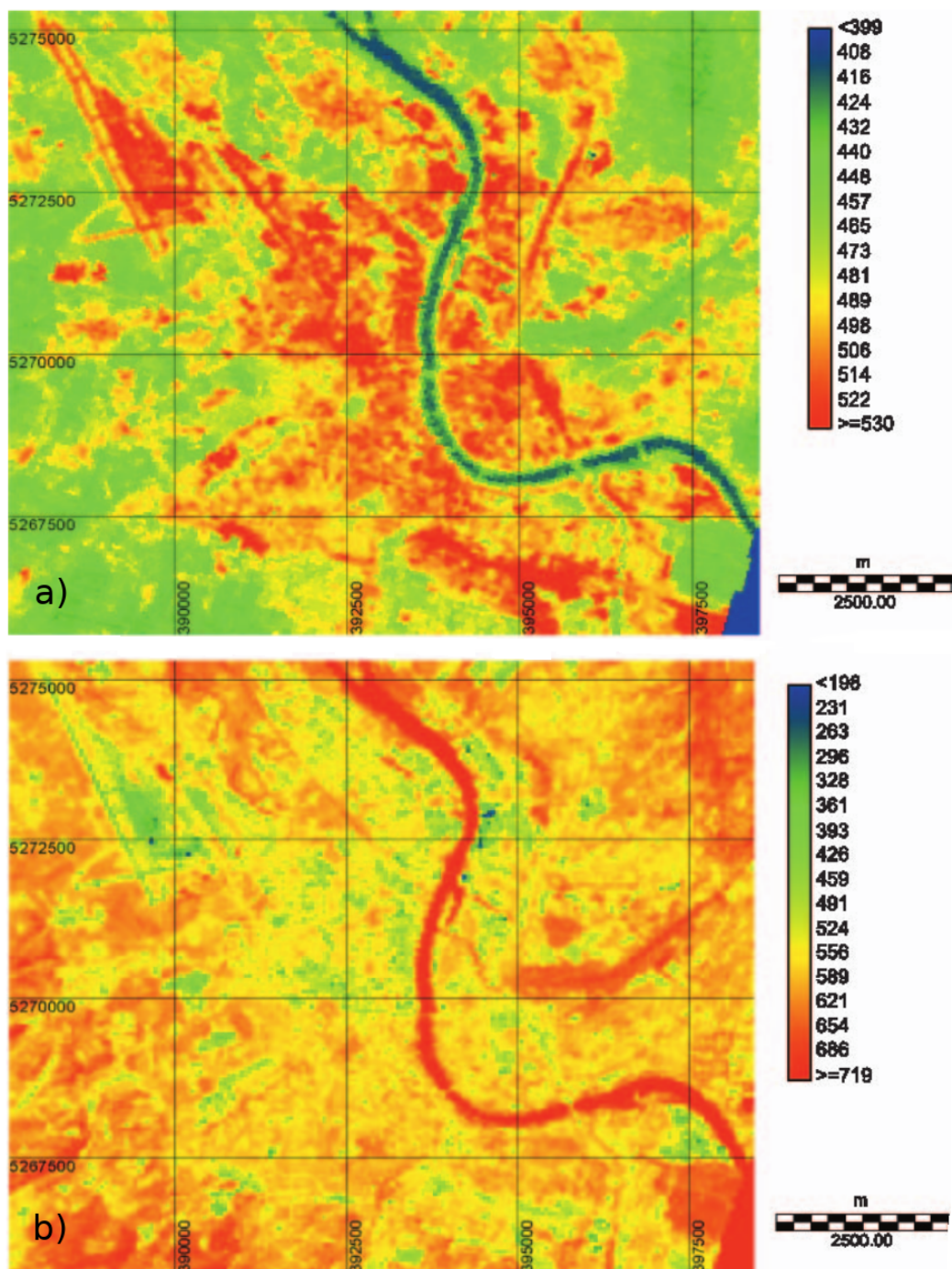
Pojmem antropogenní teplo je označováno ztrátové teplo vznikající ze spotřeby energie lidskou činností v městské zástavbě. Emise antropogenního tepla jsou v letní polovině roku svázány kladnou zpětnou vazbou s růstem teploty vzduchu ve městech. Rostoucí teplota vzduchu může zapříčinit zvýšenou spotřebu energie na chlazení budov, což vede k vyšším emisím antropogenního tepla a dalšímu růstu teploty vzduchu. Ačkoliv je průměrný tok antropogenního tepla malý v porovnání se slunečním zářením během dne, v nočních hodinách může hrát v energetické bilanci významnou roli.

Emise antropogenního tepla úzce souvisí se spotřebou energie, avšak jejich maximum může být opožděno a velikost maxima se může značně lišit od maximální spotřeby energie. K emisím antropogenního tepla do atmosféry dochází přímou cestou (přes komíny, výfuky, klimatizační a vytápěcí systémy) či nepřímou cestou (vedením skrz zdi a střechy budov). Standardně jsou definovány tři hlavní sektory zdroje antropogenního tepla: průmysl, doprava a obydlí. Čtvrtým, méně významným zdrojem antropogenního tepla je lidský metabolismus. Při hustotě $5000 \text{ obyvatel/km}^2$ byl tok tepla z tohoto zdroje odhadnut pouze na 1 W/m^2 (Sailor, 2011).

Většina energie spotřebované v průmyslu je přímo přeměňována na zjevné teplo, avšak existují odvětví, kde je přebytečné teplo odstraňováno vypařováním v chladících věžích nebo odváděné výměnou s velkým množstvím vody, např. s řekou. Proto není jednoduché odhadnout, jaká spotřeba energie v průmyslovém sektoru přispívá k celkovému antropogennímu teplu.

Se spalováním paliva v dopravních prostředcích je spojeno uvolňování tepla a vodní páry. Dopravní sektor může tedy významně přispívat k antropogenním emisím ve městě. Pro odhad množství antropogenních emisí z tohoto odvětví je nutno určit časové a prostorové rozložení vozidel na hlavních i vedlejších komunikacích, které jsou velmi proměnlivé, stejně jako spotřeba mezi různými typy vozidel. Dle analýzy ve městě Houston byl odhadnut příspěvek dopravy k antropogennímu teplu během odpolední špičky na průměrnou hodnotu 300 W/m^2 za hodinu ve čtverci o straně 500 m umístěném na hlavní dopravní tepně (Sailor, 2011).

Energie v budovách je spotřebována zejména na osvětlení, provoz elektrických spotřebičů a zařízení sloužících k vytápění, ventilaci a klimatizování. Množství spotřebované energie je závislé na typu budovy. Obytné domy mají typicky maximum spotřeby v ranních a v pozdních odpoledních hodinách. V komerčním odvětví vzrůstá spotřeba energie během ranních hodin, přetrvává i během dne a klesá v pozdním odpoledni. Během víkendu je spotřeba energie v komerčním sektoru minimální. V zimě dochází k úniku tepla z vnitřních prostor budovy do okolí, zejména díky oknům a jejich netěsnostem, vedení skrz zdi, větrání a úniku



Obrázek 1.4: a) Družicové měření dlouhovlnné radiace přístrojem AVHRR a b) spočtená celková bilance záření pro město Basilej. Obrázek převzat ze studie Rotach et al. (2005).

tepla v důsledku špatné izolace. V létě je významné množství slunečního záření zachycené v budově skrz okna. v chladné polovině roku by toto záření snižovalo potřebu vytápění, avšak v létě naopak zvyšuje potřebu chlazení klimatizací. V důsledku toho je množství tepla odstraněného z budov klimatizací mnohem vyšší než množství tepla spojeného se spotřebou energie na samotný provoz budovy.

Celkové emise antropogenního tepla jsou doprovázeny emisemi vlhkosti. Zdroj antropogenní vlhkosti může být dvojího druhu. Prvním mechanismem jsou chladicí systémy odebírající teplo vypařováním vody, což má za následek zvyšování vlhkosti vzduchu. Druhým mechanismem jsou chemické reakce probíhající při spalování uhlovodíkových paliv, při kterých vzniká vodní pára.

Roční a denní chod toku antropogenního tepla a jeho vliv na teplotu vzduchu je popsán ve třetí a též čtvrté kapitole, ve které jsou představeny výsledky experimentálních simulací.

1.3 Městský tepelný ostrov

Jedním z nejvíce studovaných efektů městské zástavby na lokální meteorologické podmínky je městský tepelný ostrov, který je definován jako oblast zvýšené teploty vzduchu v mezní a přízemní vrstvě atmosféry nad městem nebo průmyslovou aglomerací ve srovnání s přilehlým nezastavěným okolím (Slovník ČMeS). Počáteční studie vykonané v 80. letech minulého století naznačovaly zvýšení teploty o 2 až 8 °C. Nové studie však odhadují přesnější hodnoty na 5 až 15 °C (Mohajerani et al., 2017).

Hlavní příčinou vzniku tepelného ostrova je účinné zachycování slunečního záření a akumulace tepla díky charakteru městské zástavby. V městském prostředí je využíváno mnoho tmavých umělých materiálů s nízkým albedem a vysokou tepelnou kapacitou, jsou redukovány přírodní plochy pokryté vegetací a dochází k vysoké produkci antropogenního tepla. Teplota asfaltových ploch může být během dne až o pár desítek stupňů vyšší než teplota přírodního povrchu. Díky sníženému albedu pohlcuje městský povrch více tepla v porovnání s přírodním prostředím a po západu slunce je nahromaděné teplo vyzařováno s nižší efektivitou díky sníženému sky-view faktoru.

Tepelný ostrov vzniká obvykle v odpoledních hodinách, kdy je maximální teplota ve městě mírně zvýšená oproti okolnímu prostředí a čas jejího dosažení je lehce opožděn. Teplota okolí města začne klesat již po západu Slunce díky otevřenému prostoru a většímu sky-view faktoru. Rychlost ochlazování uvnitř města je však značně snižena díky sníženému sky-view faktoru a zvýšenému vyzařování tepla z umělých povrchů. Obvykle se tepelný ostrov udrží po celou noc, krátce po východu slunce začíná radiační ohřev okolního prostředí a rozdíl teplot mizí.

Tepelný ostrov se pozoruje už u měst s 10 000 obyvateli. V dnešní době výrazného růstu městské zástavby dochází k častějším obdobím velmi vysokých teplot. V letním období tepelný ostrov města zvyrazňuje horké vlny, což má neblahý dopad na zdraví obyvatel a kvalitu života ve městech. Tepelný ostrov je typický noční jev, ale je možné ho detekovat i ve dne. Nejzřetelněji se vytváří za stabilního, jasného, málo větrného počasí. V menších městech se může během noci teplota vyrovnat s okolím, ve větších městech však zůstávají centra teplejší po celou noc.

Intenzitu tepelného ostrova vyjadřují průměrné nebo maximální rozdíly teploty vzduchu v dané výšce nad středem města a okolím s přirozeným povrchem. Intenzitu tepelného ostrova nejvýrazněji ovlivňuje rychlost větru a množství oblačnosti. Intenzita klesá s vyšší rychlostí větru, vyšší relativní vlhkostí a nižším množstvím oblačnosti. Konkrétní průběh teploty ve městě dále závisí na typu povrchu, velikosti a hustotě zástavby a průmyslové činnosti. Tepelný ostrov je podporován několika dalšími faktory. Zvýšené emise tepla antropogenního původu přispívají ke zvýšení teploty ve městech. Povrch je pokrytý nepropustným materiálem, což způsobuje větší odtok a méně povrchové vody dostupné pro výpar. Nižší výpar má za následek méně spotřebovaného latentního tepla, což způsobí perturbaci energetické bilance a vede ke zvýšení teploty.

Tepelný ostrov má významné důsledky na život ve městech a je příčinou mnoha problémů spojených s životním prostředím. Zvyšuje náklady spojené s vyšší spotřebou vody a energie za účelem ochlazování budov, což má za následek další produkci tepla a kladnou zpětnou vazbu na tepelný ostrov. Napomáhá k tvorbě velkého množství znečišťujících látek, což vede ke zhoršení kvality ovzduší. Má významný negativní dopad na městské ekosystémy a zvyšuje stres obyvatel, který je spojený s vyšším rizikem zdravotních problémů a vyšší úmrtností.

Za slabého všeobecného proudění vzduchu vzniká v důsledku tepelného ostrova vlastní cirkulační buňka mezi městem a okolím s vertikální cirkulací podobnou přirozené konvekci a připomínající brízovou cirkulaci. Má sekundární účinky, jako vyklenutí směšovací vrstvy se zákalem nad tepelným ostrovem, zvýšené množství konvektivní oblačnosti, popř. atmosférických srážek v závětrí aj.

Ke zmírnění intenzity tepelného ostrova vede návrat k původnímu přírodnímu prostředí vytvořením více zelených ploch, vysazováním stromů v ulicích, budováním parků a střešních zahrádek. Teplota vzduchu na místech s vysazenou vegetací je nižší než u okolní zástavby a již relativně malá oblast pokrytá vegetací může přispívat k ochlazení. Stromy poskytují stín obyvatelům a budovám a ochlazují vzduch díky evapotranspiraci. Vysazování stromů v uličním kaňonu však může vést ke snížení rychlosti větru, což podporuje nárůst koncentrace škodlivin. Další strategie zahrnují například používání propustných povrchů s vysokým albedem a efektivního využití ochlazující schopnosti větru a vody (Mohajerani et al. (2017), další možná řešení taktéž zde).

Podrobný popis vlastností či dlouhodobých změn intenzity tepelného ostrova v závislosti na synoptické situaci lze nalézt v diplomové práci R. Beranové (2002).

Tepelný ostrov Prahy

Tepelným ostrovem města se ve světě zabývalo již mnoho autorů, avšak tento jev lze pozorovat i u řady českých sídel. v práci Brázdil, Budíková (1999) byly zkoumány dlouhodobé změny intenzity tepelného ostrova hlavního města Prahy. Byl zjištěn významný růst teploty na stanici Praha-Klementinum pro období 1922-1995, a to pro celý rok i ve všech ročních obdobích kromě léta. Největší růst teploty byl zjištěn v zimě a na jaře (0,6 °C za století). Z lineárního trendu rozdílu teploty mezi stanicí Praha-Klementinum a několika okolními stanicemi byl zjištěn významný růst intenzity pražského tepelného ostrova. Praha je tedy vhodným městem pro hodnocení přínosu zahrnutí parametrizací interakce městské zástavby s atmosférou do předpovědního modelu.

Na tuto studii navazuje diplomová práce Beranová (2002), kde byl zkoumán vliv synoptické situace na intenzitu městského tepelného ostrova a též její dlouhodobé změny za období 1961-1990. Pro výpočet intenzity byly využity denní minimální teploty, které se vyskytují záhy po východu slunce, kdy je tepelný ostrov dobře vyvinut. Intenzita pro daný den byla počítána jako rozdíl mezi minimální denní teplotou na stanici Praha-Klementinum a aritmetickým průměrem minimálních denních teplot třech venkovských stanic (stanic, o nichž lze předpokládat, že nejsou zatíženy městským tepelným ostrovem Prahy): Ondřejov, Doksany, Brandýs. Největší intenzity tepelného ostrova byly pozorovány v létě (2,55 °C) a nejmenší v zimě a na jaře (2,34 °C). Průměrná roční intenzita tepelného ostrova Prahy je 2,40 °C. Extrémní tepelný ostrov (intenzita větší než 4 °C) se nejčastěji vyskytuje v zimě s četností výskytu 8,5 % a nejméně často na jaře s četností výskytu 4,86 %. Intenzita tepelného ostrova má dvojitý roční chod s hlavním maximem v červenci (2,62 °C), vedlejším maximem v lednu a s minimy v březnu a listopadu. Z analýzy intenzity tepelného ostrova za různých synoptických situací vyplynul závěr, že tepelný ostrov je lépe vyvinutý za anticyklonálních situací a v typech s převládajícím prouděním od severu a severovýchodu, kde se také vyskytuje nejvyšší relativní četnost dnů s výskytem intenzity větší než 4 °C. Nejvyšší intenzita byla dosažena při situaci Ap4 (putující anticyklona), která se projevuje nejdelší dobou trvání slunečního svitu. Nejmenší průměrná intenzita byla dosažena při situaci SEc (jihovýchodní cyklonální). Cyklonální situace přináší větší rychlost větru, zvětšenou oblačnost a srážky, což omezuje rozvoj intenzivního tepelného ostrova. Regresní analýzou celkové průměrné roční intenzity tepelného ostrova byl zjištěn růst 1,2 °C/100 let.

Městský studený ostrov

Některé studie popisují též tzv. městský studený ostrov. Tento jev se vyskytuje v ranních hodinách a je způsoben zvětšeným stíněním v městské zástavbě, které zpozdí ohřívání povrchu a způsobí nižší teploty vzduchu oproti venkovskému prostředí.

1.4 Další projevy počasí

Proudění vzduchu ve městě

Proudění vzduchu pomáhá utvářet městské klima, neboť má vliv na teplotu, vlhkost a šíření znečištění v dané oblasti. Proudění v městské zástavbě je modifikováno díky existenci tepelného ostrova a drsnějšího povrchu, který zvětšuje tření. Obecně ve městech dochází k zeslabení rychlosti větru, avšak při vhodné konfiguraci ulic a staveb dochází k tvorbě závětrných vírů a turbulence a proudění zde může lokálně naopak zesílit. Při slabém větru a vyvinutém tepelném ostrovu se může ve městě vytvořit cirkulace vzduchu podobná mořské bríze. Studené proudění směřuje nad zemským povrchem do centra města, kde dochází k vzestupu teplého vzduchu a divergenci proudění směrem z centra, na okrajích města se vzduch ochlazuje, klesá a vrací se zpět do centra.

Srážky a oblačnost

Města mohou napomoci vzniku konvektivní oblačnosti. Řada pozorování znamenala v oblasti městské zástavby a v oblasti po směru proudění od zástavby zvýšený úhrn srážek, množství nízkých oblaků a čtenější výskyt blesků (Orville et al., 2001; Shepherd et al., 2002). Příčinami konvektivních jevů, indukovaných nebo podpořených městskou zástavbou, jsou změny v cirkulaci v důsledku městského tepelného ostrova. Městský tepelný ostrov může iniciovat výstupné pohyby v závětrné oblasti od centra, které mohou za příznivých termodynamických podmínek způsobit rozvoj konvekce a produkci srážek. Zvýšená drsnost městských povrchů nemá pravděpodobně vliv na vznik konvekce, ale může rozrušit již existující konvektivní systém, který vznikl v jiné oblasti a přes město přechází. Role zvýšeného množství kondenzačních jader díky znečištění vzduchu je sporná, neboť pozorování ukázala, že průmyslové znečištění vzduchu může snížit úhrn srážek, zvýšením množství kondenzačních jader a tvorbou mnoha malých oblačných kapiček vody, jejichž koalescence do dešťových kapek není efektivní (Rosenfeld (2000)). Na druhou stranu studie Andrae et al. (2004) ukázala, že zmenšená velikost oblačných kapek a tedy zpožděná tvorba dešťových kapek, může pomoci zesílit výstupné pohyby a tím způsobit intenzivní srážky ve formě ledu a zvýšit frekvenci blesků. Zvýšená koncentrace kondenzačních jader v okolí měst tedy není obecnou příčinou konvektivních procesů.

2. Zahrnutí urbanizace do numerického modelu

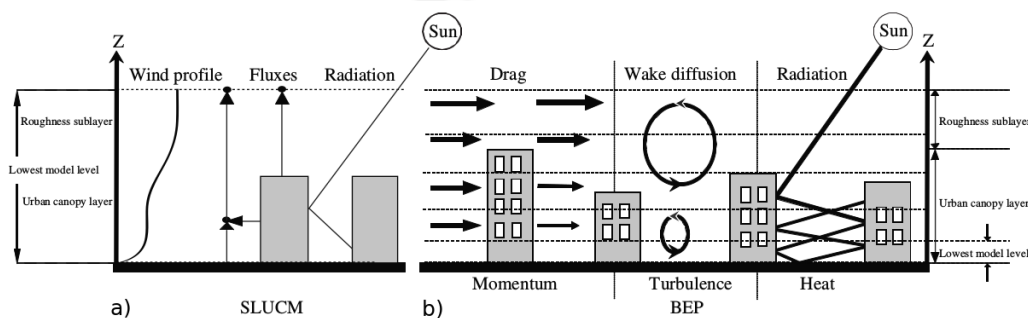
V následující kapitole jsou shrnuty obecné principy modelování procesů probíhajících v městské zástavbě. Dále jsou popsány konkrétní možnosti parametrizace v modelu WRF, na němž byl přínos zahrnutí urbanizace do numerické předpovědi počasí testován. Na závěr kapitoly je stručně představen samotný model WRF spolu s parametrizací Noah LSM, která poskytuje fyzikální spodní okrajové podmínky atmosférickému modelu a jejíž význam pro tuto diplomovou práci spočívá v možnosti sdružení se schématem městské zástavby.

2.1 Principy modelování městského prostředí

Díky rostoucímu počtu měst a neustále se zvětšujícímu počtu lidí žijících v městském prostředí roste role města ve vazbě na meteorologické a klimatické podmínky. Při posuzování této vazby je potřeba do modelovaných interakcí atmosféry se zemským povrchem zahrnout procesy probíhající v městském prostředí. Pozornost se zaměřuje zejména na modifikaci tepelné bilance zemského povrchu, modifikaci proudění vzduchu přes nerovnoměrnou městskou zástavbu, zvětšení či utlumení turbulentních toků v městské mezní vrstvě či prostorové a časové rozložení zdrojů tepla a znečišťujících látek. Existují dva základní principy, které spočívají v:

1. upravení předepsaných parametrů vegetace a půdy pro městské prostředí (tzv. bulk nebo slab schéma),
2. spojení nezávislého schématu městské zástavby s atmosférickým modelem (parametrizace).

V prvním tradičním přístupu se nejedná o parametrizaci městských fyzikálních procesů, ale spíše o upravení předepsaných fyzikálních veličin půdy (tepelná kapacita a tepelná vodivost) a zemského povrchu (albedo povrchu, parametr drsnosti, dostupná vlhkost), které vstupují do rovnice tepelné bilance povrchu. Současný trend v operativní předpovědi počasí je zvyšování rozlišení numerických modelů, což vyžaduje detailnější odhady procesů probíhajících v městském prostředí. Již při současném rozlišení používaném v numerických modelech může být celá uzlová buňka vyplněna městským povrchem, u větších měst při daném rozlišení může několik uzlových buněk popisovat různé části města s různými charakteristikami. Chceme-li do numerického modelu zahrnout specifické městské procesy, které ovlivňují energetickou bilanci a přenos tepla, vlhkosti, hybnosti atd., je důležité mít tyto procesy popsány korektně, abychom získali reálné podmínky při některých specifických předpovídaných událostech, např. horkých vlnách nebo smogových situacích. Z toho důvodu se přechází na druhý přístup, a to zahrnutí parametrizace do modelu atmosféry. Koncept jednoduché parametrizace je založen na zprůměrování parametrů městské zástavby (výška budov, šířka ulic, nepropustné materiály atd.) za účelem efektivní simulace městských efektů s minimální výpočetní náročností.



Obrázek 2.1: Schématické znázornění parametrizace městských procesů a) s jednou vrstvou a b) s několika vrstvami. Obrázek převzat ze studie Chen et al., 2011.

Parametrizace městského prostředí lze rozdělit do 3 kategorií. První z nich je zjednodušené schéma městské zástavby, které umožňuje interakci povrchu s atmosférou skrz pouze jednu vrstvu (single layer urban canopy model - SLUCM). Schéma města se nachází pod nejnižší modelovou hladinou a spojení s meteorologickým modelem je zprostředkováno přes výměnu meteorologických veličin (z atmosféry směrem k povrchu) a radiačních a turbulentních toků (z povrchu do atmosféry) (obr. 2.1a). Výhoda schémat s jednou vrstvou spočívá ve snadném sdružení s předpovědním modelem a v jejich výpočetní nenáročnosti, proto jsou nejpoužívanějším typem schémat městské zástavby. Do druhé kategorie patří složitější schémata o více vrstvách, která již zasahují do několika nejnižších hladin atmosférického modelu (obr. 2.1b). Atmosférické veličiny v těchto nízkých hladinách ovlivňují turbulentní toky v odpovídajících vrstvách městské zástavby. Díky tomu tedy schéma městské zástavby přímo ovlivňuje některé hladiny atmosférického modelu, což představuje dodatečné zdroje v prognostických rovnicích modelu (např. odpor v rovnici pro hybnost nebo zdrojový člen v rovnici turbulentní kinetické energie). Tato schémata dokáží s větší přesností modelovat vertikální profil uvnitř zástavby a interakce mezi atmosférou a povrchy budov (stěny, střechy) v několika výškách. Nevýhodou je složitější spojení s atmosférickým modelem, které musí být v souladu s prognostickými rovnicemi modelu. Mimo to prolínání nejnižších hladin modelu se schématem zástavby vede k požadavku vysokého vertikálního rozlišení v blízkosti zemského povrchu, což může způsobovat numerické problémy z hlediska časového kroku integrace. Poslední kategorii tvoří schémata, která již explicitně rozlišují jednotlivé budovy a jejich tvary a využívají numerické modelování proudění tekutin (CFD computational fluid dynamics) (nejčastěji RANS Reynolds Averaged Navier Stokes a LES Large Eddy Simulation) pro přesnou simulaci proudění vzduchu uvnitř městského kanónu. Na rozdíl od UCM, CFD explicitně rozlišuje turbulentní toky v různých měřítkách od jednotlivých budov až po mezní vrstvu a dokáže tedy přesněji reprezentovat vliv města na atmosféru. Tato schémata poskytují detailní trojrozměrnou informaci o meteorologických veličinách jako např. teplotě, rychlosti větru nebo množství srážek a jsou spíše samostatným vnořeným modelem s velmi vysokým rozlišením. Jejich nevýhoda spočívá ve vysoké výpočetní náročnosti a požadavku velmi přesných počátečních a okrajových podmínek. CFD modely lze využít pro testování a validaci jednodušších schémat městské zástavby, neboť umožňují prostorové průměrování, které není zatíženo chybami jako prostorově zprůměrovaná

bodová měření (Baklanov et al., 2016). Těmito schémata se v práci dále nezabývám, neboť v současné době výpočetní technika neumožňuje jejich operativní využití v numerické předpovědi počasí.

2.2 Možnosti zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu WRF

Numerický model WRF poskytuje bulk schéma a tři metody parametrizace procesů v městské zástavbě: WRF-SLUCM (Kusaka et al., 2001), BEP Building Energy Parametrization (Martilli et al., 2002) a jeho rozšíření BEM Building Energy Model (Salamanca et al., 2010).

2.2.1 Bulk (slab) schéma

V roce 2003 bylo do nové verze modelu WRF přidáno bulk schéma za účelem podchycení nezanedbatelných efektů městské zástavby. Město je zde reprezentováno jako rovný povrch s velkým parametrem drsnosti a malým albedem. Předpokládá se, že budovy a silnice mají stejnou teplotu. Role bulk schématu spočívá ve výpočtu toků energie a hybnosti směrem do atmosféry. V tomto typu schématu je přízemní teplota rovna teplotě povrchu (obr. 2.2a). Výpočet povrchových toků je založen na tradičním přístupu Moninovy-Obuchovovy teorie podobnosti. K výpočtu povrchové teploty je využívána rovnice tepelné bilance a rovnice vertikální difuze pro určení teploty vzduchu.

Zahrnutím bulk schématu v modelu WRF byly v Noah LSM upraveny následující veličiny reprezentující městskou zástavbu:

- parametr drsnosti zvýšen z 0,5 m na 0,8 m pro podchycení turbulence produkované drsností a odporem budov
- albedo povrchu sníženo z 0,18 na 0,15 pro reprezentaci krátkovlnné radiace zachycené v městských kaňonech
- objemová tepelná kapacita nastavena na $3,0 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ (beton nebo asfalt) pro umělé povrchy (zdi, střechy, silnice)
- tepelná vodivost půdy nastavena na $3,24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ pro podchycení velkého množství tepla akumulovaného v budovách a silnicích
- snížené poměrné zastoupení vegetace v městských oblastech na 0,05 pro snížení výparu

Toto schéma nebere v úvahu změnu povrchové energetické bilance díky efektu stínění a zachycování záření a jediný propad hybnosti je v blízkosti povrchu a není přenášen do výšky budov. Proto postrádá většinu vlivů městského povrchu na proudění, jako například odpor budov a následnou ztrátu hybnosti, zvýšenou přeměnu průměrné kinetické energie na turbulentní kinetickou energii nebo změnu toků tepla díky stínění a zachycování záření. Bulk schéma proto není dostačující pro reprezentaci velkého pohlcování tepla, které je charakteristické pro městskou zástavbu. (Garuma, 2017)

2.2.2 Single-layer urban canopy model SLUCM

Tento model byl vyvinut kolektivem Kusaka et al. (2001) a Kusaka and Kimura (2004) a do modelu WRF byl přidán v roce 2006 ve verzi V2.2. Jedná se o sloupcové schéma s pouze jednou vrstvou, které parametrizuje výměnu tepla, hybnosti a vlhkosti mezi městským povrchem a atmosférou (obr. 2.2b). Geometrii města a interakce s městskými povrchy reprezentuje v přiblížení nekonečně dlouhých městských kaňonů. V kaňonu je uvažováno stínění, odrazy a zachycování radiace a je předepsán exponenciální profil větru. Efekt zachycení záření uvnitř kaňonu je zahrnut pomocí sky-view faktoru, albeda a emisivity povrchu silnic a zdí. Je uvažována různá orientace kaňonu i denní chod azimutu polohy Slunce. Mezi prognostické proměnné patří teplota umělých povrchů (střechy, zdi a silnice), které jsou spočteny z rovnice energetické bilance na povrchu:

$$Q_i = Q_{Hi} + Q_{Li} + Q_{Gi} \quad (2.1)$$

kde Q_i je celková hustota toku radiace k povrchu, Q_{Hi} a Q_{Li} toky zjevného a latentního tepla od povrchu a Q_{Gi} tok tepla směrem do půdy. Indexy i reprezentují jednotlivé typy povrchů (střecha, zeď, silnice). Dalšími prognostickými proměnnými jsou toky tepla od těchto tří povrchů (spočtené z rovnice vedení tepla). Toky zjevného tepla jsou pro všechny složky spočteny využitím Jurgesova vzorce (Kusaka et al., 2001):

$$Q_{Hi} = C_i(T_s - T_a) \quad (2.2)$$

$$C_i = 7,51U_S^{0,78} \text{ pro } U_S > 5 \text{ m/s} \quad (2.3)$$

$$C_i = 6,15 + 4,18U_S \text{ pro } U_S \leq 5 \text{ m/s} \quad (2.4)$$

kde T_s je přízemní teplota a T_a je teplota vzduchu. Pokud $T_s < T_a$, je tok zjevného tepla spočten pomocí Moninovy-Obuchovovy teorie podobnosti, neboť Jurgesův vzorec může ve stabilních podmínkách tok nadhodnocovat. Schéma počítá koeficient odporu a frikční rychlost a toky energie a hybnosti mezi městským povrchem a atmosférou.

Krátkovlnné záření

Výška budov má významný vliv na povrchovou teplotu uvnitř kaňonu. Stín od vyšších budov brání dopadu krátkovlnného záření a má tendenci povrch ochlazovat. Normalizovaná délka stínu je definována jako (obr. 2.3):

$$l_{shadow} = h \tan \theta_z \sin \theta_n \text{ pro } l_{shadow} < w \quad (2.5)$$

$$l_{shadow} = w \text{ pro } l_{shadow} \geq w \quad (2.6)$$

kde h a w je normalizovaná výška budov a šířka silnice mezi dvěma budovami ($r + w = 1$), θ_z je zenitový úhel Slunce, velikost θ_n je rovna rozdílu azimutového úhlu Slunce a orientace kaňonu. Celkové množství slunečního záření, které je pohlceno umělými povrchy (střechy, zdi a silnice), je spočteno ze vzorce:

$$S = DS(1 - \alpha) + D(1 - \alpha) \quad (2.7)$$

kde DS je přímé sluneční záření, D je rozptýlené sluneční záření pohlcené horizontálním povrchem a α je albedo povrchu. Rozptýlené sluneční záření, stejně jako zpětné dlouhovlnné záření atmosféry je emitováno celou oblohou, považuje se tedy za izotropní.

Dlouhovlnné záření

Celkové množství dlouhovlnného záření pohlceného střechami L_R , zdmi L_W a silnicemi L_G je spočteno z rovnic:

$$L_R = \epsilon(L^\downarrow - \sigma T_R^4) \quad (2.8)$$

$$L_{W,1} = \epsilon_W(L^\downarrow F_{W \rightarrow S} + \epsilon_G \sigma T_G^4 F_{W \rightarrow G} + \epsilon_W \sigma T_W^4 F_{W \rightarrow W} - \sigma T_W^4) \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} L_{W,2} = & \epsilon_W[(1 - \epsilon_G)L^\downarrow F_{G \rightarrow S} F_{W \rightarrow G} + (1 - \epsilon_G)\epsilon_W \sigma T_W^4 F_{G \rightarrow W} F_{W \rightarrow G} + \\ & + (1 - \epsilon_W)L^\downarrow F_{W \rightarrow S} F_{W \rightarrow W} + (1 - \epsilon_W)\epsilon_G \sigma T_G^4 F_{W \rightarrow G} F_{W \rightarrow W} + \\ & + \epsilon_W(1 - \epsilon_W)\sigma T_W^4 F_{W \rightarrow W} F_{W \rightarrow W}] \end{aligned} \quad (2.10)$$

$$L_{G,1} = \epsilon_G(L^\downarrow F_{G \rightarrow S} + \epsilon_W \sigma T_W^4 F_{G \rightarrow W} - \sigma T_G^4) \quad (2.11)$$

$$\begin{aligned} L_{G,2} = & \epsilon_G[(1 - \epsilon_W)L^\downarrow F_{W \rightarrow S} F_{G \rightarrow W} + (1 - \epsilon_W)\epsilon_G \sigma T_G^4 F_{W \rightarrow G} F_{G \rightarrow W} + \\ & + \epsilon_W(1 - \epsilon_W)\sigma T_W^4 F_{W \rightarrow W} F_{G \rightarrow W}] \end{aligned} \quad (2.12)$$

kde L^\downarrow je zpětné dlouhovlnné záření atmosféry směrem k povrchu, T_R , T_W a T_G jsou povrchové teploty střech, zdí a silnic, σ je Stefanova-Boltzmannova konstanta, ϵ_R , ϵ_W a ϵ_G označují emisivitu střech, zdí a silnic. F_{W-S} je sky-view faktor pro zeď, F_{G-S} sky-view faktor pro silnici, F_{W-G} road-view faktor pro zeď, F_{W-W} wall-view faktor pro zeď a F_{G-W} wall-view faktor pro silnici. Indexy 1 a 2 označují absorpci přímého a odraženého záření. Mezi view faktory platí následující vztahy:

$$F_{W-W} = 1 - F_{W-G} - F_{W-S} \quad (2.13)$$

$$F_{G-S} = 1 - F_{G-W} \quad (2.14)$$

Rychlost větru uvnitř kaňonu

Průměrná rychlost větru v kaňonu je využita jako referenční pro výpočet H_G a H_W . Městská zástavba je obvykle propadem hybnosti a průměrná rychlost větru se směrem k povrchu snižuje. SLUCM rozlišuje mezi rychlostí větru v oblasti nad střechami budov U_r , která má logaritmický profil, a rychlostí uvnitř kaňonu U_s , která má exponenciální profil.

$$U_r = U_a \frac{\psi_{mr}}{\psi_m} \quad (2.15)$$

$$U_s = U_r e^{-0,386 \frac{h}{w}} \quad (2.16)$$

kde h je normalizovaná výška budov a w normalizovaná šířka ulic, ψ_{mr} a ψ_m jsou integrály:

$$\psi_m = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\phi_m}{\zeta'} d\zeta' \quad (2.17)$$

$$\psi_{mr} = \int_{\zeta_0}^{\zeta_r} \frac{\phi_m}{\zeta'} d\zeta' \quad (2.18)$$

kde $\zeta_r = (z_r - d)/L$, L je Moninova-Obuchovova délka, z_r výška budov a d je výška hladiny posunutí.

Tok tepla a hybnosti

Tok zjevného tepla je počítán na každém typu povrchu odděleně (obr. 2.2b). Tok zjevného tepla od zdi H_W a silnice H_G je spočten pomocí Jurgeseva vzorce:

$$H_W = C_W(T_W - T_S) \quad (2.19)$$

$$H_G = C_G(T_G - T_S) \quad (2.20)$$

$$C_W = C_G = \begin{cases} 7,51u_S^{0,78} & \text{pro } u_S > 5\text{m/s} \\ 6,15 + 4,18u_S & \text{pro } u_S \leq 5\text{m/s} \end{cases} \quad (2.21)$$

kde T_W a T_G jsou povrchové teploty zdi a silnice, T_S teplota kaňonu, která je definována v $z_T + d$ (obr. 2.2b). U_S je rychlost větru v $z_T + d$. V oblasti mezi vrstvou zástavby a překrývající vrstvou atmosféry je využita Moninova-Obuchovova teorie podobnosti a tok zjevného tepla horní hranicí kaňonu do volné atmosféry je určen jako:

$$H_a = \rho c_p k u^* / \psi_h (T_S - T_a) \quad (2.22)$$

kde u^* je frikční rychlost, k von Karmanova konstanta, ρ hustota vzduchu v referenční výšce, c_p měrné teplo při konstantním tlaku suchého vzduchu a ψ_h je integrál univerzální funkce. Moninova-Obuchovova délka je definována jako:

$$L = -\rho c_p T u^{*3} / k g H_a \quad (2.23)$$

kde T je průměrná teplota, H_a je tok zjevného tepla z umělého povrchu.

Vzduch uvnitř vrstvy městské zástavby má nezanedbatelnou tepelnou kapacitu a tedy tok zjevného tepla od zdí H_W a silnic H_G musí být kompenzován tokem zjevného tepla z kaňonu do atmosféry:

$$wH_a = 2hH_W + wH_G \quad (2.24)$$

Celkový tok tepla do atmosféry od městské zástavby je vážený průměr toku od střech a toku horní hranicí kaňonu. Pokud je v rámci uzlové buňky definován poměr zastavěné plochy A_u a plochy s vegetací A_v , je celkový tok zjevného tepla z uzlové buňky spočten jako průměrný tok tepla na umělém a přírodním povrchu vážený poměrem jejich ploch. Upravená rovnice má potom tvar:

$$H = A_A H_A + A_V H_V = A_A (rH_R + wH_a) + A_v H_v \quad (2.25)$$

Celkový tok zjevného tepla od střech, zdí, silnic a městského kaňonu je předán modelu WRF/Noah jako parametr Q_{Hurb} . Podobně je předána i hybnost. SLUCM vypočítá koeficient odporu kaňonu a frikční rychlost. Celková frikční rychlost je shromážděna z přírodních a umělých povrchů a předána do schémat mezní vrstvy modelu WRF. Antropogenní teplo a jeho denní chod jsou přidány do toku zjevného tepla z městské mezní vrstvy.

2.2.3 Multi-layer urban canopy model MLUCM

Ve městech se zdroje či propady hybnosti, tepla a turbulentní kinetické energie nenacházejí pouze na povrchu, ale jsou vertikálně rozloženy přes celou vrstvu městské zástavby. Tuto skutečnost se snaží postihnout schéma městské zástavby BEP (building effect parametrization, Martilli et al., 2002), které bylo do modelu WRF přidáno v roce 2009 ve verzi V3.1.

Na rozdíl od předchozí parametrizace s jednou vrstvou rozděluje toto schéma městský kaňon na několik horizontálních vrstev (obr. 2.2c). Umožňuje přímou interakci s PBL, rozlišuje vertikální přenos tepla, vlhkosti a hybnosti v jednotlivých patrech celé městské mezní vrstvy. Zahrnuje vliv vertikálních (stěny) a horizontálních ploch (střechy a ulice) na hybnost, turbulentní kinetickou energii a potenciální teplotu. Díky tomu přesněji popisuje strukturu městské mezní vrstvy. Do výpočtu krátkovlnného i dlouhovlnného záření je zahrnuto stínění, odraz a zachycení záření uvnitř městského kaňonu. Toto schéma je vhodné pro simulaci profilu teploty a rychlosti větru uvnitř městské mezní vrstvy a dokáže postihnout např. inverzní vrstvu nad městem.

Městská zástavba může být reprezentována několika městskými typy. Každý typ je charakterizován vzdáleností budov, která je pro daný městský typ konstantní (šířka kaňonu w) a výškami budov h danými pravděpodobnostním rozdělením. Délka kaňonu je totožná s horizontální velikostí uzlové buňky.

Při použití tohoto schématu je nutné zajistit vysoké vertikální rozlišení v blízkosti povrchu, aby se nejnižší hladiny modelu překrývaly s městskou zástavbou. Oproti schématu SLUCM jedinou další proměnnou navíc, kterou je nutno pro výpočet dodat, je pravděpodobnostní rozdělení výšky budov. Na druhou stranu není nutno předepisovat velikost a denní chod antropogenního tepla, neboť BEP tuto veličinu explicitně počítá.

Ve standardní verzi BEP zůstává vnitřní teplota budov konstantní. K přesnějšímu určení výměny energie mezi vnitřkem budovy a okolní atmosférou je možné schéma BEP spojit s jednoduchým modelem energie budov BEM (building energy model), který byl vyvinut kolektivem Salamanca et al. (2010) a do modelu WRF přidán v roce 2010 ve verzi V3.2. V BEM je zahrnuta difuze tepla skrz zdi, střechy a podlahy, průchod záření skrz okna, výměna dlouhovlnné radiace mezi povrchy uvnitř budovy, produkce tepla vybavením domu, klimatizací, větráním a topením. Spojení schémat BEP+BEM výrazně zlepší odhad toku turbulentního tepla.

2.3 Numerický model WRF

Model WRF (The Weather Research and Forecasting) je systém pro numerickou předpověď počasí a modelování atmosféry. Jedná se o nehydrostatický model plně stlačitelné atmosféry s možností řešení v hydrostatickém přiblížení. Na jeho vývoji se podílela řada pracovišť. Mezi nejvýznamnější patří oddělení Mesoscale and Microscale Meteorology v NCAR (National Center for Atmospheric Research), oddělení National Centers for Environmental Prediction patřící organizaci NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). V této diplomové práci byla použita verze V3.8 s dynamickým výpočetním jádrem WRF ARW (The Advanced Research WRF). Verze WRF ARW je hojně využívána pro regionální simulace předpovědi počasí, výzkum regionálního klimatu a idealizo-

vané případy v různých měřítkách. Při konfiguraci je dostupných mnoho možností ohledně kompilace v různých prostředích, užití knihoven, rozmístění paměti, paralelizace nebo vnořování modelu. Pro kompilaci model požaduje překladač jazyku Fortran 90 či 95, překladač jazyku C, Perl a knihovny MPI či OpenMP pro paralelizaci výpočtů, dále pak knihovnu pro práci s daty ve formátu netCDF.

Prostorová diskretizace dynamického jádra ARW je řešena dle schématu Arakawa C (obr. 2.4). Složky rychlosti u , v , w jsou umístěny na hranicích, zatímco termodynamické proměnné jsou umístěny uprostřed buňky. Diagnostické proměnné (tlak p a převrácená hodnota hustoty α) jsou počítány v bodě uprostřed buňky. Geopotenciál je definován v místě složky rychlosti w . Horizontální rozměry uzlové buňky Δx a Δy jsou v modelu konstantní. Vertikální rozměr $\Delta \eta$ konstantní není, neboť jako vertikální souřadnici model WRF ARW využívá hladiny η , které kopírují zemský povrch a jsou definovány:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad (2.26)$$

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (2.27)$$

kde p_h je hydrostatický tlak v daném místě, p_{hs} a p_{ht} se vztahují k hodnotám na spodní a horní hranici. Veličina μ přeneseně popisuje tíhu vzduchového sloupce v modelu nad jednotkovou plochou povrchu Země v daném místě. Hodnota η se pohybuje v rozmezí $\eta = 1$ na zemském povrchu až $\eta = 0$ na horní hranici simulované oblasti a s rostoucí výškou od zemského povrchu klesá monotónně.

Samotná realizace modelu spočívá v přípravě vstupních dat pro simulaci, vlastním spuštění modelu a zpracování výstupů vhodným programem pro grafickou prezentaci výsledků, eventuálně jejich následné zpracování. Jako vstupní data může model WRF ARW využít předpřipravené počáteční podmínky idealizované simulace, nebo reálná data, která však mohou být získána z naměřených dat, reanalýzy nebo výstupu jiného předpovědního modelu, obvykle s hrubším rozlišením, např. z globálních simulací. Pro interpolaci vstupních dat ze sítě jiných modelů do výpočetní sítě modelu WRF ARW slouží program WPS (WRF Preprocessing System), který sestává ze tří nezávislých programů. Jsou to geogrid, ungrid a metgrid. Každý z WPS programů získává parametry ze souboru namelist.wps, který je třeba před spuštěním upravit pro podmínky konkrétní úlohy. Především je nutné nastavit odpovídající časové údaje, které se shodují se vstupními meteorologickými daty. Tento soubor dále nabízí mnoho možností nastavení výpočtu, jako je nastavení hlavní oblasti výpočtu a polohy vnořených oblastí, vzdálenosti mezi body výpočetní sítě a délky časového kroku. Dále lze nastavit typ projekce, její parametry a typ výstupních dat. Program geogrid definuje oblast pro simulaci, tedy její rozměry a zeměpisnou polohu, vzdálenost mezi body a typ projekce. Poté interpoluje do definované sítě statická geografická data o zemském povrchu. Kromě spočítání zeměpisné šířky a délky v každém bodě sítě, geogrid interpoluje typ půdy, výšku terénu, průměrnou roční teplotu v půdě, údaje o využívání půdy, parametry vegetačního porostu, albedo, maximální albedo sněhu. Tato data jsou nezávislá na čase. Následuje program ungrid, který extrahuje stažená meteorologická data získaná z jiného zdroje, běžně tedy především z globálního (nebo regionálního) modelu. Jako dvojrozměrné časově závislé pole jsou pak dodávány tyto veličiny: tlak na zemském povrchu, tlak přepočtený na hladinu moře, teplota a vlhkost půdy, teplota povrchu a hladiny moře, výška

sněhové pokrývky a mořského ledu. Tato data jsou uložena ve formátu GRIB. Program ungrib je zapíše v jednodušším formátu, tzv. intermediate format, se kterým už program metgrid dokáže pracovat. Program ungrib využívá tabulky kódů, tzv. Vtables, k rozpoznání, které proměnné je třeba extrahovat. Konečně program metgrid horizontálně interpoluje meteorologická data, která byla extrahována programem ungrib, do sítě uzlových bodů modelu, která byla na začátku definována programem geogrid. Vertikální interpolace počátečních podmínek je prováděna programem real. Výstup z programů geogrid a metgrid může být zapsán ve formátu NetCDF pro snadné zobrazení s využitím externích softwarových balíčků. Výstup z programu WPS tvoří soubory patřící jednotlivým vstupům (obnově) krajových podmínek a jednotlivým doménám. Tato data slouží jako vstupní soubory pro programy systému WRF ARW.

Model WRF obsahuje dva inicializační programy (real nebo ideal), program pro numerickou integraci (wrf), program pro jednosměrné vnořování (ndown) a program pro tropické bouře (tc). Simulace založené na reálných datech vyžadují předzpracování dat programy ze systému WPS. Další volbou je hydrostatické a nehydrostatické modelování nebo jednosměrné či obousměrné vnořování. Inicializace modelu je provedena programy real nebo ideal, v závislosti na tom, zda pracujeme s reálnými daty nebo s idealizovaným případem. Oba tyto programy slouží k alokaci paměti pro definovanou doménu s proměnnými specifikovanými v souboru namelist.input a vytvoří soubor s počátečními a okrajovými podmínkami. Program real navíc načte statická data o zemském povrchu a meteorologická data připravená systémem WPS. Ověří, zda jsou navzájem konzistentní typ a využití půdy, teplota půdy, teplota povrchu vodní plochy. Pomocí souboru namelist.input lze nastavit mnoho parametrů týkajících se fyzikálních schémat či jiných konstant, přičemž nastavení oblastí a časových údajů musí být shodné s nastavením v souboru namelist.input. Nyní je vše připraveno pro spuštění numerické integrace programem WRF. Pro každou zadanou oblast vznikne vlastní výstupní soubor. Podrobnější popis modelu lze nalézt v publikacích Skamarock et al. (2008) nebo Dudhia et al. (2016).

Noah land surface model

Land surface model LSM (model zemského povrchu) slouží k parametrizaci procesů probíhajících na povrchu a poskytuje fyzikální spodní okrajové podmínky atmosférickému modelu. Mezi LSM je hojně využíván model Noah, který zároveň umožňuje sdružení se schématem městské zástavby (UCM). Mezi předávané proměnné patří tok zjevného a latentního tepla a vlhkosti mezi povrchem a nejnižší vrstvou atmosféry, teplota povrchu, albedo, emisivita a parametr drsnosti povrchu. Teplota povrchu a emisivita je využita pro výpočet dlouhovlnné radiace vyzařované povrchem, zatímco albedo je použito pro určení množství odraženého krátkovlnného záření a parametr drsnosti pro určení koeficientů turbulentní výměny, které jsou dále využity pro výpočet toku tepla a hybnosti od povrchu do atmosféry. Prognostickými proměnnými v modelu Noah je teplota a vlhkost v několika vrstvách půdy, voda obsažená ve vegetaci a vodní hodnota sněhové pokrývky.

V každém uzlovém bodě je zemský povrch reprezentován jednou z několika různých kategorií land-use a typu půdy. Každý typ land-use je charakterizován

fyzikálními a aerodynamickými vlastnostmi jako je albedo, emisivita, podíl vegetace, index listové plochy (leaf area index LAI) a parametr drsnosti povrchu. Každý typ půdy je charakterizován parametry jako tepelná vodivost a difuzivita nebo maximální obsah vlhkosti v půdě. Předepsané hodnoty těchto parametrů v závislosti na daném typu půdy a land-use jsou v každé uzlové buňce použity pro výpočet koeficientů turbulentní výměny. Noah LSM využívá 4 vrstvy půdy hluboké 10, 30, 60 a 100 cm.

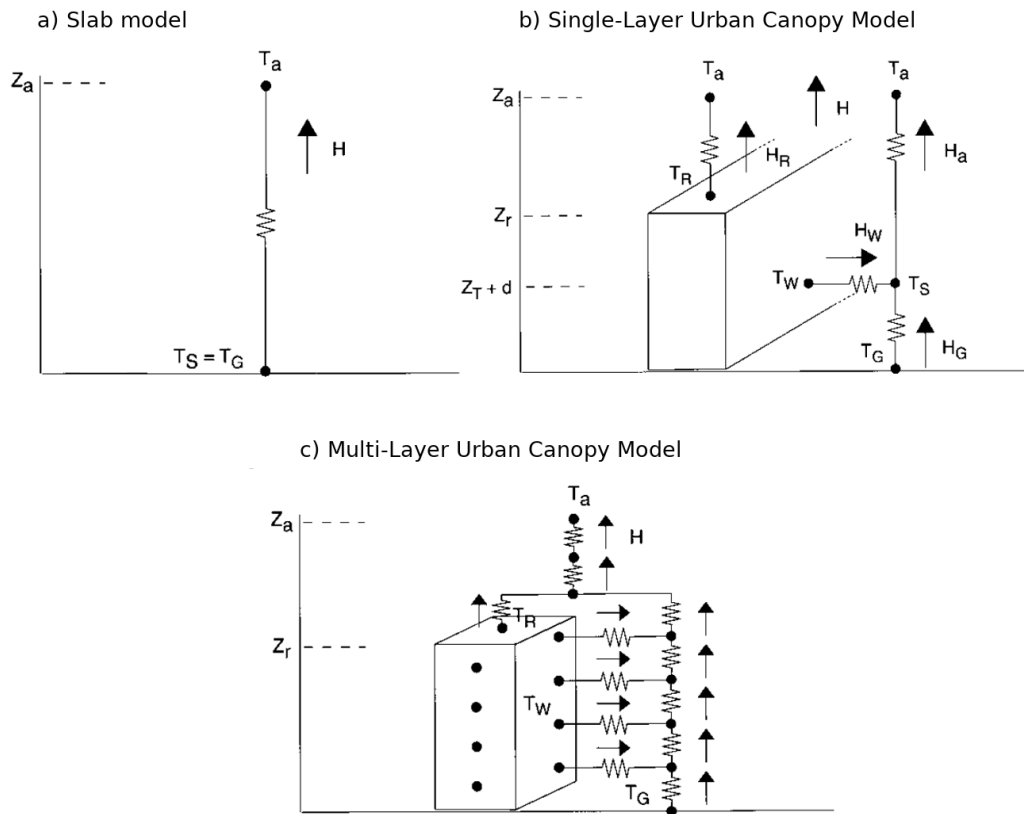
Sdružení modelu Noah se schématy městské zástavby probíhá prostřednictvím parametru urban fraction F_{urb} , který představuje poměrnou část nepropustných povrchů v dané uzlové buňce modelu WRF. Pro danou uzlovou buňku model Noah spočítá tok zjevného a latentního tepla a vlhkosti na povrchu a teplotu v oblastech porostlých vegetací (parky, stromy atd.). Model městské zástavby spočítá tyto proměnné v zastavěných oblastech. Celkový tok zjevného tepla pro danou uzlovou buňku je dán rovnicí:

$$Q_H = F_{veg}Q_{Hveg} + F_{urb}Q_{Hurb} \quad (2.28)$$

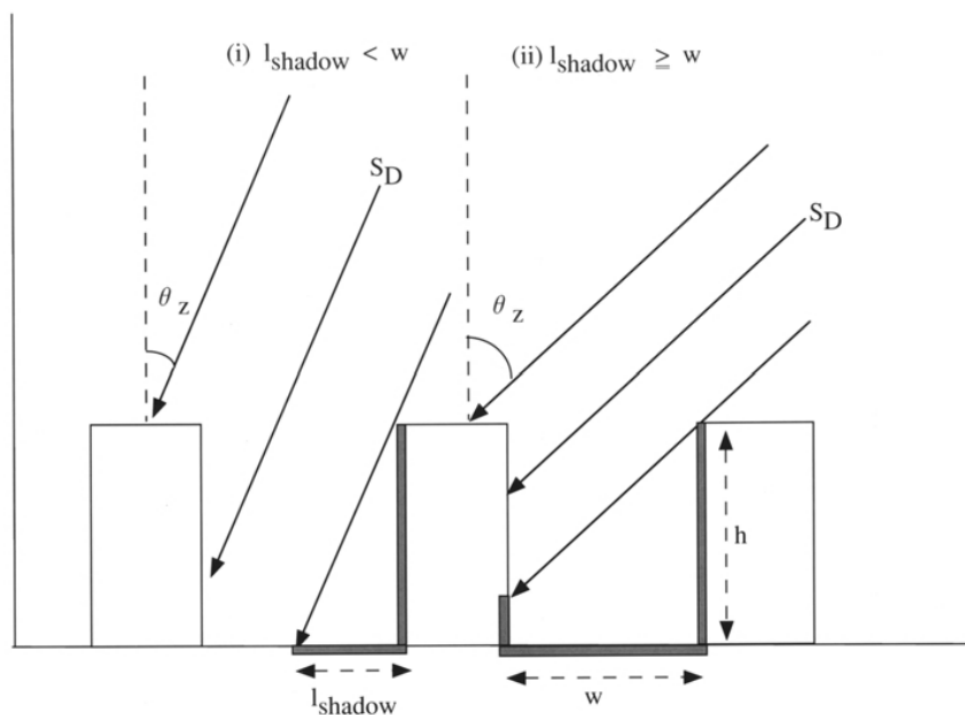
kde Q_H je celkový tok zjevného tepla od povrchu k nejnižší atmosférické hladině modelu WRF, F_{veg} je poměrné pokrytí přírodními povrchy (tráva, keře, stromy), F_{urb} je poměrné pokrytí umělými nepropustnými povrchy (budovy, silnice, koleje), Q_{Hveg} je tok zjevného tepla od přírodních povrchů z modelu Noah a Q_{Hurb} tok zjevného tepla z umělých povrchů ze schématu městské zástavby. Podobně lze určit tok mezi čistě umělým povrchem, který je reprezentován městským uličním kaňonem, a atmosférou:

$$F_U = f_R F_R + (1 - f_R) F_C \quad (2.29)$$

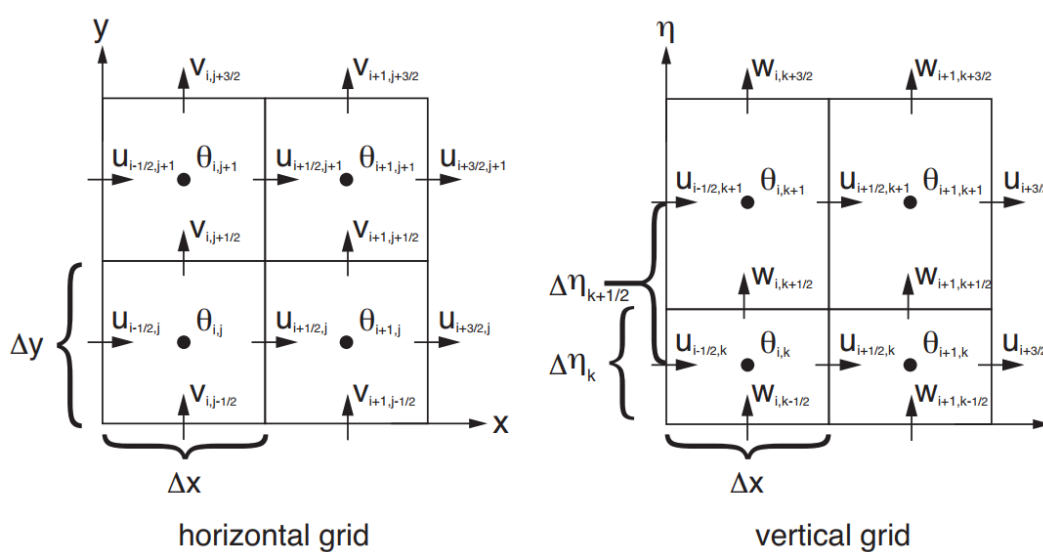
kde f_R je poměrné zastoupení střech a F_R a F_C jsou povrchové toky ze střechy a kaňonu. Tento přístup umožňuje do schématu městské zástavby zahrnout různé typy města s různým poměrem zastavěné plochy ku ploše pokryté vegetací a různým poměrem plochy střech a ulic. Ostatní parametry integrované přes uzlovou buňku, jako je latentní tok tepla, dlouhovlnná radiace vyzařovaná povrchem, albedo a emisivita, jsou určeny stejným způsobem. Teplota povrchu je spočtena jako průměrná hodnota teploty umělých a přírodních povrchů, která je vážena jejich poměrným zastoupením.



Obrázek 2.2: Schematický obrázek teplot a toků energie pro různá schémata městské zástavby. a) Slab schéma, T_a značí teplotu vzduchu v referenční výšce z_a , T_G značí teplotu povrchu, která je rovna přízemní teplotě T_S , H označuje tok zjevného tepla v referenční výšce b) SLUCM, schéma městské zástavby s jednou hladinou, T_a značí teplotu vzduchu v referenční výšce z_a , T_R je teplota střech, T_W teplota zdí, T_G teplota povrchu, T_S je teplota definovaná ve výšce $z_T + d$, H označuje tok zjevného tepla v referenční výšce, H_a je tok zjevného tepla z městského kaňonu do atmosféry, H_W tok zjevného tepla mezi zdmi a městským kaňonem, H_G tok zjevného tepla mezi povrchem a městským kaňonem, H_R tok mezi střechou a atmosférou. Toto schéma zahrnuje reprezentaci městských kaňonů zobrazenou na obr. 2.3. c) MLUCM, schéma městské zástavby s více hladinami, T_a značí teplotu vzduchu v referenční výšce z_a , T_R je teplota střech, T_W teplota zdí, T_G teplota povrchu, H označuje tok zjevného tepla v referenční výšce. Obrázek převzat ze studie Kusaka et al. (2001).



Obrázek 2.3: Dopad přímého slunečního záření S_D na městský povrch, w označuje normovanou šířku ulice, h normovanou výšku budov, r normovanou šířku střech ($w + r = 1$), l_{shadow} označuje normovanou délku stínu při zenitovém úhlu θ_z . Obrázek převzat ze studie Kusaka et al. (2001).



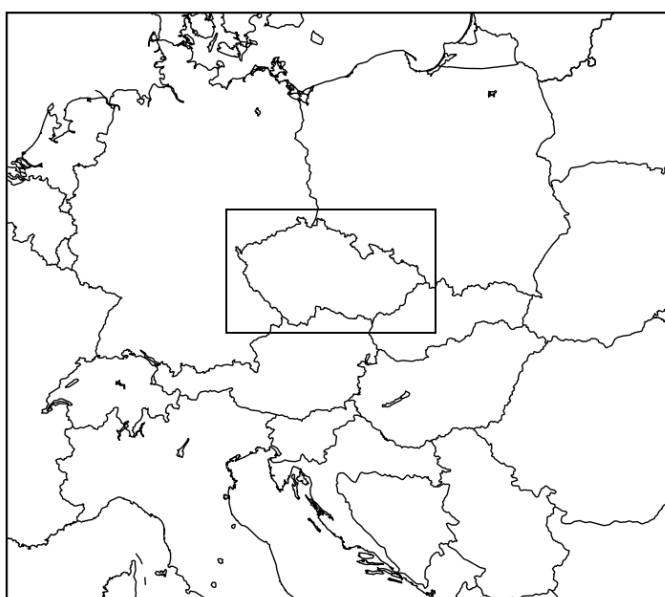
Obrázek 2.4: Prostorová diskretizace modelu WRF.

3. Popis metodiky

V této kapitole jsou popsány provedené modelové experimenty (nastavení numerického modelu včetně fyzikálních parametrizací, studovaná oblast a vybrané epizody pro simulace).

3.1 Parametry simulací

Integrační oblast (obr. 3.1) se skládá z rozšířené střední Evropy v rozlišení 10 km (184 x 164 bodů) s vnořenou oblastí kolem České republiky v rozlišení 3,3 km (175 x 112 bodů). Velká oblast byla integrována hydrostaticky, zatímco vnořená již nehydrostaticky.



Obrázek 3.1: Znázornění hlavní a vnořené integrační oblasti.

Počáteční podmínky byly dodávány z globálního modelu GFS, okrajové podmínky z téhož modelu každé 3 hodiny. Simulace byly počítány vždy na 48 hodin s počátkem v 00 UTC. Výstupní data byla ukládána každé 3 hodiny pro větší oblast a každou hodinu pro menší oblast z důvodu podrobnějšího zachycení denního chodu vyhodnocovaných meteorologických veličin. V modelu bylo nastaveno 40 modelových hladin a 4 vrstvy pod povrchem, horní hranice byla 50 hPa (ve výšce přibližně 20 km).

V tabulce č. 3.1 jsou uvedeny použité parametrizace fyziky. Parametrizace, včetně konvekce, jsou shodné pro obě integrační oblasti. Popis jednotlivých parametrizací není předmětem této práce, a proto jsou uvedeny pouze odkazy na příslušnou literaturu. Parametrizace města v modelu WRF byly podrobně popsány v předchozí kapitole.

Otázka parametrizace konvekce Současné numerické předpovědní modely pracují s horizontálním rozlišením 1-10 km. Pro takto jemná rozlišení jsou však

Tabulka 3.1: Použité parametrizace fyziky v simulacích

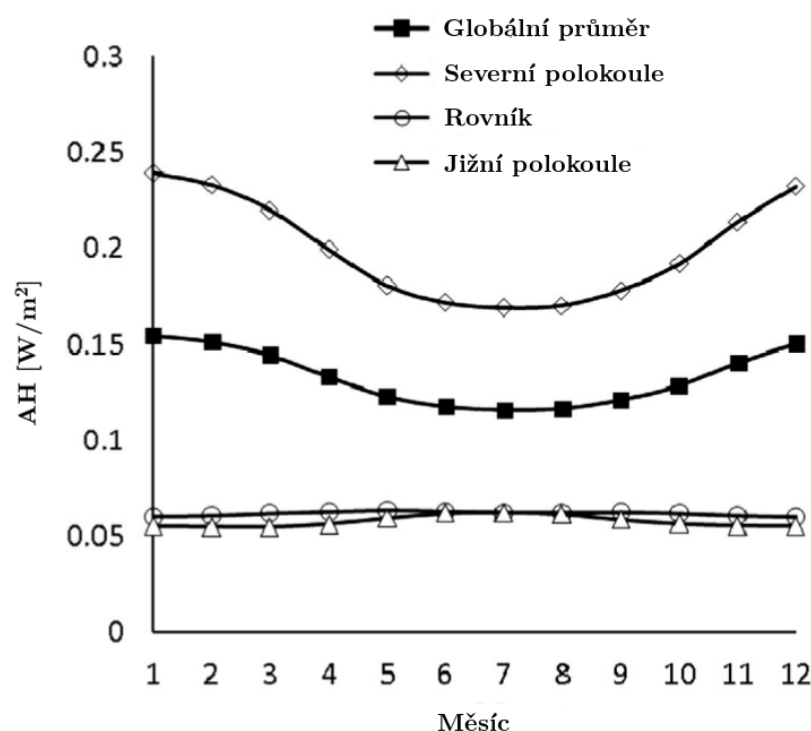
Druh	Schéma	Reference
Mikrofyzika	WRF Single-moment 3-class and 5-class Sch.	Hong (2004)
Dlouhovlnná radiace	RRTM Longwave Scheme	Mlawer (1997)
Krátkovlnná radiace	Dudhia Shortwave Scheme	Dudhia (1989)
Mezní vrstva	Yonsei University Scheme	Hong (2006)
	Mellor-Yamada-Janjic Sch. (BEP, BEP+BEM)	Janjic (1994)
Konvekce	Kain-Fritsch Scheme	Kain (2004)
Land surface	Unified Noah Land Surface Model	Tewari (2004)
Surface layer	MM5 Similarity Scheme	Zhang (1982)
	Eta Similarity Scheme (BEP, BEP+BEM)	Janjic (1994)
Městské prostředí	Bulk	-
	Single Layer Urban Canopy Model	-
	Building Environment Parameterization	-
	BEP + Building Energy Model	-

potřebná upřesnění jak technik modelování tak i fyzikálních parametrizací. Jedním z problémů v otázce fyzikálních parametrizací je správné podchycení výrazné konvekce produkující srážky. Při použití parametrizace konvekce u vysokých rozlišení mohou vyvstat otázky týkající se předpokladů použití samotných schémat. Většina parametrizací konvekce vyžaduje dostatečnou velikost uzlové buňky, aby pokryla oblast, která zahrnuje statistický soubor konvektivních oblaků v různých stádiích jejich vývoje, neboť parametrizace nedokáže předpovědět životní cyklus jednotlivých konvektivních oblaků. Při vysokém rozlišení se také mohou aktivní konvektivní buňky přesunout mimo uzlovou buňku sítě.

Interval velikostí uzlové buňky, kde je konvekce částečně rozlišena, ale částečně je ještě zahrnuta uvnitř jedné uzlové buňky, jsou nazývána tzv. šedou zónou. Některé publikace udávají potřebnou velikost uzlové buňky menší než 1 km, aby byl model schopen rozlišit vertikální pohyby a vtahování vyvíjejících se konvektivních oblaků (např. Craig and Dörnbrack, 2008). Jiné studie považují za dostatečnou velikost rozlišení již 4 km (např. Weisman et al., 1997). Bylo však prokázáno zlepšení předpovědi srážek při zahrnutí parametrizace konvekce u rozlišení 2,8 km (Niemeä and Fortelius, 2005) a 5 km (Saito et al., 2007). Navzdory rozsáhlému souboru studií zabývajících se zahrnutím parametrizace konvekce do numerických modelů s vysokým rozlišením, stále není jednoznačně určena hranice, pod kterou již není nutné konvekci parametrizovat (Xing Yu, 2010). V této diplomové práci byla při rozlišení 10 a 3,3 km konvekce parametrizována se schématem Kain-Fritsch, které využívá Lagrangeovu částicovou metodu. Jeho detailní popis lze nalézt např. v publikaci Kain (2004).

Antropogenní teplo Antropogenní teplo (AH) hraje důležitou roli při studiu městského mikroklimatu. V modelových simulacích je AH využíváno pro reprezentaci městského působení a ke studiu faktorů ovlivňujících městský tepelný ostrov. AH je začleněno jako zdrojový člen v rovnici energetické bilance zemského povrchu. Výsledky ve studii Fan and Sailor (2005) odhadují příspěvek antropogenního tepla k nočnímu tepelnému ostrovu v zimním období v řádu 2-3 °C. AH má také vliv na stabilitu planetární mezní vrstvy během noci a její strukturu během ranních hodin. Řada studií se pokusila odhadnout intenzitu emisí AH

v regionálním i globálním měřítku (Dong et al., 2017). Odhad globálního denního průměrného toku antropogenního tepla se pohybuje mezi $0,7$ a $3,6 \text{ Wm}^{-2}$. Mezi oblastmi nejvíce přispívající ke globálním emisím AH patří zejména hustě osídlené oblasti středních zeměpisných šířek severní polokoule (obr. 3.2). Rovníkové oblasti a jižní polokoule přispívají k AH minimálně, kromě několika metropolí v Jižní Americe a Austrálii. Roční průběh AH má tedy maximum od prosince do února díky vytápění budov a minimum od června do srpna (obr. 3.2). Roční průměr pro Londýn byl odhadnut na $10,9 \text{ Wm}^{-2}$, zatímco pro Soul 55 Wm^{-2} . Z hlediska hodinových průměrů nejsou ve vybraných lokalitách výjimkou mnohem vyšší hodnoty, jako např. v Tokyu 141 Wm^{-2} , New Yorku 297 Wm^{-2} , nebo v Singapuru 353 Wm^{-2} (Dong et al., 2017). Pro Prahu byl pro účely této diplomové práce maximální hodinový průměr odhadnut na 70 Wm^{-2} .



Obrázek 3.2: Průměrný roční chod toku antropogenního tepla dle Dong et al. (2017). Severní polokoule představuje průměrnou hodnotu AH mezi $23,5^\circ$ a $66,5^\circ$ s.š., rovník představuje průměrnou hodnotu mezi $23,5^\circ$ s.š. a $23,5^\circ$ j.š., jižní polokoule představuje průměrnou hodnotu mezi $23,5^\circ$ a $66,5^\circ$ j.š.

Obecně lze říci, že denní chod celkového antropogenního tepla má dvě lokální maxima ráno a během odpoledne, což odpovídá dopravní špičce a zvýšené spotřebě energie v budovách. Množství AH také závisí na tom, zda se jedná o víkend či svátek, kdy jsou celkové emise výrazně nižší než v pracovní den. Relativní velikost ranního a odpoledního maxima závisí na klimatu a roční době. V letních měsících může být vyšší odpolední maximum, neboť spotřeba energie na klimatizování vrcholí mezi 15. a 17. hodinou místního času. V zimních měsících může být lépe vyjádřeno ranní maximum, kdy je naopak nejvyšší spotřeba energie na vytápění.

Dominantní vs. poměrný land-use Vlastnosti zemského povrchu jsou v každé uzlové buňce numerického předpovědního modelu reprezentovány typem využití půdy či charakteristikou jejího povrchu, tzv. land-use. Každý typ land-use je charakterizován řadou veličin (albedo, parametr drsnosti, emisivita atd.), které mají vliv na vyzařování a pohlcování záření, turbulentní přenos hybnosti, tepla a vlhkosti z povrchu do atmosféry atd. V tabulce 3.2 jsou vypsané jednotlivé kategorie land-use a jejich parametry pro výchozí nastavení modelu WRF. Jedná se o soubor dat MODIS IGBP s rozlišením 30 s (na 50. rovnoběžce odpovídá přibližně 600 m) z přístroje MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) za období 2001-2005.

V prvních několika verzích modelu WRF obsahovala každá uzlová buňka pouze jednu převažující kategorii land-use. Zemský povrch je však velmi proměnlivý, což při hrubém horizontálním rozlišení několika desítek kilometrů mnohdy nedokáže pouze jeden typ land-use postihnout. Ve verzi modelu 3.6 proto byla k dominantní kategorii land-use uvnitř jedné uzlové buňky přidána možnost výběru N kategorií, tzv. poměrný land-use (Dan Li, et al., 2013). Všechny prognostické proměnné na povrchu jsou uvnitř uzlové buňky spočítány pro každou kategorii zvlášť a některé z nich poté zprůměrovány přes celou buňku, následujícím způsobem (veličiny popisující nejnižší vrstvu atmosféry a půdu jsou při této proceduře v rámci celé uzlové buňky považovány za homogenní):

$$\bar{\phi} = \sum_1^N \phi_i A'_i \quad (3.1)$$

$$A'_i = \frac{A_i}{\sum_1^N A_i} \quad (3.2)$$

kde i značí číslo kategorie land-use, N je celkový počet kategorií uvnitř uzlové buňky, A'_i je normovaná plocha, A_i je plocha, kterou zaujímá i -tá kategorie. ϕ_i značí tok či stavovou proměnnou na povrchu v i -té kategorii půdy a značí průměr toku či stavové proměnné přes celou uzlovou buňku. Počet kategorií N lze nastavit, v simulacích pro tuto práci byla použita výchozí hodnota $N = 3$. Mezi proměnné, které je nutno zprůměrovat přes celou buňku, patří tok zjevného a latentního tepla, teplota povrchu, emisivita, albedo a parametr drsnosti povrchu. Ostatní proměnné jsou vyžadovány pro každou kategorii land-use, avšak jejich průměrování přes celou buňku není nutné. Výpočet průměrné teploty povrchu a parametru drsnosti se liší od rovnice 5.1. Za účelem zachování množství vyzařované dlouhovlnné radiace (a tedy zachování energie) je průměrná teplota povrchu spočtena:

$$\bar{T} = \left(\frac{\sum_1^N \varepsilon_i T_i^4 A'_i}{\sum_1^N \varepsilon_i A'_i} \right)^{1/4} \quad (3.3)$$

kde ε je emisivita a T je teplota povrchu. Průměrný parametr drsnosti je spočten dle vzorce:

$$\bar{z}_0 = \exp \left(\frac{\sum_1^N \ln(z_{0i}) A'_i}{\sum_1^N A'_i} \right) \quad (3.4)$$

Tabulka 3.2: Klasifikace využití půdy dle MODIS IGBP (Seungbum Kim, 2013) a konkrétní hodnoty fyzikálních veličin v modelu WRF. Hodnoty v závorce představují úpravu pro zimní polovinu roku.

	Název	Albedo [%]	Vlhkost půdy	Emisivita	Drsnost povrchu [cm]	Tepelná kapacita povrchu [$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$]
1	Neopadavý jehličnatý les	12	0,30 (0,60)	0,95	50	$29,2 \cdot 10^5$
2	Neopadavý listnatý les	12	0,50	0,95	50	$29,2 \cdot 10^5$
3	Opadavý jehličnatý les	14 (15)	0,30 (0,60)	0,94 (0,93)	50	$25 \cdot 10^5$
4	Opadavý listnatý les	16 (17)	0,30 (0,60)	0,93	50	$25 \cdot 10^5$
5	Smíšený les	13 (14)	0,30 (0,60)	0,97 (0,93)	50 (20)	$41 \cdot 10^5$
6	Křoviny (keře pokrývají > 60 %)	22	0,10 (0,20)	0,93	5 (1)	$20 \cdot 10^5$
7	Křoviny (keře pokrývají 10 – 60 %)	20 (22)	0,15 (0,25)	0,95 (0,93)	6 (1)	$20 \cdot 10^5$
8	Savany (stromy pokrývají 30 – 60 %)	22	0,10 (0,20)	0,93	5 (1)	$20 \cdot 10^5$
9	Savany (stromy pokrývají 10 – 30 %)	20	0,15	0,92	15	$25 \cdot 10^5$
10	Louky	19 (23)	0,15 (0,30)	0,96 (0,92)	12 (10)	$20 \cdot 10^5$
11	Mokřady	14	0,42 (0,725)	0,95	30	$35 \cdot 10^5$
12	Obdělávaná půda	17 (20)	0,30 (0,60)	0,985 (0,92)	15 (5)	$25 \cdot 10^5$
13	Zastavěná půda, města	15	0,10	0,88	80	$18 \cdot 10^5$
14	Smíšená vegetace (obdělávaná půda, les, křoviny, louky)	18 (20)	0,25 (0,40)	0,98 (0,92)	14 (5)	$25 \cdot 10^5$
15	Polární pustiny	55 (70)	0,95	0,95	0,1	$9 \cdot 10^{25}$
16	Neúrodná půda (písek, skály, sníh)	25 (23)	0,02 (0,05)	0,90	1	$12 \cdot 10^5$
17	Vodní plochy	8	1,00	0,98	0,01	$9 \cdot 10^{25}$
18	Tundra, les	15	0,50 (0,60)	0,93	30	$9 \cdot 10^{25}$
19	Smíšená tundra	15	0,50 (0,60)	0,92	15	$9 \cdot 10^{25}$

3.2 Studovaná oblast

Praha je hlavním a zároveň největším městem České republiky s rozlohou 496 km², proto se zde dají očekávat největší efekty vlivu města na atmosférické procesy a je tedy na místě věnovat se předmětné problematice právě na tomto území. Centrum města se nachází v členitém reliéfu údolí řeky Vltavy a jejích přítoků. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 177 (hladina Vltavy u Suchdola) až 399 m n.m. (vrch Teleček mezi Sobínem a Chrášťany). Největší výškové rozdíly tedy přesahují 200 m. Počet obyvatel dosahuje 1 294 513 (zdroj ČSÚ k 21. 3. 2018) s hustotou zalidnění 2610 obyvatel/km².

Obr. 3.3a znázorňuje hranice zastavěného území k roku 2015. Světle modrou barvou je vykresleno skutečně zastavěné území, což jsou stavební pozemky využitě pro stavby s okolními souvisejícími plochami. Mezi skutečně nezastavěné pozemky, které jsou kresleny bílou barvou, patří například lesy, smíšené vegetační porosty, pole, sady, vinice, louky, parky, volné nevyužívané plochy a ostatní plochy bez staveb. Zastavěné území k roku 2015 pokrývalo 21 554 ha, což představuje 43,4 % rozlohy Prahy.

Na obr. 3.3b je znázorněno využití území. Obytné plochy (červená barva) patří k zastavěným oblastem. Krajinné plochy (zelená) naopak patří k nezastavěným a nejvíce se blíží přírodnímu stavu. Rekreační (žlutá) a produkční plochy (modrá) mohou být dále rozděleny na zastavěné a nezastavěné. Nezastavěné produkční plochy jsou využívány k zemědělské činnosti a hospodářskému využití krajiny. Zastavěné produkční plochy zahrnují zejména plochy pro výrobu a skladování, dopravní a technickou infrastrukturu, areály pro obchod, služby atd.

Podíl stávající zástavby je znázorněn na obr. 3.4. Nej hustěji zastavěnými částmi města jsou historické jádro a čtvrti blokové struktury, méně intenzivně oblasti areálů, směs zahradních měst a sídlišť, z nichž nejnižší hodnoty vykazují např. sídliště z 80. let a většina bývalých samostatných obcí.

V Praze se nachází téměř 3 300 km ulic, většina z nich (86 %) je užších než 20 m, nejčastější šířka je 7-12 m. Ulice lze rozdělit do 3 hierarchických kategorií. Nejvyšší kategorií jsou čtvrtěová uliční prostranství, která tvoří základní spojitou síť městské struktury. Patří sem významné ulice, které spolu s hlavními náměstími propojují jednotlivé čtvrti města. Do této kategorie patří 5 % ulic a nejčastěji mají šířku 16-32 m (např. Koněvova). Ulice lokální hierarchické kategorie doplňují základní síť veřejných prostranství. Patří sem významné ulice městských čtvrtí, které propojují jednotlivá důležitá místa v rámci jedné lokality. Do kategorie lokálních ulic připadá 10 % ulic a nejčastěji mají šířku 11 až 26 m (např. Křížkova). Do nejnižší hierarchické kategorie místních ulic patří ostatní uliční prostranství, která dotváří celistvou síť. Jsou běžnými, každodenně využívanými obytnými ulicemi města. Patří sem 85 % ulic a mají nejčastější šířku 7 až 12 m.

3.3 Parametry města ve schématech

V tabulce č. 3.3 jsou uvedeny použité parametry města, se kterými pracují schémata městské zástavby v provedených experimentech. Pro schéma SLUCM byly použity 4 vrstvy střech a zdí (každá 5 cm silná) a silnic (5, 25, 50 a 75 cm). Vnitřní teplota budov byla nastavena na konstantní hodnotu 298 K.

Tabulka 3.3: Použité parametry města

Parametr	Hodnota
Albedo střech	0,20
Albedo zdí	0,20
Albedo silnic	0,20
Emisivita střech	0,90
Emisivita zdí	0,90
Emisivita silnic	0,95
Antropogenní teplo	70 Wm^{-2}
Výška budov	20 m
Šířka ulic	15 m
Šířka střech	20 m
Tepelná vodivost střech	$0,67 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$
Tepelná vodivost zdí	$0,67 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$
Tepelná vodivost silnic	$0,40 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$

3.4 Simulované epizody

Letní epizoda (18. - 23. 6. 2017) Pro simulaci letní epizody bylo vybráno velmi teplé období v druhé polovině června 2017. V období od 18. 6. 2017 do 21. 6. 2017 se nad Českou republikou nacházela oblast vysokého tlaku vzduchu, která se do střední Evropy rozšířila během 16. 6. a 17. 6. (obr. 3.5). Převládalo jasné nebo skoro jasné počasí beze srážek, maximální denní teplota často přesahovala $30 \text{ }^\circ\text{C}$. Nejvyšší teplota byla zaznamenána dne 22. 6., kdy na osmi stanicích byla naměřena hodnota $35 \text{ }^\circ\text{C}$ a více (např. na stanici Husinec - Řež bylo naměřeno $36,0 \text{ }^\circ\text{C}$, v Praze - Libuši $35,8 \text{ }^\circ\text{C}$). Rychlost větru na stanici Praha – Libuš se pohybovala mezi $2\text{-}4 \text{ ms}^{-1}$ s vyšší rychlostí během dne a uklidněním větru ve večerních hodinách. Toto období bylo ukončeno dne 22.6., kdy přes naše území přecházel okludující frontální systém od severozápadu, který byl spojen s výraznou bouřkovou činností (obr. 3.6). (zdroj ČHMÚ, DWD)

Zimní epizoda (17. - 23. 1. 2017) Pro simulaci zimní epizody bylo vybráno období v druhé polovině ledna 2017. Ve dnech 16. - 17. 1. se nad západní a střední Evropou vytvořila oblast vysokého tlaku vzduchu, která se rozšiřovala dále k východu (obr. 3.7). Během 18. 1. se téměř nad celým územím vyjasnilo, což spolu se sněhovou pokrývkou a uklidněním větru vedlo v noci na 19. a 20. 1. k výraznému poklesu teploty a vytvoření výrazné přízemní inverze. Díky tlakové výši nad střední Evropou převládal slabý vítr do 3 ms^{-1} nebo bezvětří. Během 23. 1. se na celém území vytvořila nízká oblačnost, která se již přes den nerozpustila. Toto období je také charakterizováno vyhlášením smogové situace dne 19. 1., kdy denní průměr koncentrací PM10 překročil hodnotu $100 \mu\text{gm}^{-3}$ na většině stanic smogového varovného a regulačního systému. (zdroj ČHMÚ; Šopko, 2017)

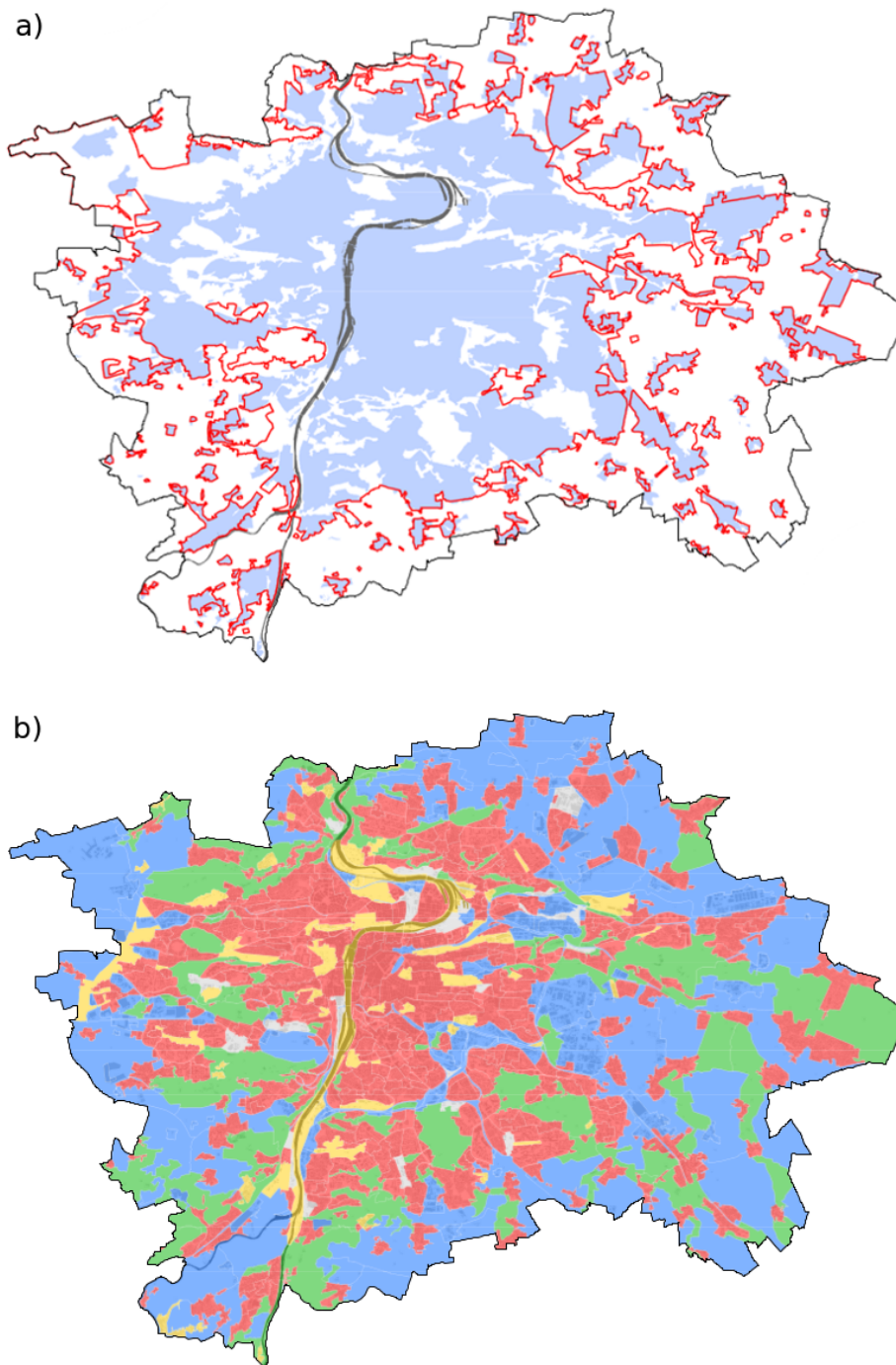
Duben 2018 Pro validační experiment v délce jednoho měsíce urbanizované předpovědi byl vybrán duben 2018. V tomto měsíci byla naměřena průměrná měsíční teplota $12,7 \text{ }^\circ\text{C}$, což znamená, že odchylka od normálu 1981-2010 byla $+4,8$

°C. Duben byl tedy podle tohoto normálu teplotně mimořádně nadnormální. Mezi dosavadními 244 dubny v klementinské teplotní řadě od roku 1775 se umístil na druhém místě, což rovněž odpovídá mimořádně teplému dubnu. Průměrná denní teplota na území ČR se pohybovala výrazně nad hodnotami normálu téměř po celý měsíc. V průběhu měsíce bylo zaznamenáno osmnáct dní s průměrnou teplotou vyšší než normál o více než 5 °C. Dne 9. 4. byl zaznamenán první letní den (tj. maximální denní teplota 25,0 °C a vyšší) v roce 2018. V průběhu měsíce pak teplota dosáhla hodnoty 25 °C a více alespoň na jedné stanici ještě v dalších třinácti dnech. Nejvyšší maximální denní teplota v tomto měsíci byla zaznamenána 29.4., kdy byla na několika stanicích naměřena teplota rovna nebo vyšší než 29 °C. Nejnižší denní minimální teplota vzduchu v dubnu byla naměřena na Šumavě, Kvilda-Perla zaznamenala dne 27. 4. minimální teplotu vzduchu -12,9 °C. Srážkově je měsíc hodnocen jako silně podnormální, průměrný měsíční úhrn srážek 20 mm představuje pouze 48 % normálu 1981-2010. Průměrná délka slunečního svitu na území ČR byla pro tento měsíc 245 hodin, což činí 141 % normálu 1981-2010. (zdroj ČHMÚ)

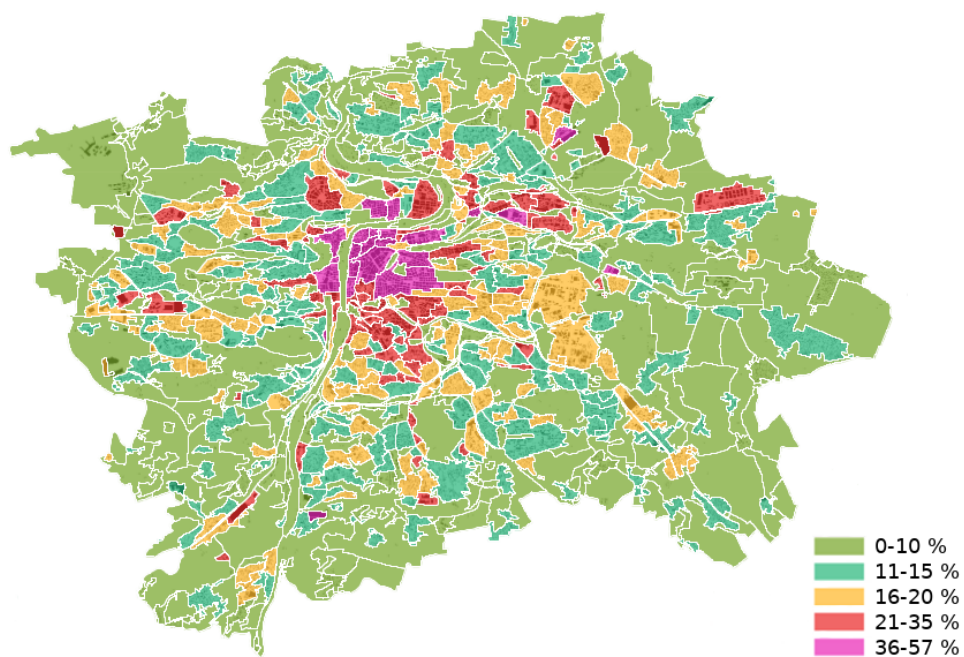
3.5 Měření z meteorologických stanic

Pro srovnání simulovaných teplot s reálnými hodnotami bylo využito měření ze stanic ČHMÚ. Čistě městské stanice jsou Klementinum a Praha-Karlov, které se nacházejí v centru města. Měření z těchto stanic se vyznačuje značnou nereprezentativností, neboť zde nejsou splněny podmínky umístění měřících přístrojů dle WMO. Stanice Praha-Karlov se nachází na střeše budovy Fyzikálního ústavu MFF UK. Stanice v Klementinu se též nachází mimo travnatý porost, přímo na budově na hlavním nádvoří Klementina v prvním patře jižního křídla. Příměstské stanice jsou Praha-Ruzyně, Praha-Libuš, Průhonice a Praha-Kbely. Pro reprezentaci přírodního okolí města byly vybrány stanice ve středních Čechách: Dobřichovice, Ondřejov, Neumětely, Lány, Brandýs nad Labem, Kralupy nad Vltavou, Tuháň a Netvořice.

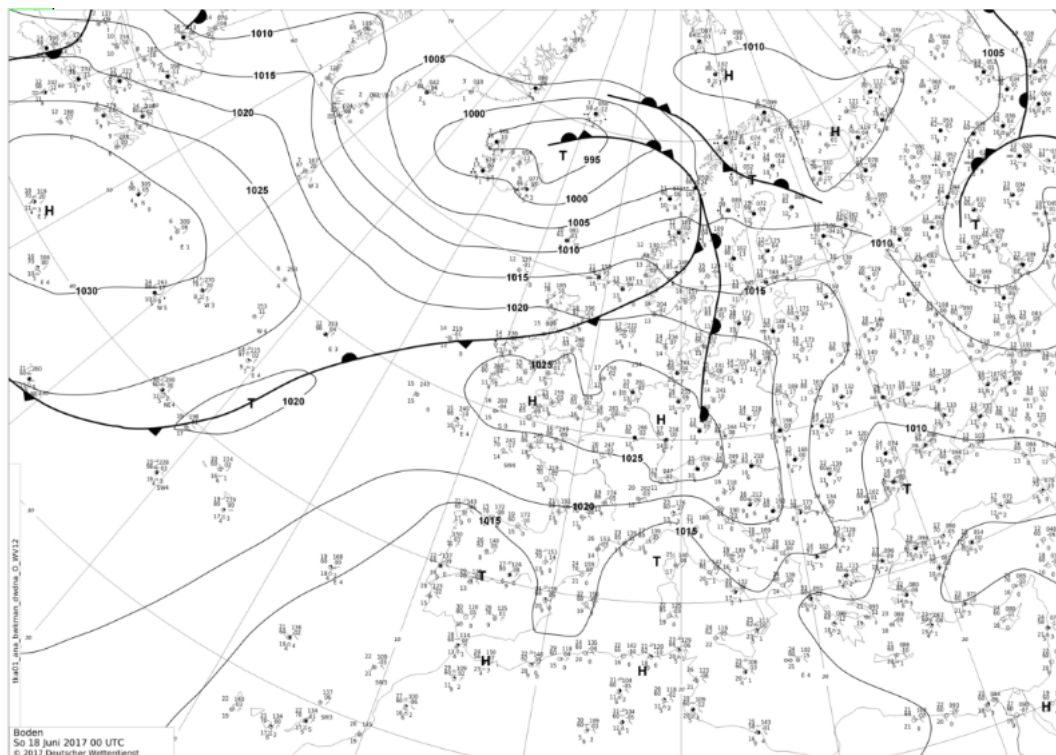
Při porovnávání naměřené teploty vzduchu s hodnotou v odpovídající uzlové buňce byly modelové výsledky zkorigovány na nadmořskou výšku meteorologické stanice s vertikálním teplotním gradientem 0,65 °C/100 m pro odstranění nechtěných efektů způsobených rozdílnou nadmořskou výškou. Modelové výsledky nebyly interpolovány do bodu umístění stanice.



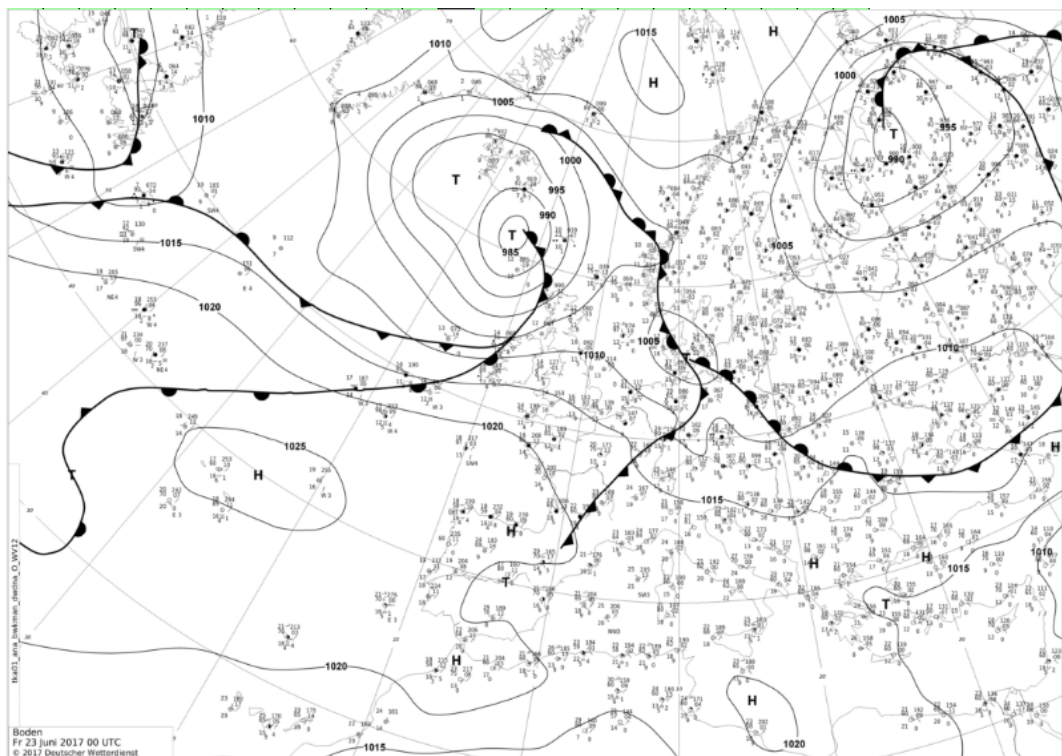
Obrázek 3.3: a) Právní hranice zastavěného území (červená čára) a skutečně zastavěného území (modrá výplň) k roku 2015. b) Využití území: obytné plochy (červená barva) patří k zastavěným oblastem, krajinné plochy (zelená barva) naopak patří k nezastavěným a nejvíce se blíží přírodnímu stavu. Rekreační (žlutá barva) a produkční (modrá barva) plochy mohou být dále rozděleny na zastavěné a nezastavěné. Obrázky převzaty z IPR Praha, 2016.



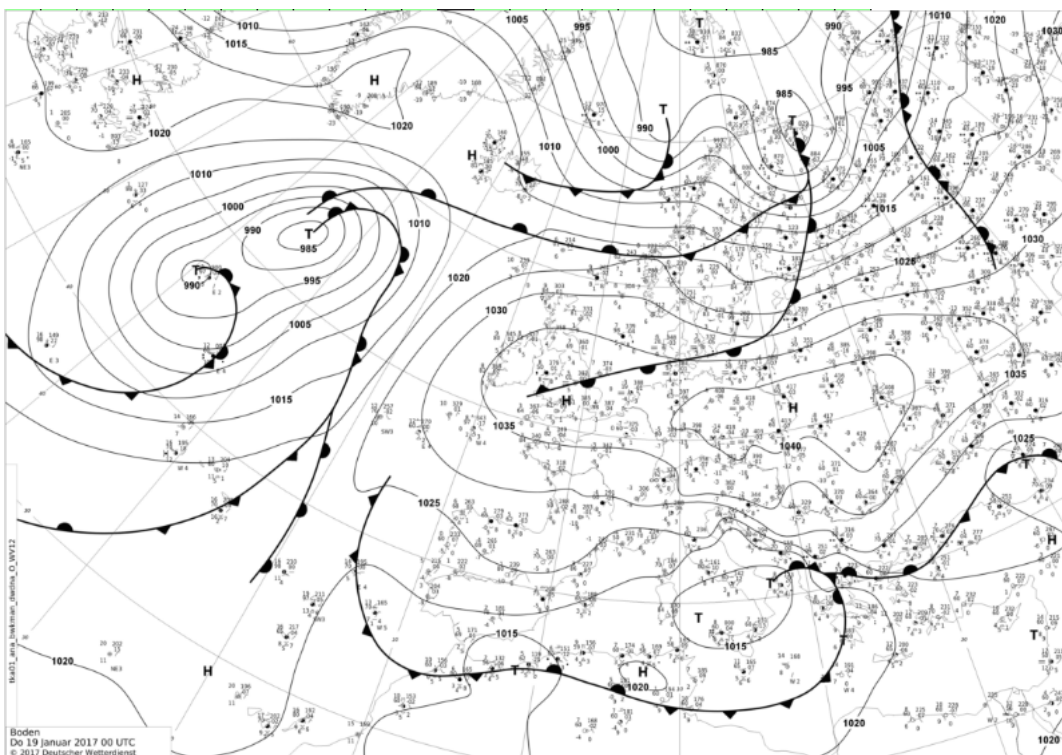
Obrázek 3.4: Podíl zastavěné plochy. Obrázek převzat z IPR Praha, 2016.



Obrázek 3.5: Analýza synoptické situace ze dne 18.6.2017 00 UTC, zdroj DWD.



Obrázek 3.6: Analýza synoptické situace ze dne 23.6.2017 00 UTC, zdroj DWD.



Obrázek 3.7: Analýza synoptické situace ze dne 19.1.2017 00 UTC, zdroj DWD.

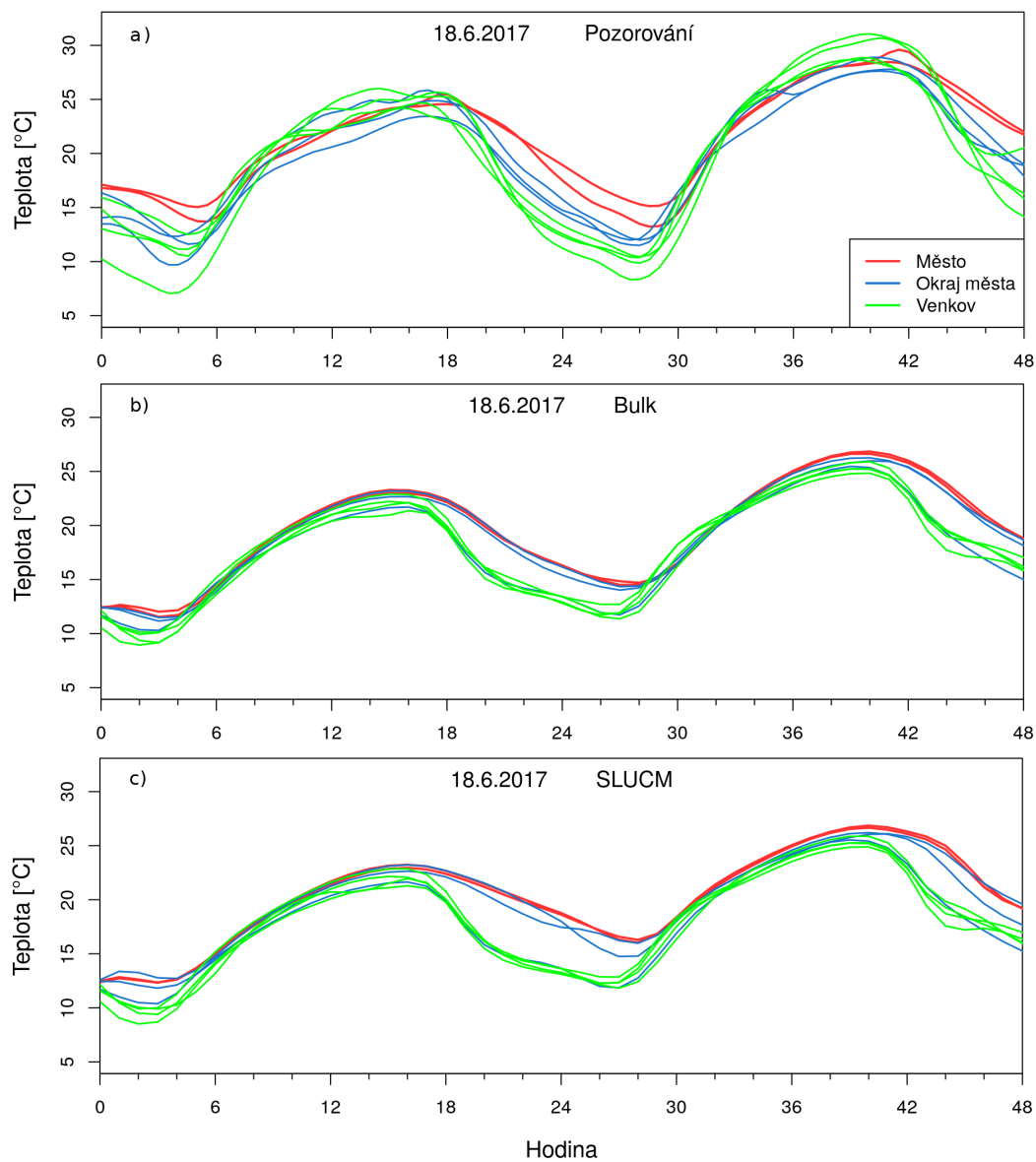
4. Experimentální potvrzení významu vlivu urbanizace v modelu WRF

V následující kapitole jsou shrnuty výsledky získané testováním různých reprezentací městské zástavby v modelu WRF.

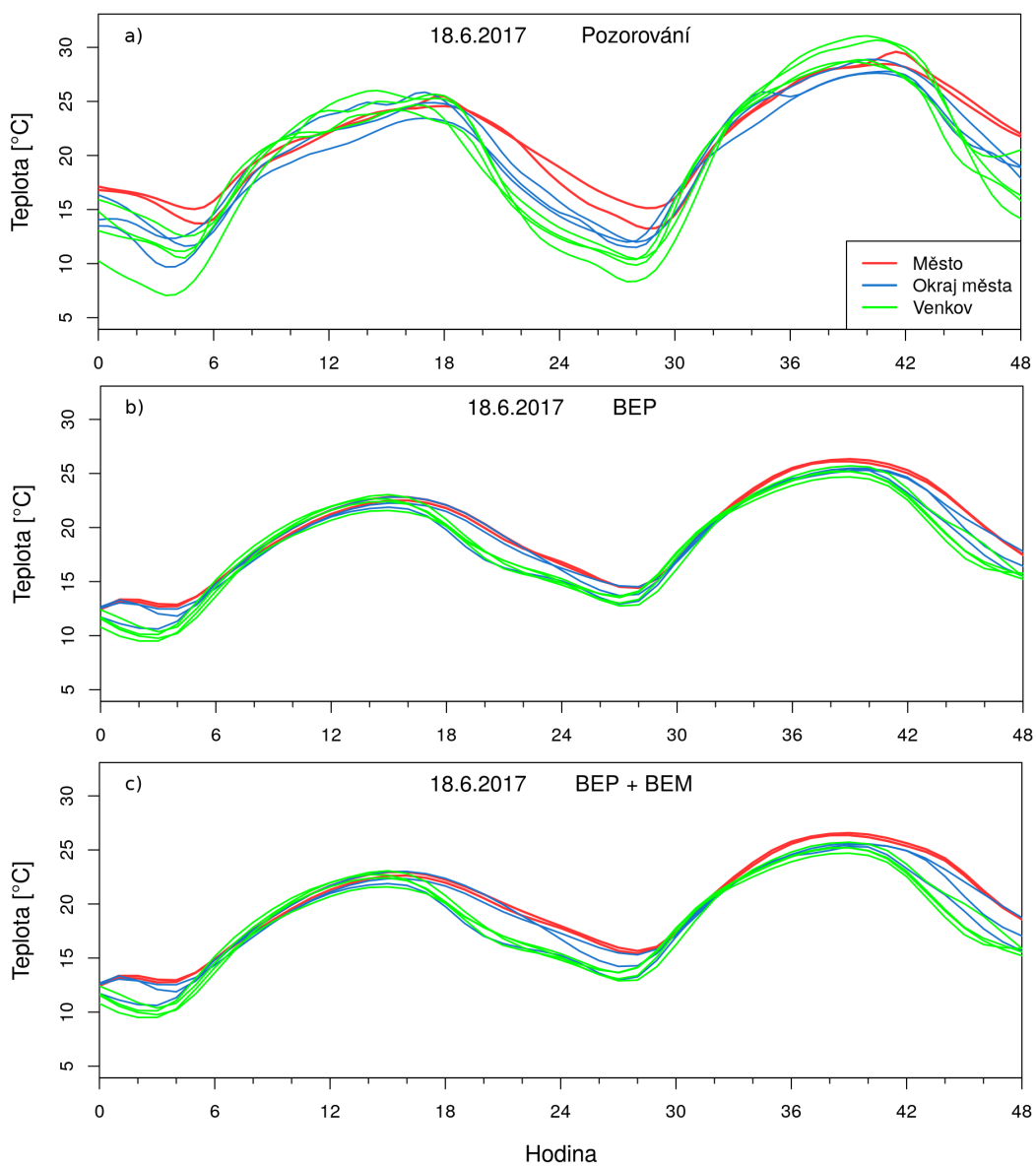
4.1 Městský tepelný ostrov

Během letní epizody byly velmi příznivé podmínky pro vytvoření intenzivního městského tepelného ostrova Prahy s ukázkovým příkladem dne 18. 6. 2017. Na obr. 4.1a je vykresleno měření teploty vzduchu ve 2 m z profesionálních meteorologických stanic. Červenou čarou jsou znázorněny stanice Praha-Karlov a Praha-Klementinum zastupující městské stanice. Modrou čarou jsou znázorněny stanice Praha-Kbely, Praha-Libuš a Praha-Ruzyně zastupující stanice na okraji města a zeleně jsou vykresleny stanice Dobřichovice, Neumětely, Průhonice a Kralupy zastupující venkovské stanice dostatečně vzdálené od centra Prahy. Tepelný ostrov se dle naměřených hodnot začínal projevovat po 18. hodině UTC, kdy na okrajových a venkovských stanicích začínala rychleji klesat teplota vzduchu, zatímco na městských stanicích byl pokles pozvolnější. Minimální denní teplota byla na okrajových a venkovských stanicích dosažena kolem 4. hodiny UTC ráno, zatímco na městských stanicích přibližně o hodinu později. Hodnota minimální denní teploty vzduchu se pro venkovské meteorologické stanice pohybovala okolo 10 °C, pro okrajové stanice kolem 12 °C a na městských stanicích klesla pouze k 13,1, resp. 15,1 °C.

Porovnáme-li průběh teploty vzduchu z různých parametrizací městského prostředí (obr. 4.1b a 4.1c, obr. 4.2b a 4.2c), je vidět, že amplituda denního chodu teploty je obecně menší u všech parametrizací než ve skutečnosti. Schéma Bulk (obr. 4.1b), ačkoliv se nejedná o parametrizaci v pravém smyslu, ale pouze o upravení tepelných a aerodynamických vlastností zemského povrchu, dokáže tepelný ostrov dobře podchytit. Nejlépe intenzitu tepelného ostrova předpovídá simulace s parametrizací SLUCM (4.1c), kde denní minimální teplota vzduchu dosahuje u městských uzlových buněk 16 °C a u venkovských přibližně 12 °C. Simulace s parametrizací BEP (4.2b) předpovídala nižší intenzitu tepelného ostrova, než jaká byla ve skutečnosti. Po spojení BEP s modelem BEM (obr. 4.2c) již průběh teploty vzduchu více odpovídal reálnému průběhu, avšak parametrizace SLUCM ho vystihla nejlépe. Důvodem může být nastavení městských parametrů, které parametrizace BEP a BEP+BEM vyžaduje co nejpřesnější. Jeden okrajový uzlový bod (jedná se o uzlový bod zahrnující stanici Praha-Ruzyně) spadá svým průběhem teploty vzduchu spíše do venkovských bodů. Pravděpodobně je zde městský land use zastoupen pouze malým podílem a ve výpočtu převažuje nezastavěná plocha.



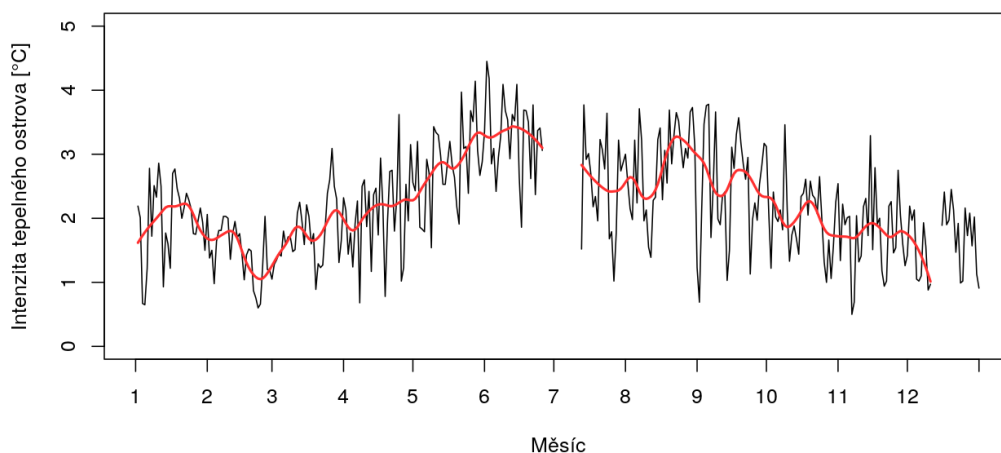
Obrázek 4.1: Porovnání průběhu teploty vzduchu pro schéma městské zástavby Bulk a SLUCM s naměřenými hodnotami ze stanic ČHMÚ.



Obrázek 4.2: Porovnání průběhu teploty vzduchu pro schéma městské zástavby BEP a BEP+BEM s naměřenými hodnotami ze stanic ČHMÚ.

4.2 Roční chod intenzity městského tepelného ostrova Prahy

Z kvazioperativní předpovědi počasí na Katedře fyziky atmosféry byla v roce sepsání diplomové práce k dispozici téměř kompletní roční řada předpovědí. Předpověď byla počítána na 48 hodin v rozlišení 10 km s daty využití půdy MODIS IGBP a městská zástavba byla reprezentována bulk schématem. Pro výpočet intenzity tepelného ostrova Prahy byly využity dvě uzlové buňky reprezentující město a deset okolních uzlových buněk reprezentujících venkovské prostředí. Jejich teploty byly nejprve přepočteny na nadmořskou výšku 290 m s použitím vertikálního teplotního gradientu $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Pro každý interval, ze kterého byly dostupné údaje o teplotě ve 2 m z modelu (tedy každé 3 hodiny), byl vypočten rozdíl průměrné teploty městských uzlových a okolních uzlových buněk. Denní intenzita tepelného ostrova byla vypočtena jako maximální hodnota tohoto rozdílu pro daný den. Na obr. 4.3 je znázorněn takto získaný roční chod intenzity tepelného ostrova Prahy z kvazioperativní předpovědi modelem WRF. Roční chod byl shlazen metodou robustní lokálně vážené regrese se šířkou vyhlazovacího okna $h = 28$ dní. Ačkoliv časová řada není kompletní, je vidět dvojitý roční chod s hlavním maximem v červnu a hlavním minimem na přelomu února a března a vedlejším maximem v lednu. Vedlejší minimum, které by se dle práce Beranová (2002) nacházelo v listopadu, není tak dobře vyjádřeno.

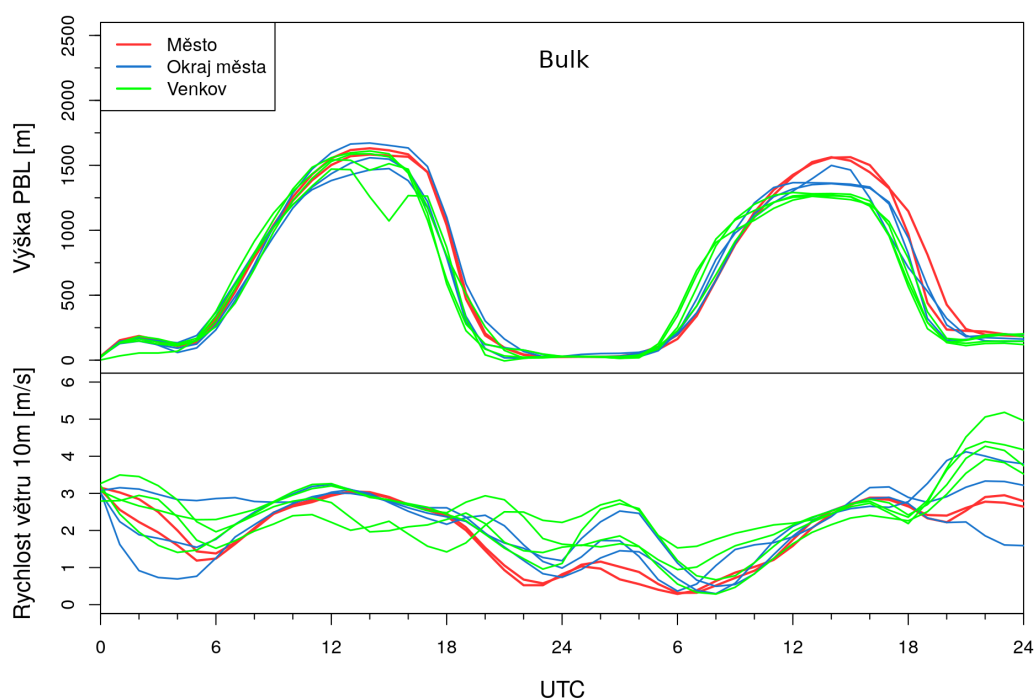


Obrázek 4.3: Roční chod intenzity tepelného ostrova z kvazioperativní předpovědi počasí.

4.3 Výška planetární mezní vrstvy

Vliv městského prostředí na výšku planetární mezní vrstvy byl krátce diskutován v 1. kapitole. Na obr. 4.4, 4.5 a 4.6 je znázorněn průběh výšky PBL v letním období, spolu s odpovídající rychlostí větru pro tři různé parametrizace městského prostředí. Červenými čarami jsou označeny městské uzlové body, modrými

příměstské body a zelenými čarami venkovské body dostatečně vzdálené tak, aby nebyly ovlivněny pražskou zástavbou. Na grafech je patrný výrazný denní chod s maximem mezi 12. a 14. hodinou. Maximální výška PBL se zvyšuje směrem do centra města, je dosažena nepatrně později a její pokles ve večerních hodinách je v městském prostředí o přibližně 1-2 hodiny opožděn. Všechna tři schémata dokázala postihnout zvýšení hranice PBL v městském prostředí, což je ve shodě se závěry vyplývajícími ze studie Huszár et al. (2014). Nejvýrazněji je tento jev patrný v simulaci s parametrizací BEP ve druhém dni předpovědi.



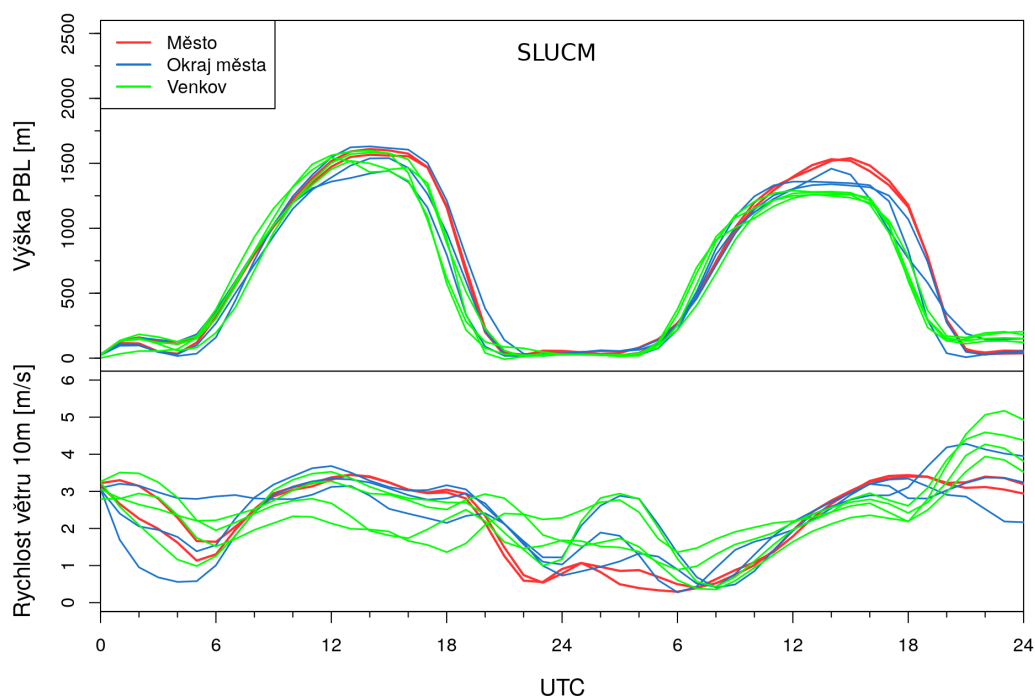
Obrázek 4.4: Výška planetární mezní vrstvy a rychlost větru v 10 m v simulaci ze dne 18. 6. 2018 se schématem městské zástavby Bulk.

4.4 Vliv antropogenního tepla

Model WRF umožňuje pro schéma SLUCM předepsat denní průběh antropogenního tepla s krokem jedné hodiny. Výchozí nastavení denního chodu v modelu WRF je zobrazeno na grafu 4.7 černou čarou. V simulacích se schématem SLUCM byla upravena hodnota antropogenního tepla na 70 Wm^{-2} a denní chod byl upraven dle červené křivky na obr. 4.7 s ohledem na zachování celkové energie.

Na grafech 4.8 je znázorněn vliv antropogenního tepla na denní chod teploty vzduchu ve 2 m pro zimní a letní epizodu. Vykreslen je rozdíl denního chodu teploty vzduchu pro městské uzlové body v simulaci se zahrnutím dodatečného antropogenního tepla a v simulaci bez něj. Po provedení řady testovacích simulací se projevila značná citlivost této parametrizace na denní chod AH.

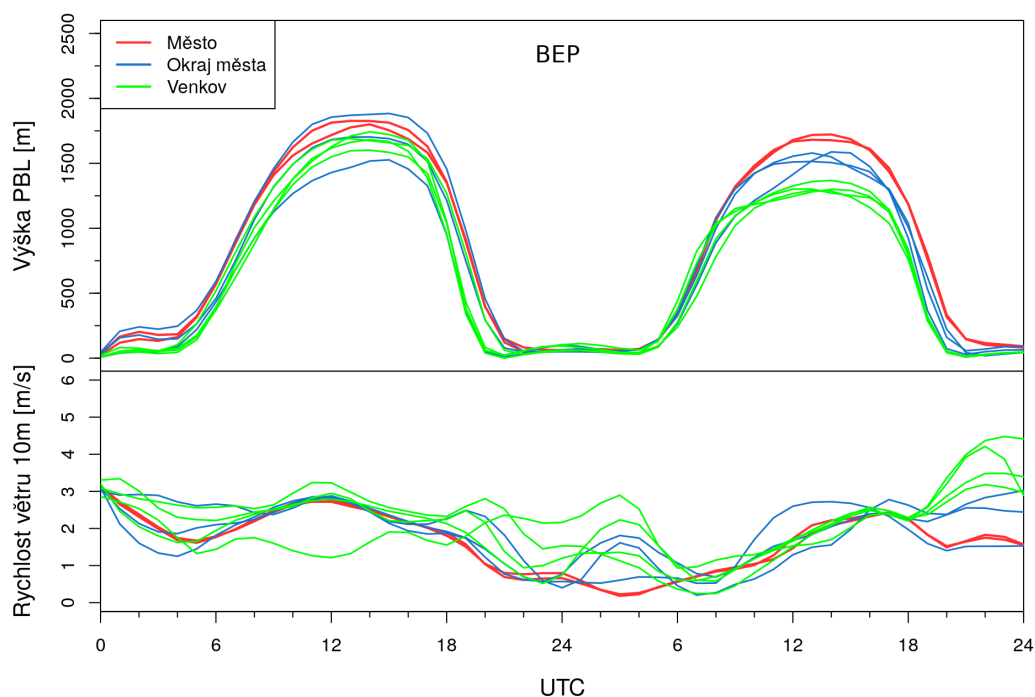
Ačkoliv v letních měsících nabývá denní chod antropogenního tepla nejvyšších hodnot kolem 9. a 16. hodiny, jeho vliv na denní chod teploty vzduchu se začíná



Obrázek 4.5: Výška planetární mezní vrstvy a rychlost větru v 10 m v simulaci ze dne 18. 6. 2018 se schématem městské zástavby SLUCM.

projevovat až kolem 18. hodiny, s nejvyššími hodnotami přibližně od 22. do 8. hodiny ráno a poté začíná vliv antropogenního tepla klesat (graf 4.8a). Během poledních a odpoledních hodin je vliv antropogenního tepla na teplotu vzduchu minimální, což může být způsobeno vysokou mírou insolace, která mnohonásobně převyšuje hodnotu antropogenního tepla, a jeho vliv na teplotu vzduchu se začne projevovat až před západem Slunce a přetrvává přes noc až do dopoledních hodin, kdy opět převládne vliv slunečního záření. Rozdíl teploty v simulaci se zahrnutím antropogenního tepla a bez něj se v nočních a ranních hodinách pohybuje mezi 1 až 2 °C, během odpoledne klesá téměř k nulové hodnotě. V zimní epizodě (graf 4.8b) je maximální rozdíl řádově větší, což je zčásti způsobeno většími hodnotami antropogenního tepla, které je v zimních měsících téměř dvojnásobné, a zčásti menší insolací a kratším trváním slunečního svitu. Vliv antropogenního tepla je nejnižší kolem 14. hodiny, poté rozdíl teploty vzduchu v simulacích téměř lineárně roste a nabývá svého maxima kolem 8. hodiny, tedy v čase východu Slunce. Dopad zahrnutí antropogenního tepla do městské parametrizace je tedy zejména v zimním období zásadní a je třeba dbát na co nejpřesnější odhad jeho denního chodu.

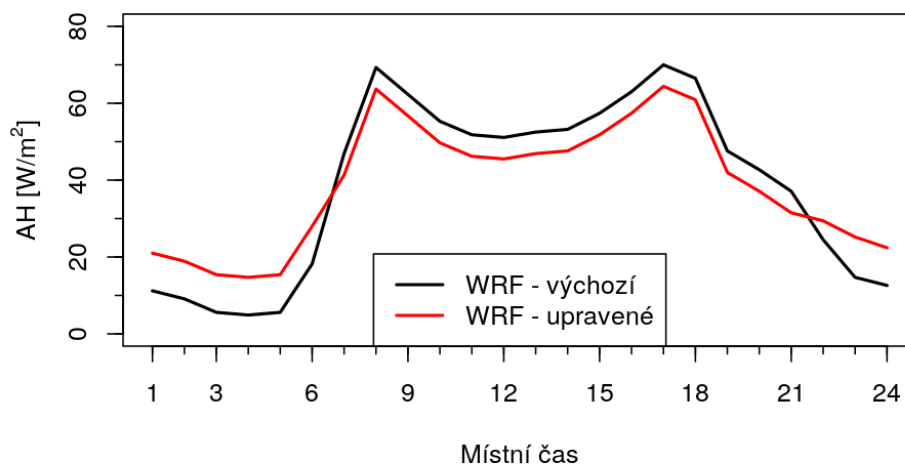
Velké hodnoty rozdílu teploty vzduchu na grafech 4.8 V prvních několika hodinách simulace jsou pravděpodobně důsledkem tzv. „spin-up“ modelu. Numerický předpovědní model obdrží na počátku integrace analýzu stavu atmosféry v daném čase ve formě počátečních a okrajových podmínek, ze kterých vychází při řešení prognostických rovnic. Tato analýza obecně pochází z pozorování, předpovědi nebo analýzy globálního modelu (příp. modelu s větší oblastí řešení), má obvykle menší rozlišení, než jaké má model na omezené oblasti, a je zatížena jistou mírou



Obrázek 4.6: Výška planetární mezní vrstvy a rychlost větru v 10 m v simulaci ze dne 18. 6. 2018 se schématem městské zástavby BEP.

neurčitosti. Počáteční podmínky jsou na počátku výpočtu interpolovány do jemnější sítě modelu, avšak bez zachování fyzikální rovnováhy. Po spuštění integrace dochází určitou dobu k vyrovnání toků energie a dosažení fyzikální rovnováhy. Z tohoto důvodu nejsou výsledky v prvních hodinách simulace věrohodné. Čas potřebný na ustálení modelu, tzv. „spin-up time“, se pohybuje v řádu hodin, závisí na daném počátečním stavu atmosféry a snižuje se s rostoucí přesností počátečních podmínek.

V rámci hodnocení citlivosti simulovaného průběhu teploty vzduchu ve 2 m na nastavení antropogenního tepla byly provedeny testovací předpovědi s výchozím průběhem antropogenního tepla v modelu WRF (dle křivky na obr. 4.7), s upraveným průběhem, kde byl zvýšen příkon AH v nočních hodinách (též obr. 4.7), a zcela bez zahrnutí antropogenního tepla v parametrizaci městského prostředí. Na obr. 4.9, resp. 4.10 jsou vykresleny výsledné denní průběhy teploty vzduchu pro několik městských, okrajových a venkovských uzlových bodů ve vybraný den v letní, resp. zimní epizodě s porovnáním s hodnotami změřenými na stanicích ČHMÚ. Dle diskuze v předchozích odstavcích se vliv antropogenního tepla na teplotu vzduchu projevuje zejména v nočních hodinách a je mnohonásobně větší v chladné části roku. Největší rozdíly se tedy projeví v odhadu minimálních denních teplot v zimní polovině roku. V letní epizodě je rozdíl maximálních i minimálních teplot pro různá nastavení AH zanedbatelný (tab. 4.1, obr. 4.9). V porovnání s naměřenými hodnotami je předpovídaná maximální, resp. minimální teplota o přibližně 1,6 °C podhodnocená, resp. o 2,6 °C nadhodnocená. V zimní epizodě (obr. 4.10) se předpovídané minimální a maximální denní teploty vzduchu s různým nastavením antropogenního tepla liší výrazněji. Denní



Obrázek 4.7: Denní chod antropogenního tepla; černou čarou je znázorněno výchozí nastavení modelu WRF, červeně upravený profil použitý v simulacích.

Tabulka 4.1: Předpověď maximálních a minimálních denních teplot vzduchu s různým nastavením antropogenního tepla pro městskou uzlovou buňku (dle obr 4.7)

	T_{\max} 18. 6. 2017	T_{\min} 19. 6. 2017	T_{\max} 22. 1. 2017	T_{\min} 23. 1. 2017
Bez AH	23,0	15,1	-1,7	-18,1
Výchozí AH	23,3	15,2	-0,9	-11,8
Upravené AH	23,2	15,7	-0,4	-8,0
Pozorování	24,8	13,1	0,7	-9,9

maximální teploty se pro různá nastavení liší o 2 až 3 °C, přičemž nejnižší maximální teplota je v simulaci bez zahrnutí antropogenního tepla. Denní minimální teplota je výrazně nejnižší v simulaci bez zahrnutí antropogenního tepla (-18,1 °C), přičemž naměřená teplota byla -9,9 °C. Dochází tedy, zřejmě vlivem specifických vlastností povrchů a infrastruktury městského prostředí, k výraznému poklesu teploty, který neodpovídá reálnému průběhu.

4.5 Dominantní vs. poměrný land-use

Městské prostředí se svými charakteristickými parametry, kde se na malých oblastech střídají zastavěné plochy s plochami pokrytými vegetací, je vhodné pro testování přístupu dominantního a poměrného land-use, zejména se zaměřením na okrajové části města. V tabulce 4.2 je popsán land-use v dominantním a poměrném přístupu pro 7 uzlových buněk nacházejících se uvnitř či na okraji města, ve kterých zároveň leží meteorologické stanice. Praha-Karlov, Praha-Klementinum a Praha-Libuš jsou považovány za čistě městské, uzlová buňka je zcela zastavěna. V ostatních buňkách je část vyplněna nezastavěnou plochou, např. uzlová buňka Praha-Kbely je v poměrném přístupu složena ze 79 % zastavěné plochy a z 21 % obdělávané půdy. V dominantním přístupu je tedy považována za měst-

Tabulka 4.2: Land-use pro vybrané body v dominantním a poměrném přístupu

	Dominantní typ	Poměrný typ		
		5	12	13
Karlovy	13 - zastavěná plocha			100 %
Klementinum	13 - zastavěná plocha			100 %
Libuš	13 - zastavěná plocha			100 %
Kbely	13 - zastavěná plocha		21 %	79 %
Ruzyně	12 - obdělávaná půda		67 %	33 %
Brandýs	5 - smíšený les	50 %		50 %
Kralupy	12 - obdělávaná půda		70 %	30 %

skou buňku.

Byl zkoumán vliv zahrnutí poměrného přístupu ke kategoriím land-use na průběh teploty vzduchu v letní a zimní epizodě. Pro tyto účely byly využity simulace s parametrizací města SLUCM se zahrnutím antropogenního tepla dle upraveného denního chodu na grafu 4.7.

Na obr. 4.11, resp. 4.12 je vykreslen graf rozdílu denního chodu teploty vzduchu v letním, resp. zimním období v simulacích s poměrným a dominantním přístupem land-use. Červenou čarou jsou znázorněny čistě městské uzlové buňky, kterým odpovídají stanice Praha-Karlovy, Praha-Klementinum a Praha-Libuš (tab. 4.2). Modrou čarou jsou znázorněny uzlové buňky, ve kterých část plochy pokrývá zástavba a část obdělávaná půda či smíšený les. Těmto bodům odpovídají stanice Praha-Kbely, Praha-Ruzyně, Brandýs a Kralupy. Zelenou čarou jsou znázorněny uzlové buňky dostatečně vzdálené od městské zástavby, jejichž celou plochu vyplňuje obdělávaná půda. Jedná se o rozdíl poměrného a dominantního land-use. Kladné hodnoty tedy značí vyšší teplotu vzduchu v poměrném, záporné naopak v dominantním přístupu.

Průběh teploty vzduchu u bodů vzdálených od centra města je změnou přístupu land-use z dominantního na poměrný ovlivněn dle očekávání minimálně. Malé odchylky mohou být způsobeny vlivem sousedních bodů, ve kterých je zemský povrch popsán jinou kategorií land-use, jejíž půdní charakteristiky se mírně liší.

U městských uzlových buněk se projevují malé rozdíly v prvních hodinách simulace, které jsou pravděpodobně způsobeny časem potřebným na spin-up modelu a jejich velikost se pohybuje v letní epizodě v rozmezí do 2 °C, v zimní epizodě převážně do 1 °C. Během dne po ustálení modelu rozdíl mizí, což je v souladu s předpokladem, neboť tyto buňky i buňky s nimi sousedící jsou zcela vyplněny městským povrchem a přechod z poměrného na dominantní land-use by teplotu vzduchu neměl ovlivnit. Tento předpoklad však neplatí v nočních hodinách, kdy se u některých simulací objevuje záporný rozdíl v některých případech dosahující i -2,5 °C, což znamená, že v simulaci s poměrným land-use dochází během noci k většímu poklesu teploty. Důvodem by mohlo být rozdílné radiační ochlazování způsobené rozdílným množstvím oblačnosti či jinou interakcí s okolními uzlovými čtverci.

Největší rozdíly v průběhu teploty vzduchu se objevují u okrajových bodů, které jsou pouze částečně vyplněny zastavěnou oblastí. Znaménko rozdílu teploty vzduchu v poměrném a dominantním přístupu závisí na poměru plochy umělého

povrchu a přírodní plochy uvnitř dané uzlové buňky. Převládá-li zastavěná plocha, je uzlové buňce v dominantním přístupu přiřazena kategorie města a jsou zde zvýrazněny efekty městské zástavby, včetně městského tepelného ostrova. Díky tomu je teplota vzduchu vyšší v dominantním přístupu a v rozdílovém grafu se projeví poklesem do záporných hodnot. Převládá-li naopak nezastavěná plocha, jsou vlivy města v dominantním přístupu potlačeny, teplota vzduchu nedosahuje tak vysokých hodnot a rozdíl poměrného a dominantního přístupu se projeví kladnými hodnotami.

V letní epizodě (obr. 4.11) se největší odchylka projevuje mezi 18. a 4. hodinou a její velikost dosahuje až $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$. V odpoledních hodinách se začíná vytvářet městský tepelný ostrov, v poměrném přístupu se uplatní částečné pokrytí plochy uzlové buňky zástavbou, které v dominantním přístupu chybí, a to se projeví kladnými hodnotami rozdílu teploty vzduchu. Od přibližně 5. hodiny až do 17. hodiny, tedy krátce po východu a krátce před západem Slunce, je průběh rozdílu teploty vzduchu záporný s téměř konstantní hodnotou $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

V zimní epizodě (obr. 4.12) je průběh rozdílu teploty vzduchu v okrajových bodech mírně odlišný. Největší kladné rozdíly teploty vzduchu se objevují od přibližně 15. hodiny, trvají až do ranní 7. hodiny a dosahují hodnoty $+3$ až $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$. V zimním období je tento interval delší než v letním, neboť je i delší noc bez přítomnosti slunečního záření, které by vyrovnalo rozdíly v teplotě vzduchu mezi městským a venkovským prostředím. Mezi 10. a 12. hodinou klesá odchylka téměř k nule, v tomto období je nejnižší i intenzita tepelného ostrova.

Opačný záporný průběh jedné modré křivky v grafech odpovídá uzlové buňce, ve které na rozdíl od ostatních okrajových buněk v dominantním přístupu převládala zastavěná plocha (Praha-Kbely v tab. 4.2).

Srovnání se skutečným průběhem teploty V grafech 4.13, 4.14 je vykresleno srovnání průběhu teploty vzduchu v letní epizodě v poměrném (červená křivka) a dominantním (modrá křivka) přístupu land-use s naměřenými hodnotami z meteorologických stanic nacházejících se v dané uzlové buňce (zelená křivka). Na grafu 4.13 je zobrazen vybraný zástupce městského prostředí, stanice Praha-Klementinum, a venkovského prostředí, stanice Ondřejov. Na grafu 4.14 jsou zobrazeny dva zástupci okrajové části města, Praha-Ruzyně a Praha-Kbely.

Jak bylo diskutováno v předchozí sekci, rozdíly v chodu teploty v poměrném a dominantním přístupu jsou u městských a venkovských uzlových buněk zanedbatelné. U stanice Praha-Klementinum se v simulaci ze dne 18.6. objevuje odchylka v nočních hodinách pravděpodobně způsobená rozdílným radiačním ochlazováním. U okrajových buněk se největší rozdíly projevují v nočních hodinách.

Porovnáme-li modelovaný denní chod s pozorováním, zjistíme, že obecně dochází k podhodnocení denních maxim teploty vzduchu o $2-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, v některých případech až o $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a ve většině případů je maximální teplota dosažena dříve než ve skutečnosti. Simulovaná teplota vzduchu nejlépe odpovídá skutečným hodnotám v období krátce po dosažení minimální teploty vzduchu, tedy během ranních a dopoledních hodin. U stanice Ondřejov se v chodu teploty vzduchu projevuje systematická chyba. Simulovaný průběh je o 2 až $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ chladnější, tvar denního chodu však odpovídá naměřeným hodnotám.

Poměrný přístup land-use představuje kladný přínos zejména v okrajových uzlových buňkách, ve kterých převažuje zastavěná plocha nad plochou přírodní,

a to při odhadu denní minimální teploty vzduchu. U denních maximálních teplot se přínos poměrného přístupu neprojevuje.

4.6 Validace urbanizované předpovědi

Nastavení simulace Nastavení urbanizované předpovědi bylo velmi obdobné nastavení předchozích experimentů (stejná integrační oblast, počet modelových hladin, délka simulace, počáteční podmínky, parametrizace fyziky dle tab. 3.1). Konvekce byla v rozlišení 10 km i 3,3 km parametrizována schématem Kain-Fritsch (Kain 2004). Průběh antropogenního tepla byl předepsán dle upravené křivky v grafu 4.7. Pro zahrnutí městského prostředí do experimentu byla vybrána jednodušší parametrizace SLUCM s poměrným land-use z dat Modis IGBP. Pro využití veškerého potenciálu, který nabízí schéma BEP, je nutné velmi zjemnit vertikální rozlišení v nejnižších vrstvách atmosféry (5-10 m), aby se několik modelových hladin překrývalo se zástavbou. Důsledkem toho dochází ke zvýšení výpočetní náročnosti, a proto je schéma BEP vhodnější pro případové studie, kde čas výpočtu nehraje tak důležitou roli, jako při operativní předpovědi počasí.

Intenzita tepelného ostrova Intenzita tepelného ostrova byla zavedena jako rozdíl teploty vzduchu, která byla zprůměrována přes 4 městské buňky, a teploty vzduchu zprůměrované přes 3 venkovské buňky dostatečně vzdálené od města s land-use kategorií les či obdělávaná půda. Byly vybrány uzlové buňky s rozdílem nadmořské výšky v intervalu $-10 \text{ m} < h < +10 \text{ m}$, aby se v intenzitě tepelného ostrova neprojevoval efekt nižší nadmořské výšky v centru Prahy.

Vývoj předpovídané intenzity tepelného ostrova je zobrazen na obr. 4.15. Intenzita je vykreslena pro celou délku 48hodinové předpovědi s hodinovým krokem (horizontální osa) v čase UTC a pro každý den v měsíci (vertikální osa). Tepelný ostrov se začíná vytvářet kolem 17. hodiny a zaniká kolem 6. hodiny ránní. Průměrná hodnota intenzity v období od 18. do 5. hodiny byla $3,4 \text{ }^\circ\text{C}$, medián byl $3,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Ve 12 dnech dosahovala maximální intenzita tepelného ostrova až $5 \text{ }^\circ\text{C}$, z toho ve dvou dnech přesáhla $6 \text{ }^\circ\text{C}$. V prvních 6 hodinách simulace se též objevuje náznak tepelného ostrova. Vzhledem k tomu, že předpověď byla spouštěna z půlnočního termínu, kdy v městském prostředí chyběla akumulovaná energie ze slunečního záření předchozího dne, může být vzniklý rozdíl teploty způsoben dodatečným zdrojovým členem v podobě antropogenního tepla či eventuálně i omezeným sky-view faktorem v městském prostředí.

V několika dnech (1. 4., 12. 4., 13. 4., 16. 4.) k vytvoření městského tepelného ostrova vůbec nedošlo. Jednalo se většinou o dny s cyklonální synoptickou situací. Dne 1. 4. přecházel přes střední Evropu od jihozápadu frontální systém. Ve dnech 13. 4., resp. 16. 4. přes naše území přecházela k severovýchodu studená fronta, resp. frontální rozhraní, což bylo spojené i s nezanedbatelným úhrnem srážek. Denní úhrn srážek 13. 4. v Praze Libuši byl $4,2 \text{ mm}$, v Praze Ruzyni $1,6 \text{ mm}$. 16. 4. v Praze Libuši $4,4 \text{ mm}$, v Praze Ruzyni až $12,8 \text{ mm}$ (zdroj ČHMÚ). Ostatní dny byly převážně beze srážek. Tyto dny se vyznačovaly velkým množstvím oblačnosti a malou sumou globálního záření. Častěji se však vyskytovaly dny s vysokou intenzitou tepelného ostrova, např. 8. 4., 9. 4., 14. 4., 17. - 19. 4., 27. - 29. 4. Tyto dny naopak převažoval anticyklonální charakter počasí. Ve dnech 8. 4. a 9. 4. ovlivňovala počasí na našem území zadní strana tlakové výše postupující

k východu. Dne 14. 4. nad naše území od východu zasahoval hřeben vysokého tlaku vzduchu od východu. Ve dnech 17. - 20. 4. postupovala přes střední Evropu rozsáhlá tlaková výše. Období ke konci měsíce (27. 4. - 29. 4.) bylo ve znamení advekce teplého vzduchu od jihozápadu a bylo ukončeno 30. 4. přechodem studené fronty od západu. Převládalo stabilní počasí s malým množstvím oblačnosti a beze srážek, tedy příznivé pro vznik intenzivního tepelného ostrova.

Z obr. 4.15 je též patrná dobrá shoda předpovědi intenzity tepelného ostrova na druhý den s intenzitou v novější předpovědi na první den. Toto však neplatí dne 12. 4., kdy byl v předpovědi na 13. 4. naznačován vyvinutý tepelný ostrov, který v novější předpovědi ze 13. 4. již chyběl. Důvodem bylo vytvoření mohutné konvektivní oblačnosti, která přechodem přes Prahu v odpoledních hodinách ukončila prohřívání městské zástavby (obr. 4.16).

Root mean square error Pro validaci urbanizované měsíční předpovědi byla vybrána veličina RMSE, která nabývá hodnot $[0, +\infty)$ a v ideálním případě je nulová. Díky druhé mocnině je tento parametr citlivější na větší nepřesnosti předpovědi. RMSE byla spočtena jako průměr druhé mocniny rozdílu teploty vzduchu v předpovědi (f_i) modelem WRF a odpovídající aktuální analýzy GFS (o_i), zpracované preprocesingem systému WRF pro naši předpovědní oblast, která je použita pro start předpovědi v následujících termínech.

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - o_i)^2 \quad (4.1)$$

$$RMSE = \sqrt{MSE} \quad (4.2)$$

Na obr. 4.17 jsou zobrazeny hodnoty RMSE v Praze a blízkém okolí a) pro předpověď na 24 hodin, b) pro předpověď na 48 hodin. Na první pohled jsou patrné vysoké hodnoty RMSE v centru Prahy, kde se uplatnila parametrizace městských procesů a byla předpovídána převážně vyšší teplota vzduchu ve 2 m, než jaká byla v dané analýze GFS. Tento efekt se též projevuje u další větších měst v okolí Prahy, jako např. Kladno, Kralupy nad Vltavou, Neratovice či Kolín. Lze pozorovat vyšší hodnoty RMSE u předpovědi na 48 hodin, což je v souladu s obecnou vlastností numerických metod, kdy chyba předpovědi s časem narůstá.

Na grafu 4.18 je zobrazena veličina RMSE v průběhu celého měsíce spočtená pro 4 městské uzlové body (červené křivky) a 3 body z okolí města (zelené křivky). Plnou čarou je označena předpověď na 24 hodin, čárkovaně předpověď na 48 h. Hodnota RMSE pro předpověď na 24 a 48 hodin byla pro daný den vyhodnocována ze stejného běhu modelu, proto se hodnoty předpovědi na 48 hodin jeví o den posunutě. Grafem předpovědi na 24 h byla pro městské a venkovské uzlové buňky proložena regresní přímka s rovnicemi:

$$y_{urban} = 1.92107 + 0.04012x \quad (4.3)$$

$$y_{rural} = 0.97634 + 0.03059x \quad (4.4)$$

Rovnice regresní přímky pro předpověď na 48 hodin mají tvar (v grafu pro přehlednost nejsou vykresleny):

$$y_{urban} = 2.940615 + 0.008498x \quad (4.5)$$

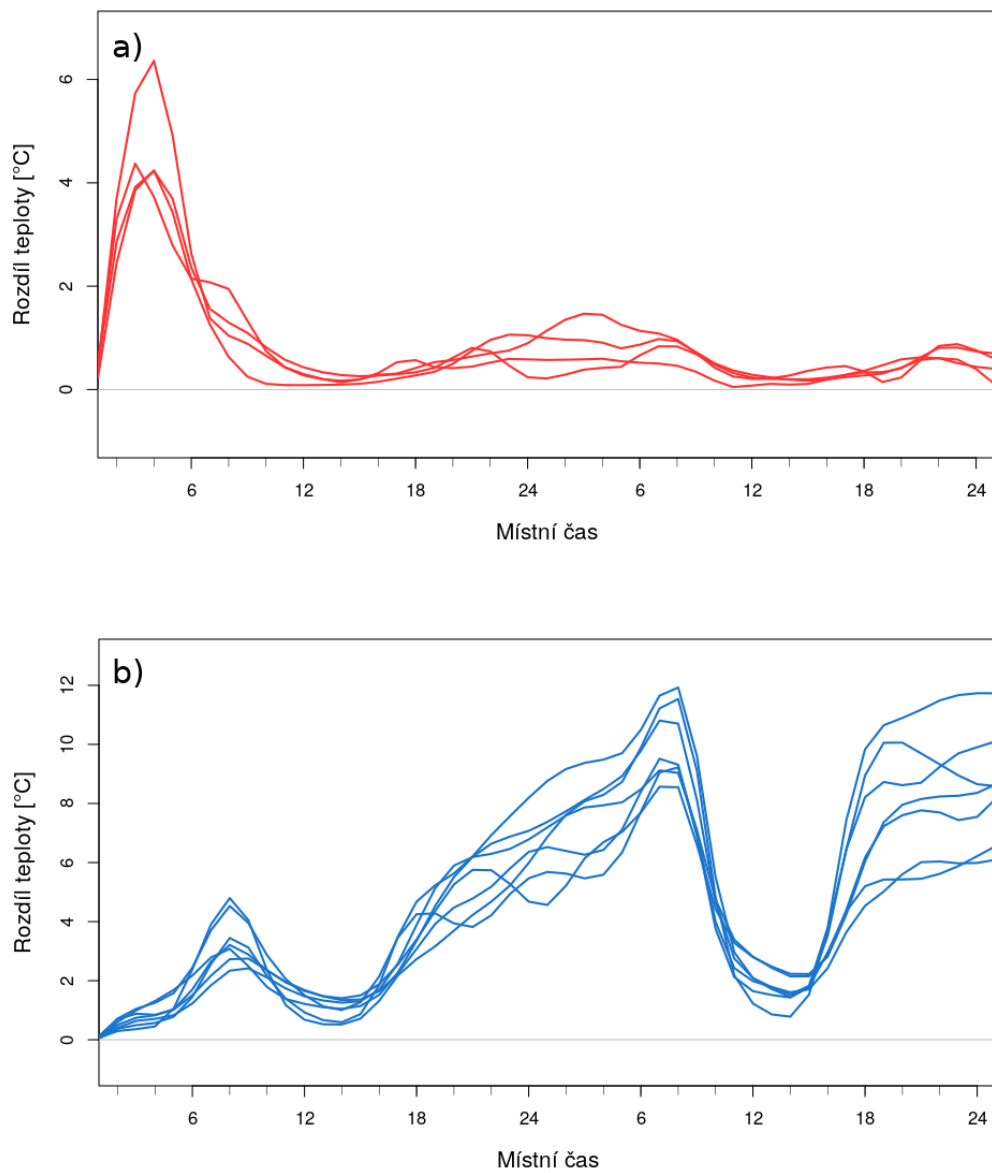
$$y_{rural} = 1.39819 + 0.01176x \quad (4.6)$$

S postupující sezónou se RMSE zvětšuje, což může být důsledkem zvyšující se mezidenní variability. Trend je vyšší pro městské prostředí, zřejmě v souvislosti se zvyšujícím se efektem, resp. intenzitou tepelného ostrova s blížící se letní sezónou.

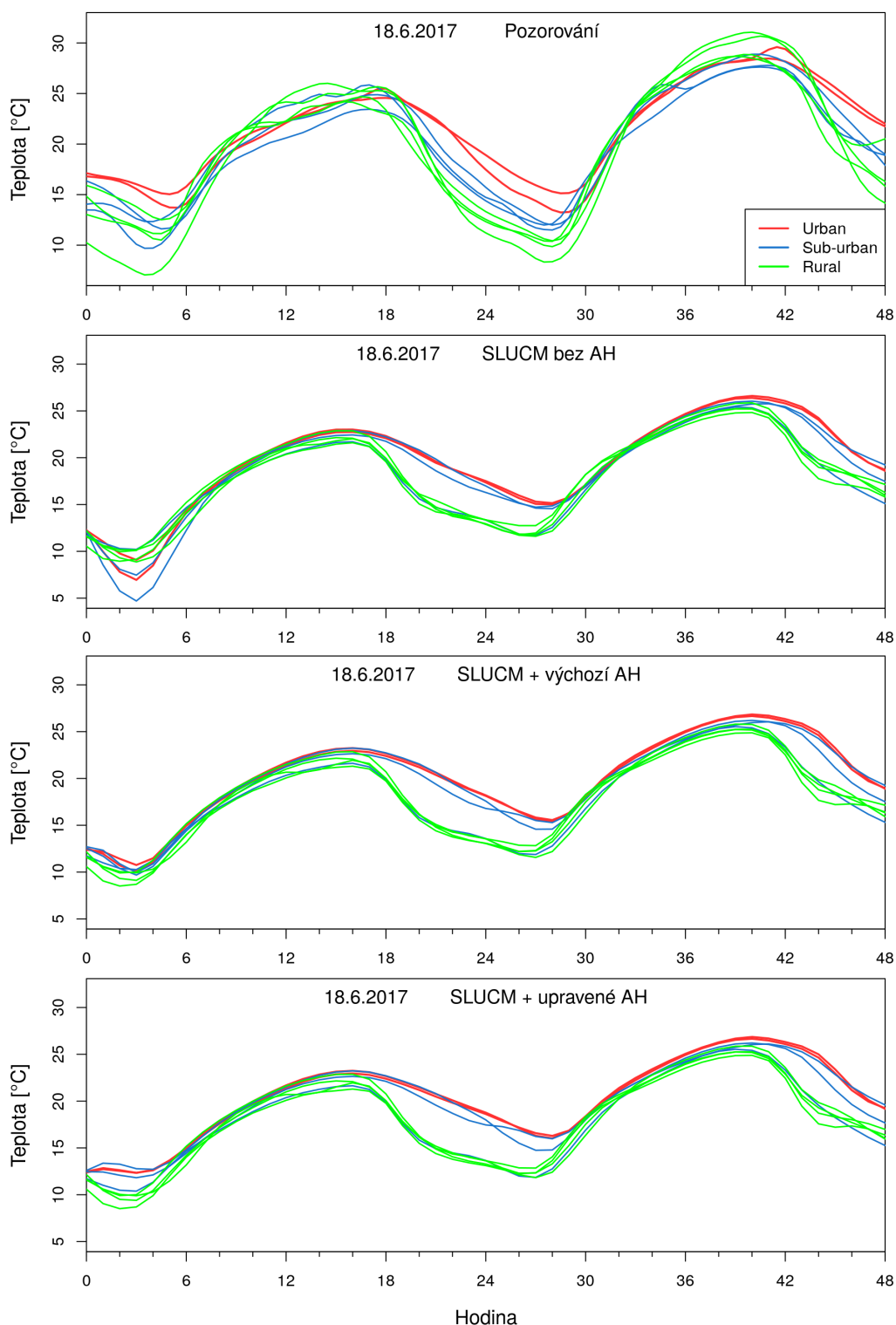
Vyšších hodnot obecně nabývá RMSE pro městské uzlové buňky. Ve dnech s vysokou intenzitou tepelného ostrova dosahovala hodnot až kolem 5-6. Analýza GFS má rozlišení $0,50^\circ$, což na 50. rovnoběžce odpovídá přibližně 55 km, tudíž v ní s velkou pravděpodobností nejsou zahrnuty efekty městské zástavby. Přínos zahrnutí urbanizace do předpovědního modelu se tedy projeví ve vyšších hodnotách RMSE u městských uzlových buněk, kdy regionální model, v němž bylo městské prostředí parametrizováno, dokáže rozlišit tepelný ostrov. Tento efekt lze pozorovat u předpovědi na 24 i 48 hodin.

Odchylka urbanizované předpovědi po 24 a 48 h Na obr. 4.19 a 4.20 je zobrazena odchylka teploty vzduchu ve 2 m v předpovědi na 24 a 48 h po vybrané dny v oblasti Prahy a okolí. Odchylka byla spočítána jako rozdíl předpovídané teploty vzduchu a příslušné aktuální analýzy GFS, která byla interpolována do výpočetní sítě modelu WRF. V levém sloupci je předpověď pro dny, kdy byl tepelný ostrov malé intenzity, nebo k jeho vzniku vůbec nedošlo. V pravém sloupci jsou naopak vybrané předpovědi na dny, kdy byl tepelný ostrov dobře vyvinutý. Podobně jako u veličiny RMSE se zde ve dnech s vyvinutým tepelným ostrovem projevují výrazné rozdíly mezi městem ve střední části grafu a okolní nezastavěnou krajinou. Lépe jsou zde patrné pravidelně se opakující odchylky od analýzy GFS u menších měst v okolí Prahy. Na obr. 4.21 je vykreslena odchylka předpovědi na 24 hodin pro celou Českou republiku. Kromě větších hodnot odchylky způsobených topografií v podrobnějším rozlišení v modelu WRF se tepelný ostrov projevuje i u ostatních měst, která jsou dostatečně velká tak, aby byla v rozlišení 3,3 km zahrnuta do dat land-use (obr. 4.22).

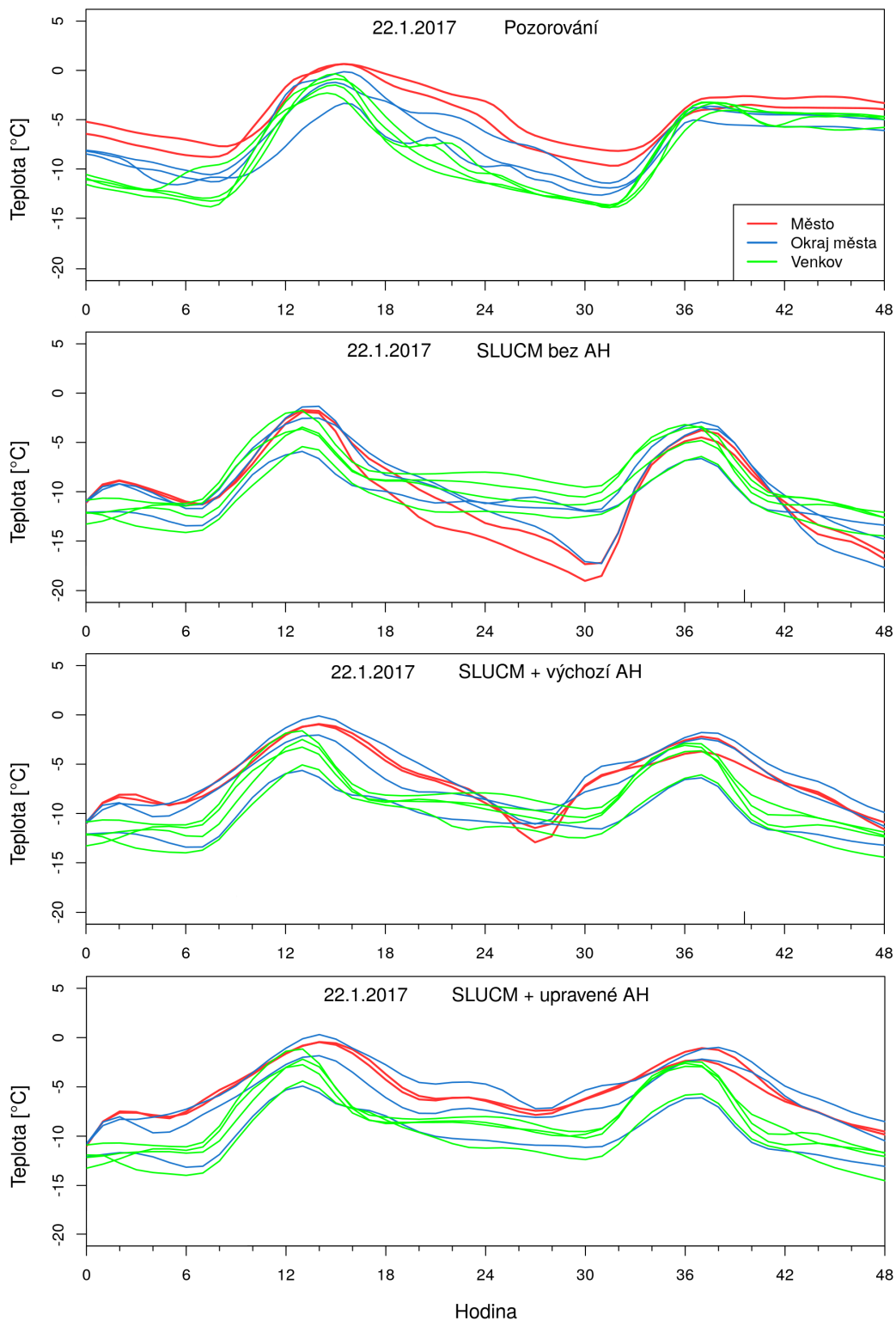
Denní minimální a maximální teplota vzduchu Pro zhodnocení úspěšnosti předpovědi denních maximálních a minimálních teplot vzduchu během dubna 2018 byla vybrána stanice Praha-Klementinum s nadmořskou výškou 191 m zastupující městskou stanicí a Brandýs nad Labem s nadmořskou výškou 179 m zastupující venkovskou stanicí dostatečně vzdálenou od centra města. Tepelný ostrov se projevuje zejména v rozdílu denních minimálních teplot (obr. 4.23), které jsou vyšší v zastavěném prostředí, kde díky sníženému sky-view faktoru a teple nakkumulovanému v uličním kaňonu dochází v nočních hodinách k menším ztrátám dlouhovlnným vyzařováním. Rozdíly mezi denními maximálními teplotami vzduchu jsou zanedbatelné.



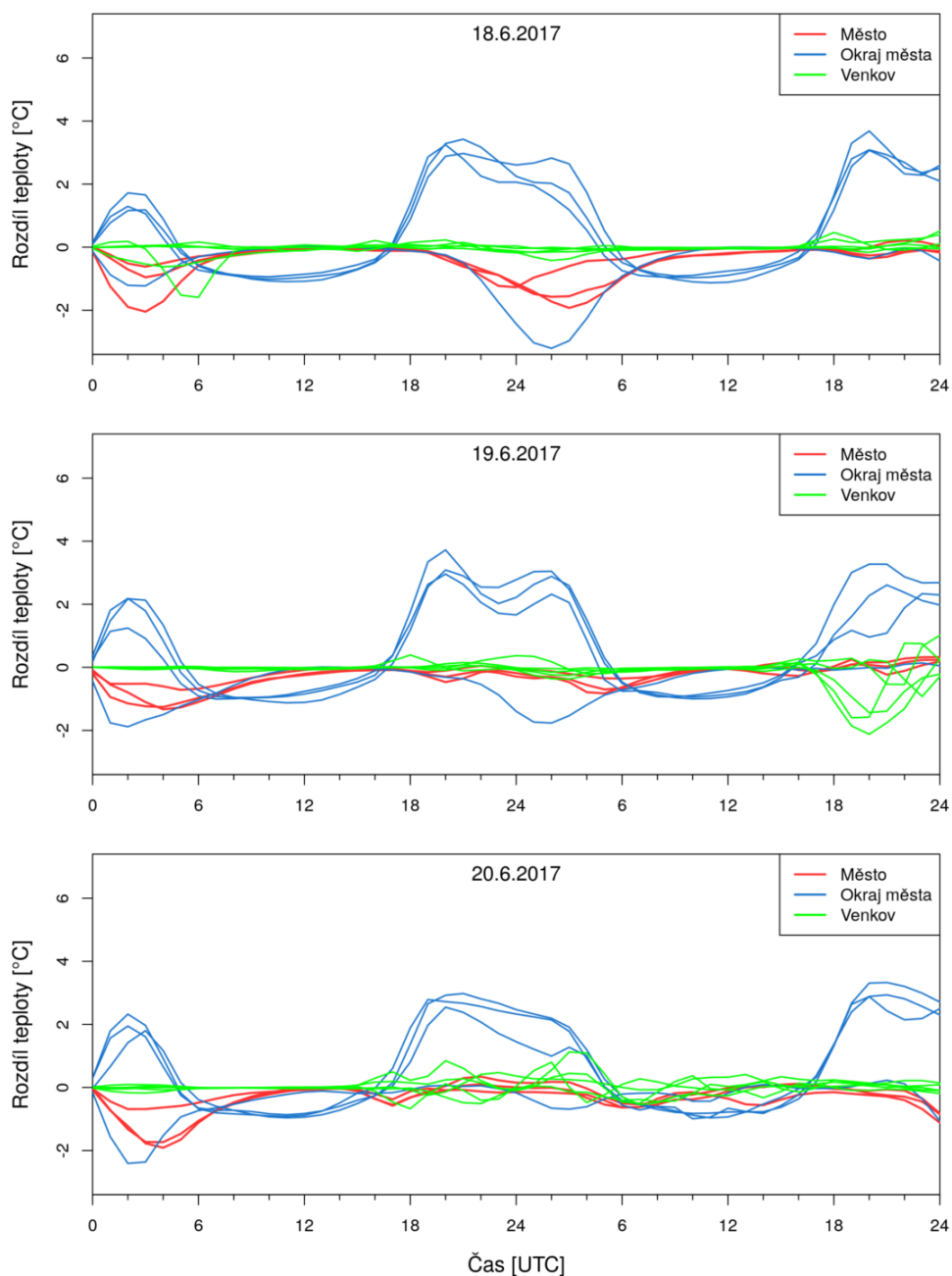
Obrázek 4.8: Vliv zahrnutí toku antropogenního tepla do parametrizace SLUCM pro a) letní a b) zimní období. Vykreslen je rozdíl teploty vzduchu ve 2 m se zahrnutím AH a bez něj, vertikální osa nemá u obou grafů stejný rozsah.



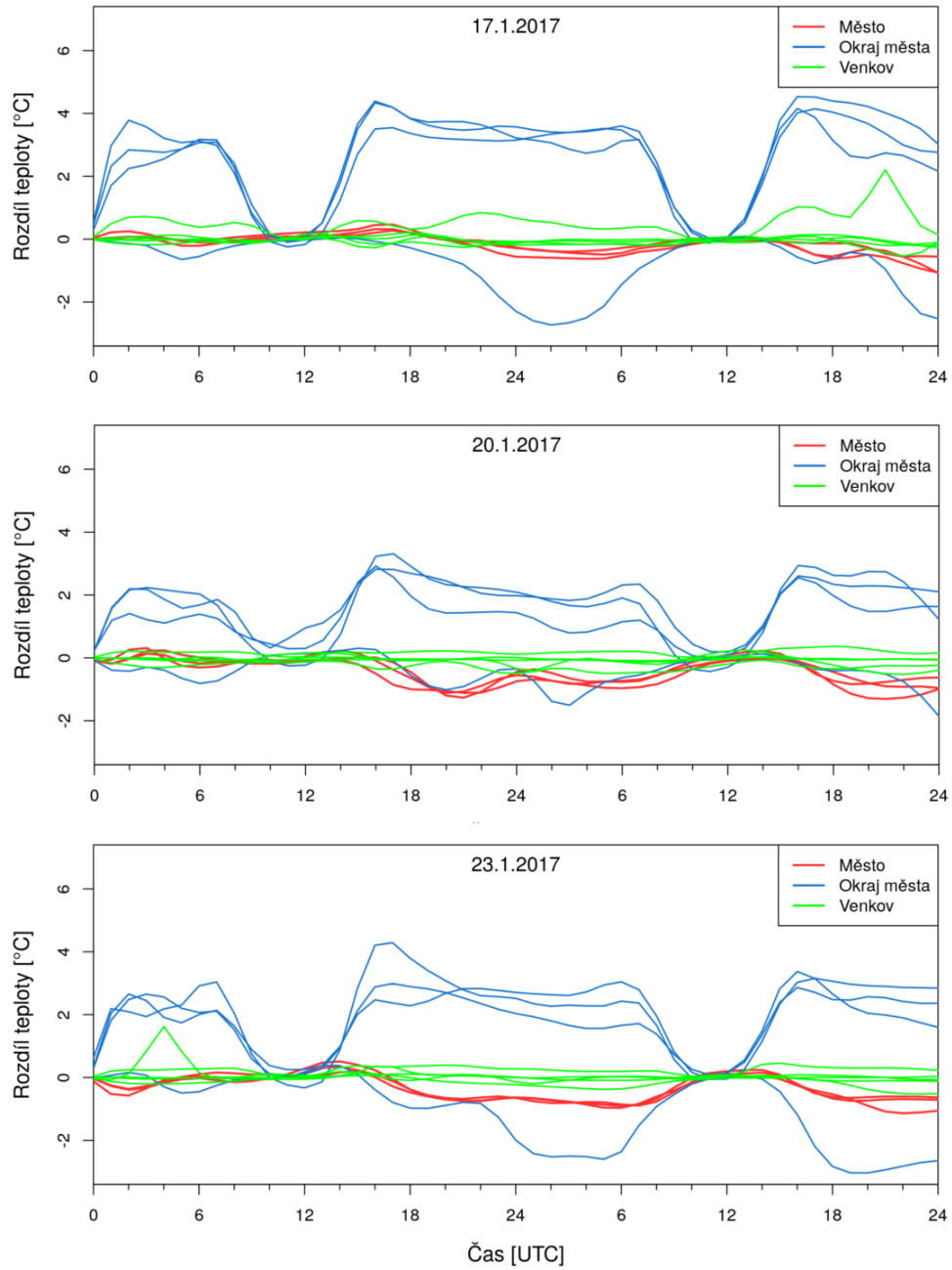
Obrázek 4.9: Naměřený průběh teploty vzduchu v porovnání se simulací s parametrizací SLUCM bez zahrnutí AH, s výchozím nastavením AH v modelu WRF a s upraveným nastavením AH pro vybraný den v letní epizodě.



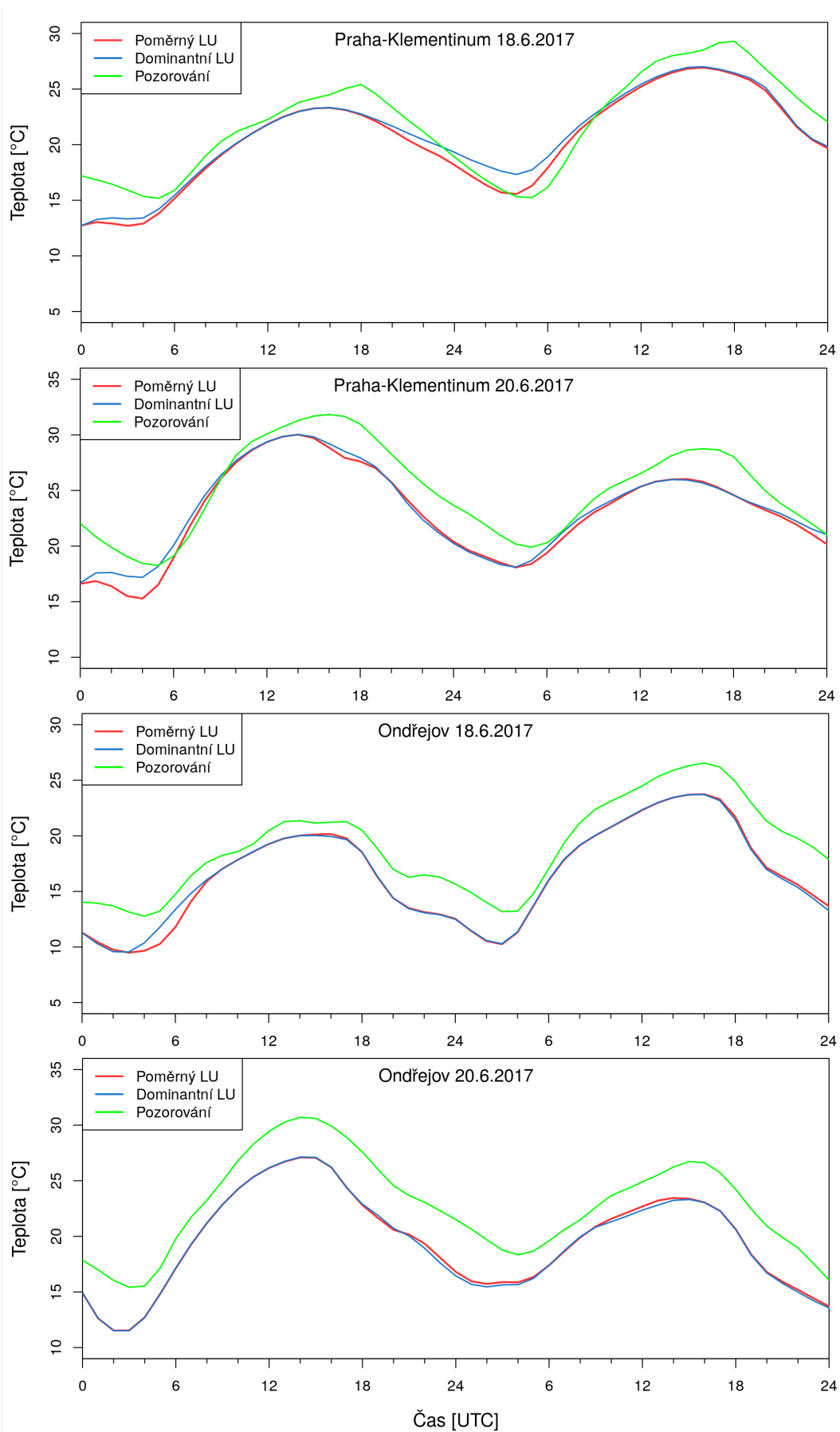
Obrázek 4.10: Naměřený průběh teploty vzduchu v porovnání se simulací s parametrizací SLUCM bez zahrnutí AH, s výchozím nastavením AH v modelu WRF a s upraveným nastavením AH pro vybraný den v zimní epizodě.



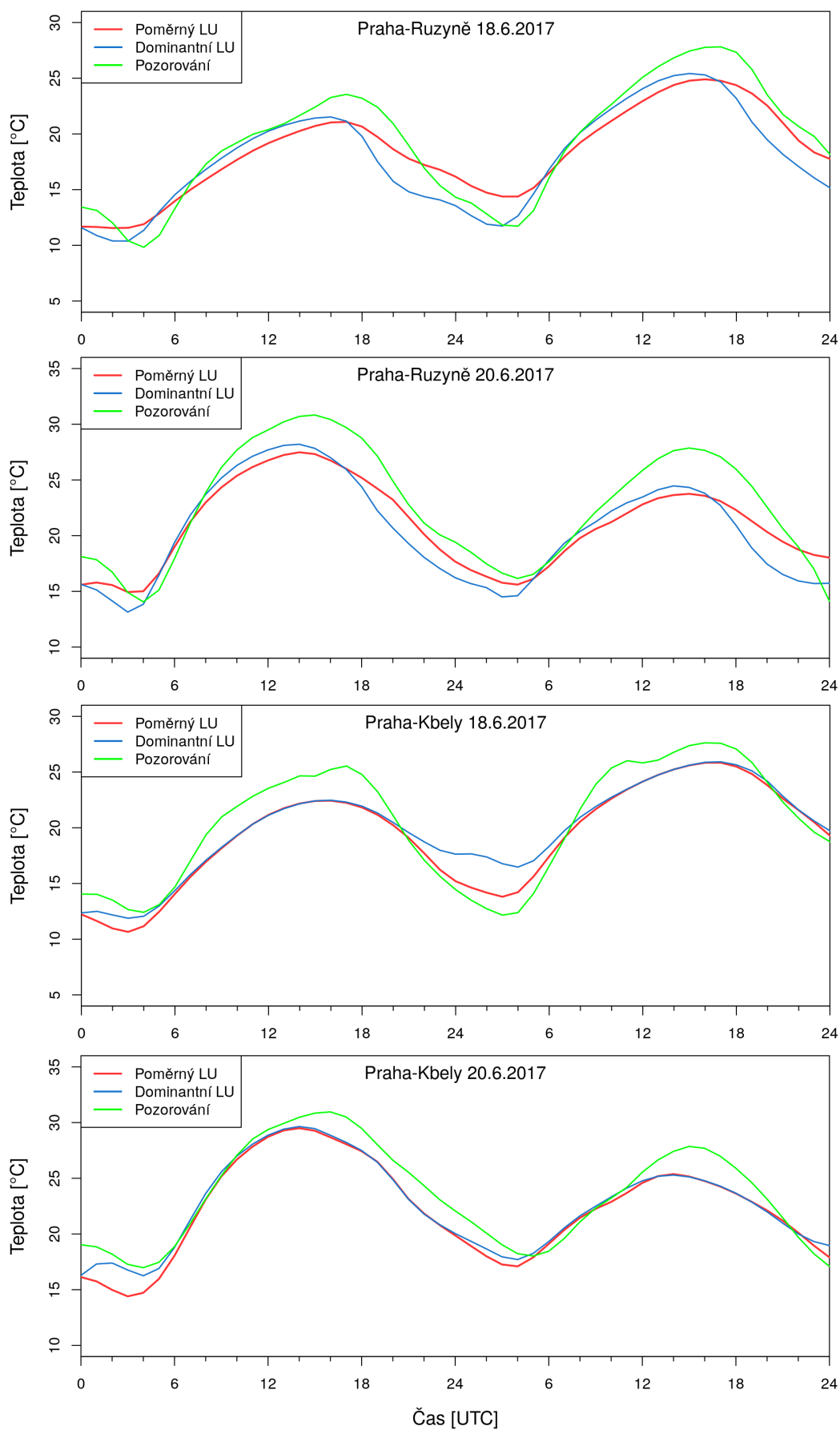
Obrázek 4.11: Rozdíl denního chodu teploty vzduchu v letním období v simulacích s poměrným a dominantním přístupem land-use. Červenou čarou jsou znázorněny čistě městské uzlové buňky, modrou čarou jsou znázorněny uzlové buňky, ve kterých část plochy pokrývá zástavba a část obdělávaná půda či smíšený les, zelenou čarou jsou znázorněny uzlové buňky dostatečně vzdálené od městské zástavby, jejichž celou plochu vyplňuje obdělávaná půda.



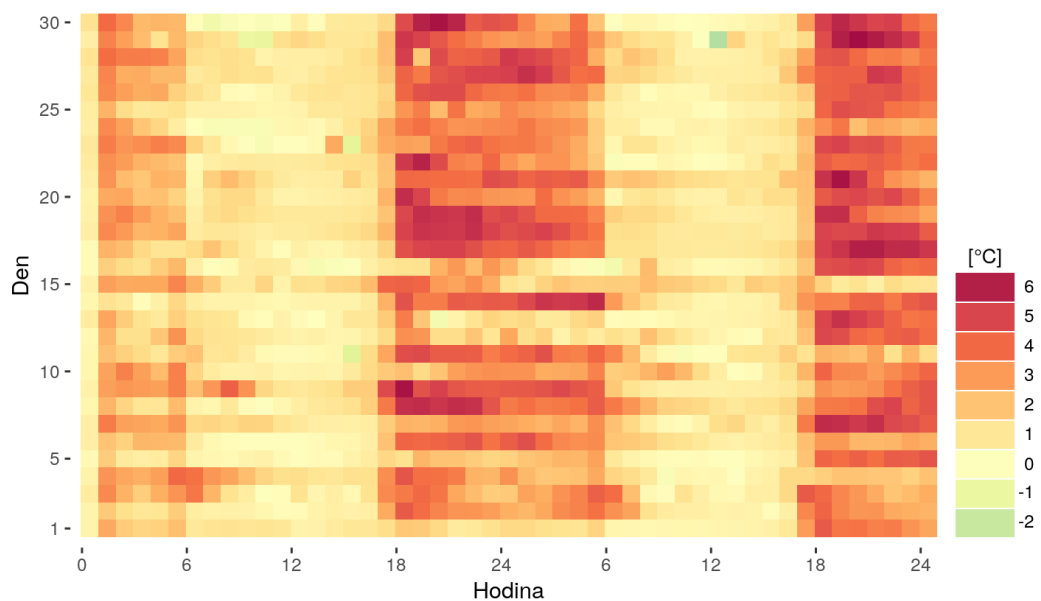
Obrázek 4.12: Rozdíl denního chodu teploty vzduchu v zimním období v simulacích s poměrným a dominantním přístupem land-use. Barvy křivek značí totéž jako v grafech 4.11.



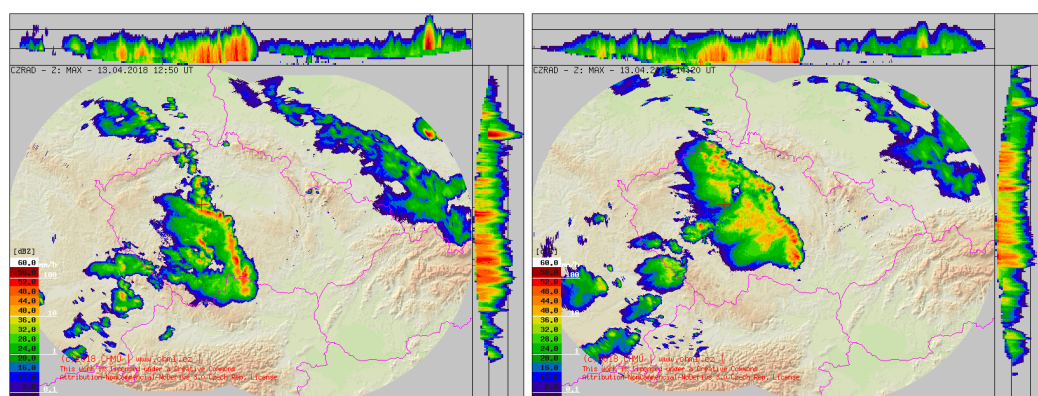
Obrázek 4.13: Srovnání průběhu teploty vzduchu ve 2 m v simulaci s poměrným, resp. dominantním přístupem land-use a měřením na stanici Praha-Klementinum a Ondřejov.



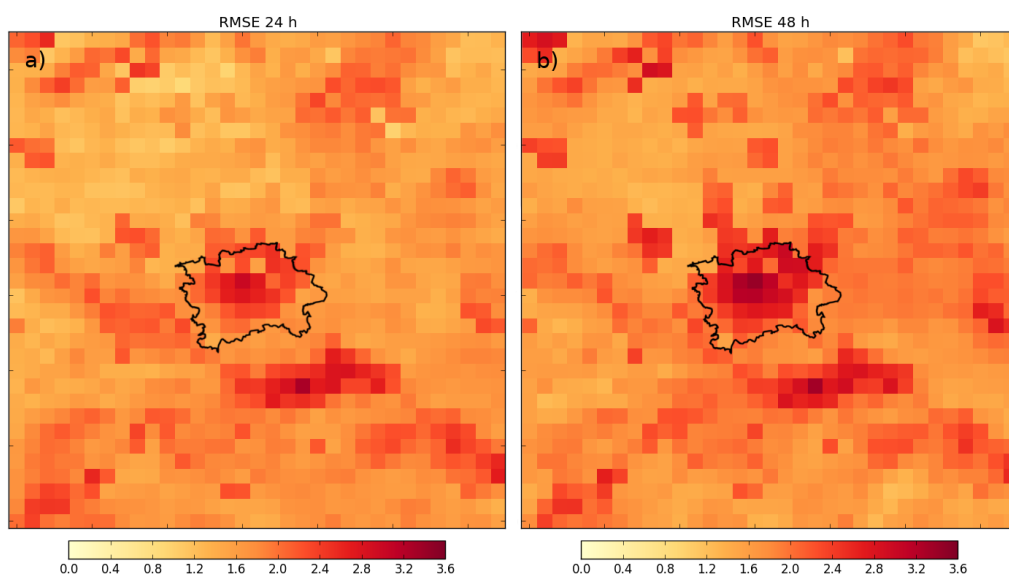
Obrázek 4.14: Srovnání průběhu teploty vzduchu ve 2 m v simulaci s poměrným, resp. dominantním přístupem land-use a měřením na stanici Praha-Ruzyně a Praha-Kbely.



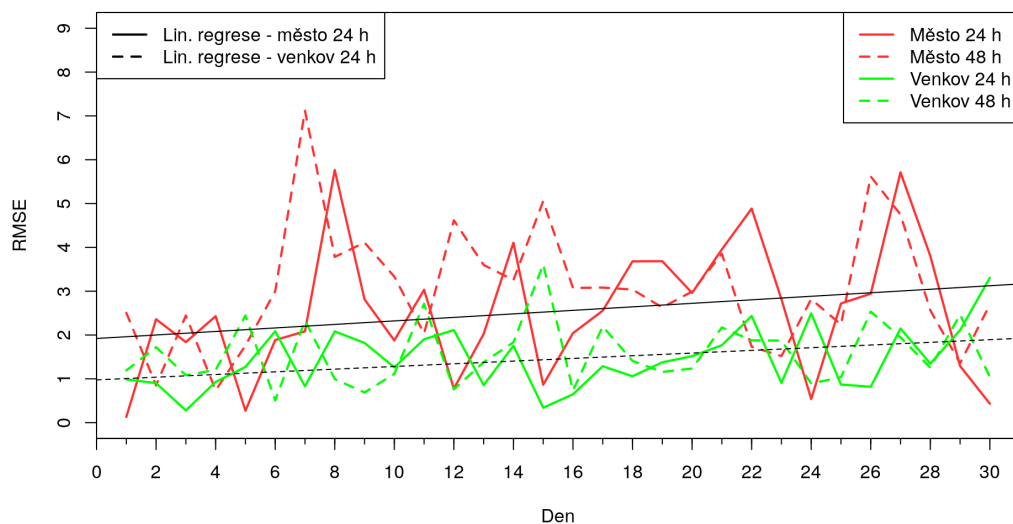
Obrázek 4.15: Vývoj intenzity tepelného ostrova v průběhu 48 hodinové předpovědi pro každý den v měsíci. Horizontální osa označuje čas předpovědi na první a druhý den, tedy čas v UTC.



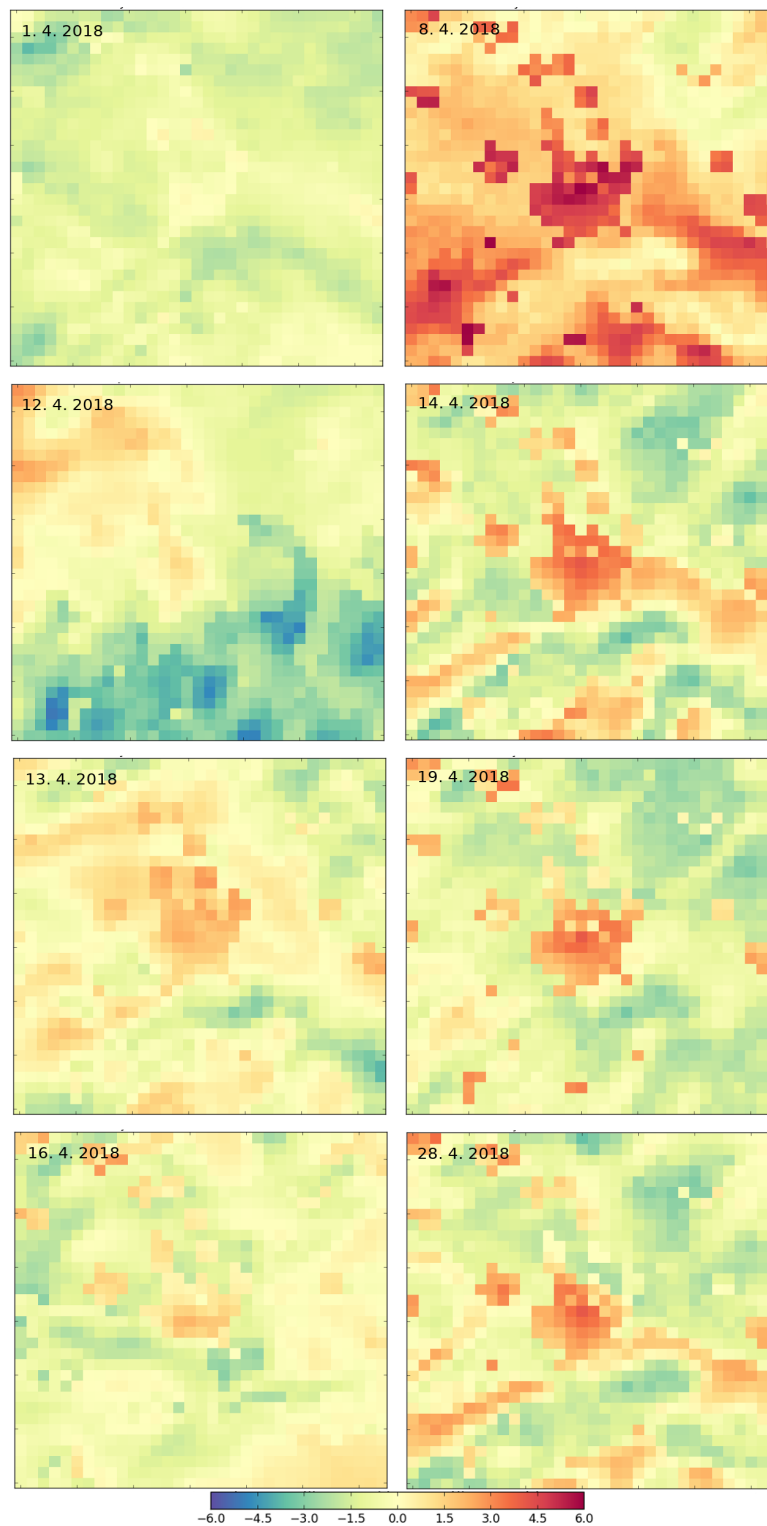
Obrázek 4.16: Radarový snímek konvektivní oblačnosti ze dne 13. 4., 12:50 a 14:20 UTC, která způsobila chybnou předpověď intenzity tepelného ostrova ze dne 12. 4. (obr. 4.15).



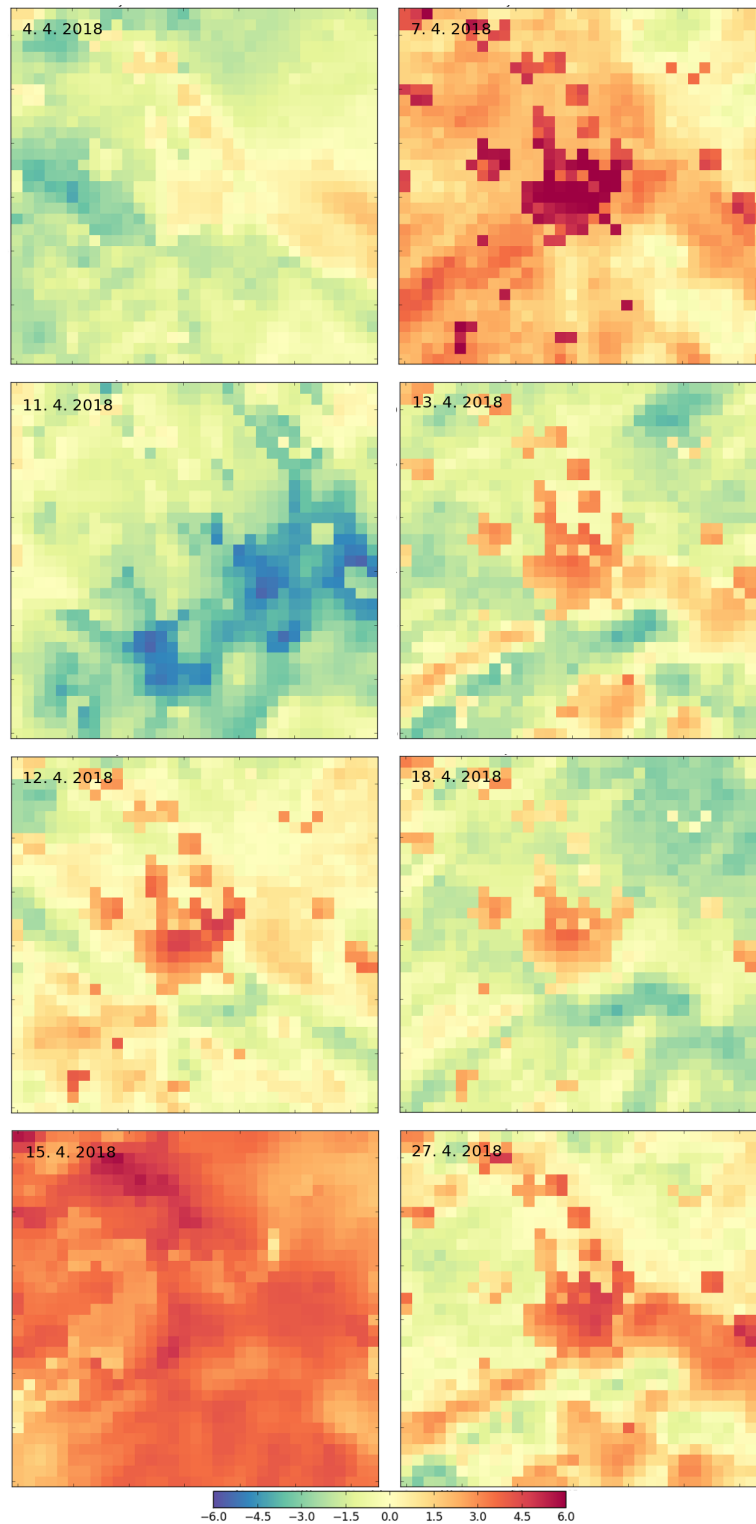
Obrázek 4.17: RMSE předpovědi teploty vzduchu ve 2 m na 24 a 48 hodin pro Prahu a okolí. Předpověď byla validována s aktuální analýzou GFS interpolovanou do integrační oblasti WRF z termínu 00 UTC.



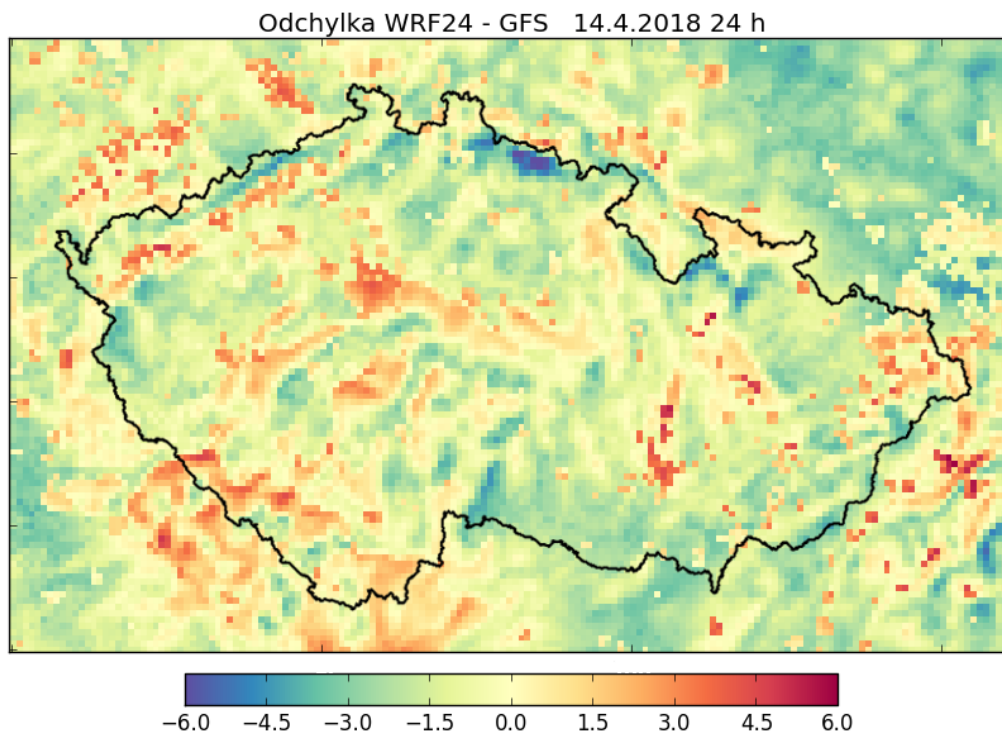
Obrázek 4.18: Změna RMSE v průběhu celého měsíce pro městské uzlové body (červené křivky) a body z okolí města (zelené křivky). Plnou čarou je označena předpověď na 24 hodin, čárkovaně předpověď na 48 h. Černé regresní přímky jsou vykresleny pro předpověď na 24 h pro městské (plná čára) a venkovské body (čárkovaná čára).



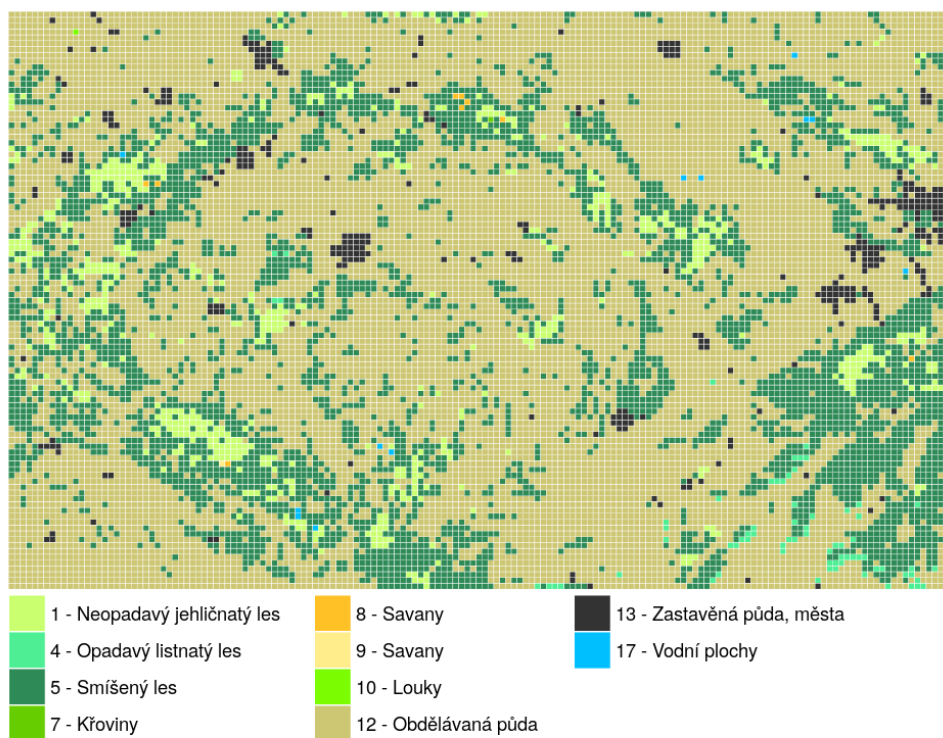
Obrázek 4.19: Odchylyky předpovědi na 24 hodin od příslušné aktuální analýzy GFS pro teplotu vzduchu ve 2 m.



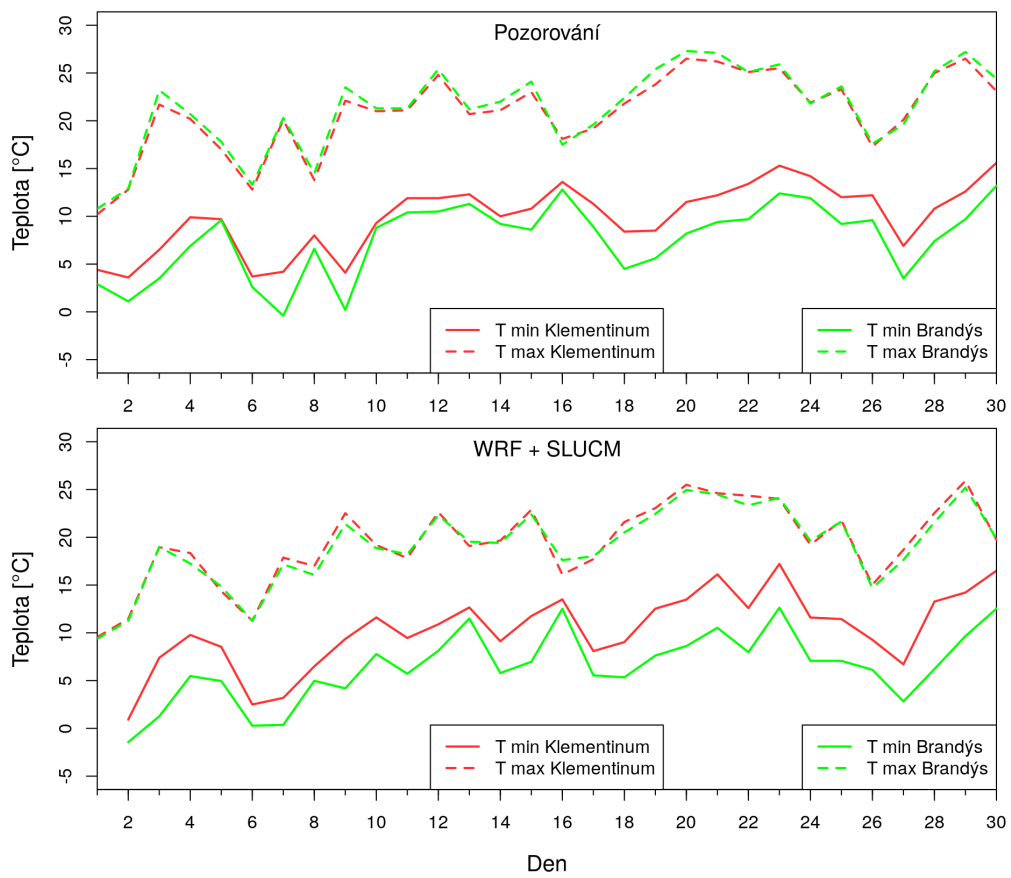
Obrázek 4.20: Odchylyky předpovědi na 48 hodin od příslušné aktuální analýzy GFS pro teplotu vzduchu ve 2 m.



Obrázek 4.21: Odchylka předpovědi na 24 hodin od příslušné aktuální analýzy GFS dne 14. 4. 2018 pro teplotu vzduchu ve 2 m.



Obrázek 4.22: Land-use v České republice z dat MODIS IGBP.



Obrázek 4.23: Pozorované a předpovídané denní minimální a maximální teploty vzduchu ve 2 m pro stanice Praha-Klementinum a Brandýs nad Labem.

Závěr

V práci jsou vysvětleny hlavní charakteristiky městského prostředí (např. vliv na strukturu mezní vrstvy, radiační a tepelnou bilanci městského povrchu nebo městský tepelný ostrov), představeny základní principy zahrnutí vlivu města do numerického předpovědního modelu a popsány možnosti parametrizace procesů spojených s městskou zástavbou v předpovědním modelu WRF (Weather Research and Forecasting). S tímto modelem byly provedeny validační experimenty pro letní a zimní epizodu v nehydrostatickém režimu s rozlišením 3,3 km, kde byly otestovány různé možnosti zahrnutí městské parametrizace, nastavení denního průběhu antropogenního tepla a přínos použití poměrného land-use. Ze simulací byly vyhodnoceny změny úspěšnosti předpovědi v dubnu 2018 pro Prahu s ohledem na městský tepelný ostrov.

Srovnání jednotlivých parametrizací bylo testováno na předpovědi městského tepelného ostrova a denním průběhu výšky planetární mezní vrstvy v městském prostředí. Schéma „bulk“, ačkoliv se nejedná o parametrizaci v pravém smyslu, ale pouze o upravení tepelných a aerodynamických vlastností zemského povrchu, dokáže tepelný ostrov docela dobře podchytit. Simulace s parametrizací BEP předpovídala nižší intenzitu tepelného ostrova, než jaká byla ve skutečnosti. Po spojení BEP s modelem BEM již průběh teploty vzduchu více odpovídal reálnému průběhu, avšak parametrizace SLUCM ho vystihla nejlépe. Na grafech denního chodu výšky PBL ze všech parametrizací je patrný výrazný denní chod s maximem mezi 12. a 14. hodinou. Maximální výška se zvyšuje směrem do centra města, je dosažena nepochybně později a její pokles ve večerních hodinách je v městském prostředí o přibližně 1-2 hodiny opožděn. Všechna tři schémata dokázala postihnout zvýšení hranice PBL v městském prostředí.

Pro parametrizaci SLUCM bylo provedeno několik testovacích experimentů, za účelem zhodnocení citlivosti předpovídané teploty vzduchu na nastavení denního chodu antropogenního tepla. Pro první simulaci bylo využito výchozí nastavení modelu WRF, pro druhou bylo toto nastavení upraveno (byl zvýšen příkon energie v nočních hodinách) s ohledem na zachování celkové energie a v poslední simulaci bylo antropogenní teplo zcela vynecháno. V zimní epizodě se projevila se značnou citlivostí denního chodu teploty vzduchu na nastavení AH. K největší odchylce dochází v předpovědi denních minimálních teplot, kdy v simulaci bez zahrnutí antropogenního tepla došlo v městském prostředí k poklesu teploty až o 10 °C. V letním období se takto výrazná odchylka při zanedbání antropogenního tepla neprojevila. Teplotu vzduchu v městském prostředí při bezoblačném počasí ovlivňuje zejména příkon slunečního záření, který v letní části roku mnohonásobně převyšuje příkon antropogenního tepla.

Model WRF umožňuje nastavení poměrného přístupu k zahrnutí land-use. Jeho přínos pro urbanizaci předpovědi byl testován na parametrizaci SLUCM se třemi kategoriemi land-use uvnitř každé uzlové buňky. Změna z dominantního na poměrný land-use se projeví zejména v okrajových uzlových buňkách, kde je pouze část plochy buňky pokrytá zastavěným územím. Při přechodu na dominantní land-use dochází k výraznému ovlivnění výsledné teploty vzduchu v závislosti na tom, zda uvnitř uzlové buňky převažuje zastavěná plocha či plocha pokrytá přírodním povrchem. Pokud převáží zastavěná plocha, přejímá uzlová

buňka vlastnosti umělého povrchu, což má za následek významné ovlivnění dalšího výpočtu radiačních toků. Tento rozdíl dosahoval hodnoty +3 až +4 °C.

Na závěr diplomové práce byla validována urbanizovaná předpověď pro celý měsíc duben 2018. Předpověď byla počítána na 48 hodin s parametrizací SLUCM, antropogenním teplem dle upraveného denního chodu a poměrným land use. Přínos zahrnutí urbanizace byl hodnocen veličinou RMSE (root mean square error) od příslušné aktuální analýzy GFS. Globální model GFS s rozlišením 0,5° nepostihne efekty městské zástavby, tudíž se tepelný ostrov větších měst v regionálním modelu s rozlišením 3,3 km projeví vyššími hodnotami RMSE u městských uzlových buněk. To bylo pozorováno jednak u RMSE spočtené pro každý bod z celého měsíce, tak v průběhu RMSE spočtené zvláště pro městskou a venkovskou oblast, a to jak u předpovědi na 24, tak i na 48 hodin.

Ukazuje se, že efekty městského prostředí za jistých situací mohou významně ovlivňovat podmínky v atmosféře v lokálním měřítku a že předpovědní model WRF je schopen tyto procesy se zahrnutím odpovídající parametrizace dobře reprodukovat. Je tedy, zvláště při současném trendu modelování atmosféry, ať již pro předpověď počasí nebo i pro dlouhodobé klimatické simulace, třeba věnovat otázkám vlivu města patřičnou pozornost a příslušné parametrizace používat.

Seznam použité literatury

- Andreae, M. O., et al. (2004): Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, Vol 303, 1337–1342
- Baklanov, A., et al. (2016): Megacities, air quality and climate, *Atmospheric Environment*, Vol 126, 235-249
- Beranová, R. (2002): Pražský tepelný ostrov: intenzita a dlouhodobé změny za různých synoptických podmínek, diplomová práce
- Brázdil R., Budíková M. (1999): An urban bias in air temperature fluctuations at the Klementinum, Prague, The Czech Republic. *Atmospheric Environment*, Vol 33, 4211-4217
- Chen, F., et al. (2011): The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems, *International Journal of Climatology*, Vol 31, 273-288
- Craig, G. C. and Dörnbrack, A. (2008): Entrainment in cumulus clouds: what resolution is cloud-resolving?, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol 65, 3978–3988
- Dan Li, et al. (2013): Development and evaluation of a mosaic approach in the WRF-Noah framework, *Journal of Geophysical Research*, Vol 118, 11, 918-935
- Demographia, World Urban Areas: 13th Annual Edition, April 2017, dostupné na: (<http://www.demographia.com/db-worldua.pdf>) (poslední přístup 13.3.2018)
- Dong, Y., Varquez, A.C.G., Kanda, M. (2017): Global anthropogenic heat flux database with high spatial resolution, *Atmospheric Environment*, Vol 150, 276-294
- Dudhia, J. et al. (2016): ARW Version 3 Modeling System User's Guide, dostupný na: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.8/ARWUsersGuideV3.8.pdf, poslední přístup 12. 4. 2018
- Fan, H., Sailor, D. J. (2005): Modeling the impacts of anthropogenic heating on the urban climate of Philadelphia: a comparison of implementations in two PBL schemes, *Atmospheric Environment*, Vol, 39, 73-84
- Garuma, G. F. (2017): Review of urban surface parametrizations for numerical climate models, *Urban Climate*, <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2017.10.006>
- Huszár P. et al. (2014): Regional climate model assessment of the urban land-surface forcing over central Europe, *Atmos. Chem. Phys.*, Vol 14, 12393-12413

- IPR Praha, Územně analytické podklady hl.m. Prahy 2016, dostupné na: <http://uap.iprpraha.cz/>, poslední přístup 12.6.2018
- Kusaka et al. (2001): A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and slab models, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol 101, 329-358
- Kusaka, H., Kimura, F. (2004): Coupling a Single-Layer Urban Canopy Model with a Simple Atmospheric Model: Impact on Urban Heat Island Simulation for an Idealized Case, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol 82, 67-80
- Martilli, A., et al. (2002): An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. *Bound.-Layer Meteor.*, Vol 104, 261–304
- Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), ČMeS, dostupný na: <http://slovník.cmes.cz>, poslední přístup 15. 5. 2018
- Mohajerani A. et al. (2017): The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete, *Journal of Environmental Management*, Vol 197, 522-538
- Niemelä, S. and Fortelius, C. (2005): Applicability of large-scale convection and condensation parameterization to meso- γ -scale HIRLAM: a case study of a convective event, *Monthly Weather Review*, Vol 133, 2422–2435
- Orville, R. E., et al. (2001): Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 28, 2597–2600
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, Vol 287, 1793–1796
- Rotach, M.W., et al. (2005): BUBBLE – an Urban Boundary Layer Meteorology Project, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol 81, 231-261
- Sailor, D.J. (2011): A review of methods for estimating anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment, *International Journal of Climatology*, Vol 31, 189-199
- Saito, K., et al. (2007): Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol 85B, 271–304
- Salamanca, F., et al. (2010): A new building energy model coupled with an urban canopy parameterization for urban climate simulations-Part I. Formulation, verification and a sensitive analysis of the model, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol 99, 331-344
- Seungbum Kim (2013): Landcover classification, Ancillary data report, dostupné na: https://smap.jpl.nasa.gov/system/internal_resources/details/original/284_042_landcover.pdf, poslední přístup 20.5.2018

- Shepherd, J. M., et al. (2002): Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite. *J. Appl. Meteor.*, Vol 41, 689–701
- Skamarock, W. C. et. al. (2008): A Description of the Advanced Research WRF Version 3, dostupný na: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf, poslední přístup 12. 4. 2018
- Stewart, I.D., Oke, T.R. (2012): Local climate zones for urban temperature studies, American Meteorological Society
- Šopko, F., Vlček, O., Juras, R., Škáčková, H. (2017): Meteorologická analýza rozsáhlých smogových situací v ČR v lednu a únoru 2017, *Meteorologické zprávy*, roč. 70, č. 4, 107-113
- Weisman, M. L., Skamarock, W. C. and Klemp, J. B. (1997): The resolution dependence of explicitly modeled convective systems, *Mon. Wea. Rev.*, Vol 125, 527–548
- World Bank, Urban population growth (annual %), dostupné na: <http://databank.worldbank.org/data/reports.aspx?source=2&series=SP.URB.GROW> (poslední přístup 13.3.2018)
- World Health Organization, Urban Health, dostupné na: http://www.who.int/gho/urban_health/en/ (poslední přístup 25.4.2018)
- Xing Yu, Tae-Young Lee (2010): Role of convective parameterization in simulations of a convection band at grey-zone resolutions, *Tellus*, 62A, 617–632

Literatura k fyzikálním parametrizacím modelu WRF

- Dudhia, J. (1989): Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, Vol 46, 3077-3107
- Hong, Song-You, Jimmy Dudhia, and Shu-Hua Chen (2004): A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol 132, 103–120
- Hong, Song-You, Yign Noh, Jimmy Dudhia (2006): A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Mon. Wea. Rev.*, Vol 134, 2318–2341
- Janjic, Zavisla I. (1994): The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, Vol 122, 927–945
- Kain, John S. (2004): The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 43, 170-181
- Mlawer, Eli. J., et al (1997): Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, Vol 102, 16663–16682

- Tewari, M., et al (2004): Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model, 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, 11–15
- Zhang, D.-L., R.A. Anthes (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer– sensitivity tests and comparisons with SESAME–79 data, J. Appl. Meteor., Vol 21, 1594–1609