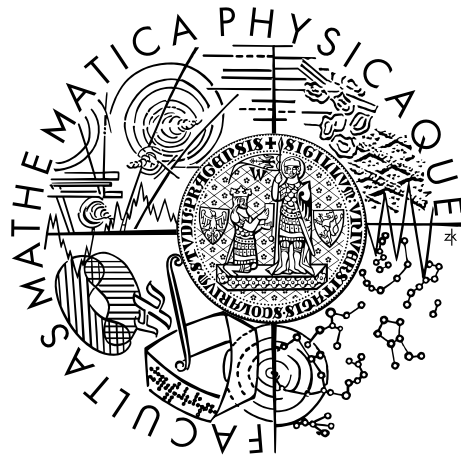


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Tereza Nováková

Testy a validace modelu WRF pro předpověď počasí

Katedra fyziky atmosféry

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

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Obecná fyzika

Praha 2016

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou 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 v Praze má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle § 60 odst. 1 autorského zákona.

V Praze dne 22. května 2016

Podpis autora:

Název práce: Testy a validace modelu WRF pro předpověď počasí

Autor: Tereza Nováková

Katedra: Katedra fyziky atmosféry

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

Abstrakt: Testování a validace numerického předpovědního modelu je důležitou součástí jeho využití pro předpověď počasí. S modelem WRF (Weather Research and Forecasting), jehož základní principy a struktura jsou v práci vysvětleny, byla provedena simulace v režimu reanalýzy, tedy s tzv. dokonalými krajovými podmínkami, pro historickou řadu jednoho měsíce, a to na ukázkou pro červenec v roce 2000. Je porovnávána simulace v hydrostatické aproximaci s rozlišením 10 km proti simulaci s vnořenou doménou v režimu nehydrostatickém s rozlišením 2 km. Srovnání je zaměřeno především na podíl konvektivních a stratiformních srážek v denním úhrnu a porovnání celkového úhrnu s pozorovanými daty. Dále byla validována dvoudenní předpověď počasí, která je denně operativně počítána na Katedře fyziky atmosféry od ledna roku 2016, a jsou porovnávány standardní odchylky předpovědi na 24 a 48 hodin od analýzy globálního modelu GFS.

Klíčová slova: numerická předpověď počasí, validace, nehydrostatický model, model WRF

Title: Tests and validation of WRF model for weather forecasting

Author: Tereza Nováková

Department: Department of Atmospheric Physics

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

Abstract: Testing and validation of the numerical prediction model is an important part of its usage for weather prediction. The simulations have been performed with model WRF (Weather Research and Forecasting), of which basic principles are described. The simulation was set up in reanalysis mode, i.e. with perfect boundary conditions, for one month, July of 2000. The simulation in hydrostatic approximation with 10 km resolution is compared to the simulation with one nested domain in non-hydrostatic mode with 2 km resolution. The study is aimed at the convective and stratiform precipitation in daily total amount of precipitation and compared to the total amount from observed data. In addition, a two-day weather forecast was validated. The forecast has been run daily since January 2016 at the Department of Atmospheric Physics. Standard deviation of 24 and 48 hour forecast is compared with GFS global model analysis.

Keywords: numerical weather prediction validation non-hydrostatic WRF model

Děkuji doc. RNDr. Tomáši Halenkovi, CSc. za cenné rady, připomínky a čas, který mi věnoval při vedení bakalářské práce. Velké poděkování patří také Mgr. Michalu Beldovi, Ph.D. za seznámení se základní implementací a stavbou modelu WRF a pomoc s programováním v jazyce Python.

Obsah

Úvod	2
1 Numerická předpověď počasí	3
1.1 Základní principy	3
1.2 Dynamická část, parametrizace	5
1.3 Hydrostatická aproximace	6
1.4 Časové a prostorové měřítko	7
2 Model WRF	8
2.1 Základní informace	8
2.2 Vertikální souřadnice a proměnné	8
2.3 Řídící rovnice	9
2.4 Zahnutí vlhkosti	10
3 Počítačová realizace modelu WRF	11
3.1 Příprava vstupních dat	11
3.2 Spuštění modelu	12
4 Vyhodnocení úspěšnosti předpovědi na historické řadě	13
4.1 Validace a typy předpovědí	13
4.2 Základních meteorologické charakteristiky	13
4.3 Parametry simulace	14
4.4 Přehled počasí v červenci 2000	15
4.5 Porovnání teplot	15
4.6 Charakteristiky pro vybrané stanice	17
5 Kvazi-operativní předpověď	22
5.1 Parametry simulace	22
5.2 Směrodatná odchylka	22
5.3 Průběh odchylky pro jednotlivé měsíce	22
5.4 Průběh odchylky v závislosti na poloze	23
Závěr	28

Úvod

Numerická předpověď počasí se od počátku 20. století stala jedním z nejdůležitějších a nejsložitějších problémů moderní fyziky. Numerické modely se vyvíjejí spolu se zvyšujícím se výkonem počítačů, s teoretickými poznatky dynamiky atmosféry, s přesnějším měřením a družicovým pozorováním. V současné době hrají modely významnou roli při porozumění a předpovědi počasí a klimatu.

Numerická předpověď počasí je definována jako řešení rovnic atmosférické dynamiky a termodynamiky, spolu s parametrizacemi dalších fyzikálních procesů, numerickými metodami k získání předpovědi od několika hodin do přibližně dvou týdnů. Již Bjerknes [1] v roce 1904 viděl v řešení těchto rovnic možnost předpovědi počasí. Numerické modely jsou založeny na současných teoretických poznatcích o atmosféře a závisí na reálných datech z pozorování, která poskytují jak počáteční podmínky, tak data použitelná k verifikaci, tedy k ověření předpovědi. V rámci takto přímého deterministického využití numerických řešení mluvíme o krátkodobé předpovědi, která se většinou provádí ve vysokém rozlišení na omezené oblasti v rozsahu 2-3 dnů, s použitím produktů tzv. střednědobé předpovědi, která obvykle pochází z globálních simulací na období do přibližně dvou týdnů a poskytuje okrajové podmínky na hranicích dané oblasti.

Předpovědi počasí vyjadřují budoucí stav povětrnostních podmínek a mají zpravidla pravděpodobnostní a nikoli striktně deterministický charakter. Jakákoli předpovědní metoda zachycuje atmosférické děje a jejich vývoj pouze v určitém přiblížení. U dynamických předpovědních metod nelze zcela přesně zjistit počáteční stav atmosféry a používané matematické popisy jsou rovněž pouhým přiblížením. O numerické předpovědi počasí lze říct, že nahrazuje fyzikální experiment. Na základě počátečních dat vytvoříme hypotézu o budoucím stavu atmosféry. Stejně jako u fyzikálního experimentu je důležité poté vyhodnotit, zda byla předpověď úspěšná. K vyhodnocení úspěšnosti předpovědi slouží validační metody, které odpovídají na otázku, jak přesné jsou předpovědi a jak se s jejich vývojem přesnost zlepšuje, odhalují chyby v předpovědním systému, tím zlepšují předpověď a pomáhají porovnat různé systémy navzájem. Tato práce má za cíl rovněž ukázat některé validační metody a způsob jejich vyhodnocení.

První kapitola se zabývá numerickou předpovědí počasí z obecnějšího pohledu. Jsou vysvětleny základní principy, na nichž je numerický model založen. Následující dvě kapitoly stručně seznamují s modelem WRF, jehož simulace jsou v práci diskutovány. Ve druhé kapitole je model popsán z teoretického hlediska, jsou uvedeny hlavní prognostické rovnice a prostorové souřadnice. Třetí kapitola naopak popisuje počítačovou realizaci modelu. Ve čtvrté kapitole je diskutována úspěšnost předpovědi na historické řadě porovnaním naměřených meteorologických veličin s hodnotami získanými ze simulací v nejbližším uzlovém bodě. Poslední kapitola porovnává úspěšnost předpovědi na 24 a 48 h ve výškových tlakových hladinách.

1. Numerická předpověď počasí

Numerické modely slouží jako matematická reprezentace atmosféry Země. Následující kapitola seznamuje se základními prvky numerického modelu. Jsou vysvětleny základy diferenčního přístupu k řešení rovnic atmosférické dynamiky. Stručně jsou popsány základní rovnice, z nichž numerický model vychází, a význam parametrizací fyzikálních dějů. Dále je vysvětlen pojem hydrostatická aproximace a důsledky jejího popisu některých atmosférických procesů proti nehydrostatickým rovnicím. Nakonec je věnována pozornost prostorovému a časovému měřítku předpovědi. Tato kapitola částečně čerpá z [2].

1.1 Základní principy

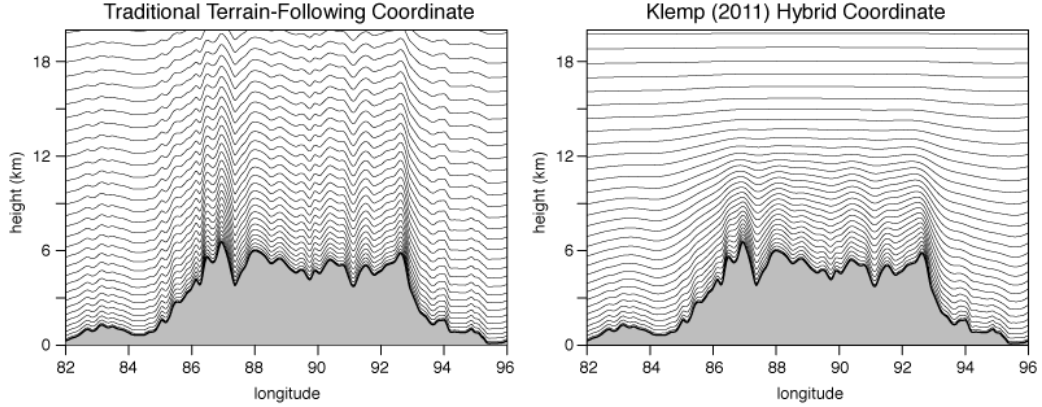
Celková hmota atmosféry je dle studie [3] odhadována na 5.148×10^{21} g. Jelikož není možné vyřešit pohybové rovnice pro tak velký počet vzduchových částic, který se v atmosféře nachází, a to ani v případě, že bychom znali zcela přesně aktuální stav atmosféry, musí být atmosféra rozdělena na menší, konečný počet elementů. Toto rozdělení se provádí ve všech třech prostorových souřadnicích a v čase.

Horizontální prostorové souřadnice tvoří základ sítě pro reprezentaci fyzikálních veličin v modelu. V reálné atmosféře jsou teplota, tlak, vítr a vlhkost spojité proměnné. Numerické modely nahrazují spojité meteorologické veličiny diskrétními hodnotami v každém bodě pevně definované prostorové sítě. Tato hodnota ve skutečnosti reprezentuje průměrnou hodnotu veličiny v oblasti kolem uzlového bodu. Horizontální rozlišení neboli vzdálenost jednotlivých uzlových bodů bývá často konstantní a je volena dle účelu simulace. Globální modely pro předpověď počasí pracují s krokem sítě přibližně 20-40 km. Modely na omezené oblasti mají horizontální rozlišení zhruba od 3 do 10 km. Jemnější síť dokáže lépe popsat orografii Země, avšak numerický výpočet trvá déle díky většímu počtu uzlových bodů.

Většina současných modelů využívá proměnné vertikální rozlišení s jemnějším dělením v blízkosti povrchu a s hrubším dělením ve střední části troposféry a ve stratosféře. To je dáno velkými vertikálními gradienty meteorologických veličin, které se typicky vyskytují mezi přízemní vrstvou a volnou atmosférou. V dnešní době modely využívají vertikální souřadnici kopírující povrch Země s 30 až 100 vertikálními hladinami. V blízkosti povrchu hladina kopíruje terén. Ve větších výškách vertikální hladiny odpovídají konstantní výšce, tlaku či potenciální teplotě. V těchto výškách je vliv topografie zanedbatelný a není proto nutné používat souřadnici kopírující povrch.

Modely pracující se sítí bodů používají k vyřešení prognostických rovnic aproximaci parciálních derivací konečnými diferencemi. Diferenciální rovnice jsou převedeny na diferenční tvar, kdy jsou místo derivací zapsány jen rozdíly veličin, tzv. difference. Parciální derivace obecného pole f podle obecné proměnné x může být zapsána jako:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta f}{\Delta x}$$



Obrázek 1.1: Příklad vertikálních souřadnic nad oblastí vysokých hor. Obrázek vlevo představuje klasické vertikální souřadnice kopírující povrch. Na obrázku vpravo vertikální souřadnice kopírují povrch do výšky přibližně 12 km nad hladinou moře. Ve vyšších vrstvách atmosféry vertikální hladiny více odpovídají hladinám konstantní nadmořské výšky. Obrázek byl převzat z <https://mpas-dev.github.io>

Jinými slovy pro malé nebo konečné hodnoty Δx lze $\frac{\partial f}{\partial x}$ aproximovat jako $\frac{\Delta f}{\Delta x}$. K získání informace o řádu aproximací konečné diference je využíván Taylorův rozvoj funkce. Taylorův polynom funkce $f(x)$ v bodě $x = b$, kde b je obecný bod, je definován jako:

$$f(x) = f(b) + f'(b)(x - b) + \frac{f''(b)}{2!}(x - b)^2 + \frac{f'''(b)}{3!}(x - b)^3 + \dots$$

Lze odvodit metodu prvního a druhého řádu přesnosti, kde jsou zanedbány členy parciální derivace vyššího řádu než prvního, resp. druhého:

$$f'(x_a) = \frac{f(x_{a+1}) - f(x_a)}{\Delta x}$$

$$f'(x_a) = \frac{f(x_{a+1}) - f(x_{a-1}))}{2\Delta x}$$

Modely pro předpověď počasí využívají obvykle konečné diference alespoň druhého řádu přesnosti. Stejně jako pro prostorové složky existuje metoda konečných diferencí pro časovou složku. Jedním z nich je tzv. leapfrog schéma. Jedná se o explicitní schéma s přesností druhého řádu. Časová parciální derivace funkce f v čase t je vyjádřena jako:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{f_{t+1} - f_{t-1}}{2\Delta t}$$

Pro diferenční schémata, která počítají numericky stabilní řešení, existuje limitní hodnota známá jako bezrozměrné Courantovo číslo nebo faktor numerické stability. Tento faktor byl odvozen z rovnice advekce a vyjadřuje poměr mezi časovým krokem a krokem prostorové (horizontální) sítě:

$$C = \frac{u\Delta t}{\Delta x} \leq C_{max}$$

kde u je velikost rychlosti, Δx je horizontální krok sítě a Δt časový krok. Hodnota C_{max} se mění v závislosti na použité metodě řešení diferenčních rovnic, je-li

schéma explicitní nebo implicitní. Pro explicitní schémata je kritická hodnota $C_{max} = 1$. Implicitní schémata jsou obvykle více stabilní a hodnota C_{max} je větší. Tato podmínka se nazývá Courant-Friedrichs-Lewyho (CFL) podmínka a představuje maximální hodnotu Courantova čísla, která připouští numericky stabilní řešení.

Nutnou podmínkou pro úspěšné vyřešení prognostických rovnic je znalost počátečních a okrajových podmínek. Obecně jsou využívána pozorování, předpovědi nebo analýzy globálního modelu nebo modelu s větší oblastí řešení. Takové okrajové a počáteční podmínky mají obvykle menší rozlišení, než jaké má model na omezené oblasti. Počáteční podmínky udávají výchozí stav atmosféry neboli hodnoty veličin, které do modelu vstupují na počátku simulace. Okrajové podmínky určují, co vstupuje a vystupuje z oblasti řešení. V modelu na omezené oblasti, který je řízen reálnými podmínkami, v průběhu určitého času může přítok převažovat nad výtokem či naopak, tedy nebude platit zákon zachování hmoty. Horní hranice modelu poskytuje jakýsi „strop“, takže model pracuje s konečným počtem vertikálních hladin. Několik nejvyšších hladin pak poskytuje prostor pro utlumení nežádoucích odrazů od horní hranice. Spodní hranice je dána povrchem Země. Je však třeba dobře znát toky tepla a látek mezi povrchem a atmosférou, stejně tak tření proudění o zemský povrch, neboť tyto jevy přímo ovlivňují stav spodních vrstev atmosféry. U globálních modelů žádné fyzické hranice neexistují, mluvíme o tzv. periodických krajových podmínkách, které na sebe navazují.

1.2 Dynamická část, parametrizace

Meteorologický předpovědní model se skládá ze dvou základních částí, dynamické části modelu a parametrizací. Meteorologické modely vycházejí ze tří zákonů zachování, které jsou formulovány v podobě řídicích rovnic. Zákon zachování hmoty atmosféry je dán rovnicí kontinuity, zákon zachování hybnosti, který je prezentován 2. Newtonovým zákonem (v komplexnějším tvaru Navier-Stokesovými rovnicemi) a zákon zachování energie atmosféry, který je formulován jako první věta termodynamiky. Část modelu tvořená těmito zákony zachování se nazývá dynamickým jádrem modelu. K těmto třem základním zákonům lze přidat další, které do jisté míry ovlivňují dynamiku atmosféry, ale v podstatě jsou vzhledem k dynamice modelu pasivní. Např. vlhkost vstupuje prostřednictvím fázových změn jako zdroj tepelné energie do první věty termodynamické. Zákon zachování vlhkosti je pak formulován jako rovnice advekce směšovacího poměru vodní páry a je základem pro výpočet srážek.

Parametrizace jsou důležitou fyzikální částí modelu. Jako funkce na pravých stranách rovnic zákonů zachování vyjadřují změnu stavu atmosféry vnějšími vlivy. Do těchto vlivů jsou zahrnuty zejména procesy menšího měřítko, které nelze nebo se nehodí explicitně popsat v rozlišení modelu. Jsou to parametrizace toku tepelné energie do atmosféry slunečním zářením, již zmiňovaným uvolňováním či spotřebou latentního tepla při fázových změnách vodní páry, resp. vodních kapek či ledových částic, ztráta energie dlouhovlnným vyzařováním do vesmíru, tření o zemský povrch nebo tepelná konvekce. Do parametrizací patří také výpočet srážek.

1.3 Hydrostatická aproximace

Hydrostatický předpoklad říká, že vertikální zrychlení je malé v porovnání s ostatními členy v rovnici pro složky vertikální rychlosti. Tedy tato rovnice se redukuje na rovnici hydrostatické rovnováhy.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

V tomto případě je atmosféra v celém svém vývoji stále v hydrostatické rovnováze a proto nemá snahu se rozpínat. Tato vlastnost ji odlišuje od nehydrostatického modelu plně stlačitelné atmosféry. Hydrostatická rovnice je v modelu používána pouze pro výpočet geopotenciálu v následujícím časovém kroku z pole teploty a přízemního tlaku. Dle měřítkové analýzy lze použít hydrostatickou aproximaci, pokud je měřítko horizontálních pohybů mnohem větší než měřítko vertikálních pohybů. Hydrostatická aproximace platí velmi dobře pro cirkulace v globálním nebo synoptickém měřítku.

Fyzikální význam hydrostatické rovnice znamená, že v každém bodě v atmosféře je síla vertikálního gradientu tlaku stále přesně v rovnováze se silou zemské tíže. V hydrostatické rovnováze v atmosféře neexistuje ve vertikálním směru žádná síla, která by podle Newtonova zákona měnila vertikální rychlost vzduchu. Vertikální pohyby jsou v tomto případě dány rovnicí kontinuity. V diskrétním modelu je hydrostatická rovnováha splněna na začátku i na konci integračního kroku. Horizontální i vertikální rychlost je pro průběh daného integračního kroku určena stavem na začátku integračního kroku. Vertikální rychlost je dána pouze třírozměrným polem divergence horizontálních složek větru. Při výpočtu vertikální rychlosti obdržíme také časové změny přízemního tlaku. Samotný tlak v každém místě atmosféry je dán hydrostatickou rovnicí, tedy váhou vzduchového sloupce nad daným místem.

Hydrostatický model nepopisuje mechanismus konvekce, protože vertikální rychlost při konvekci vzniká nerovnováhou mezi vertikálním gradientem tlaku a silou zemské tíže. Při přítoku tepelné energie se tato energie začne v určitém místě hromadit a zvyšovat teplotu natolik, že dojde k instabilnímu teplotnímu zvrstvení. Ve skutečné atmosféře tak vznikají místa, kde vztlakové síly zrychlují pohyb vzduchu a vznikají vertikální konvektivní proudy. Tím je vertikálně přenášena hmota atmosféry a s ní i tepelná energie směrem vzhůru. V okolí pak vznikají sestupné pohyby, při kterých se chladnější vzduch pohybuje směrem dolů. V hydrostatickém modelu tento mechanismus přenosu tepelné energie konvekcí není. Tento stav je proto třeba odstranit parametrizací konvekce, která přenesou část tepla směrem vzhůru, aby bylo odstraněno labilní teplotní zvrstvení.

Rozvoj výpočetní techniky umožnil použití nehydrostatických modelů pro numerickou předpověď počasí. Nehydrostatická aproximace byla odvozena z rovnice pro vertikální složku hybnosti:

$$\frac{dw}{dt} - 2\Omega u \cos\Phi - \left(\frac{u^2 + v^2}{a} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Na rozdíl od hydrostatické aproximace nezanedbáváme vertikální složku zrychlení a Coriolisův parametr. Nehydrostatické modely jsou schopné zachytit a podrobněji i korektněji popsat jevy menšího měřítko s horizontálním rozměrem až 20 km a vertikálním rozměrem až 10 km. Tyto jevy zahrnují především bouřky, resp.

konvekci, při níž vertikální rychlost může i přesahovat 10 m/s, eventuálně turbulenci větších měřítek.

1.4 Časové a prostorové měřítko

Předpověď vývoje atmosféry vychází z počátečních hodnot, které určují aktuální stav atmosféry. Na základě tří zákonů zachování jsou formulovány tzv. řídicí rovnice, kterými se řídí pohyb a další vývoj atmosféry. Tyto rovnice tvoří systém nelineárních parciálních diferenciálních rovnic. Jednou z vlastností těchto systémů je, že i při přesném řešení rovnic se chyba v počátečních datech s časem předpovědi zvětšuje exponenciálně. Měřením nelze přesně zjistit počáteční stav atmosféry a navíc numerická integrace a nedokonalost fyzikálního popisu přidávají další chyby [1]. Po určité době se tedy chyba zvětší natolik, že předpověď již neodpovídá skutečnosti. Možnost předpovědi vývoje jevů velmi závisí na jejich prostorovém ale zejména na časovém měřítku a zda je možné vznik a místo vzniku těchto jevů předpovídat.

Největší prostorové měřítko se obvykle nazývá synoptickým. Popisuje objekty všeobecné cirkulace atmosféry, pohyb tlakových níží, výší, atmosférické fronty, frontální srážky a další úkazy vztahující se k velkoprostorovým dějům. Horizontální rozměr těchto dějů činí stovky až tisíce kilometrů, což odpovídá rozměrům tlakových útvarů. Časový rozměr je zde řádově dny až týdny. Další měřítko je mezosynoptické a jeho horizontální rozměry jsou v řádu desítek až několik stovek kilometrů, např. místní cirkulační systémy, čáry instability atd. Tyto děje mají většinou kratší trvání. Subsýnptické měřítko zahrnuje děje mezosynoptického měřítka i mikrometeorologické děje. Jde o jevy charakterizované přítomností vírových pohybů v atmosféře s osami rotace v obecné poloze a s poloměry nejvýše stovek metrů.

Z časového hlediska jsou vydávány předpovědi velmi krátkodobé, krátkodobé, střednědobé, střednědobé prodloužené a dlouhodobé. Následující definice jsou převzaty z [4]. Velmi krátkodobé předpovědi jsou předpovědi na 0 až 12 hodin. Slouží zejména pro leteckou dopravu. Krátkodobé předpovědi jsou vydávány na období od 12 hodin do 3 dnů a jejich úspěšnost je velmi různá v závislosti na předpovídaném jevu či prvku a době, na kterou je určena. Jsou založeny na numerické předpovědi počasí. Střednědobé jsou předpovědi na období od 3 do přibližně 10 dnů až dvou týdnů a jejich metodika se příliš neliší od předpovědi krátkodobých. Prodloužené střednědobé předpovědi jsou na období delší do cca 30 dnů. Využívá se metody skupinové předpovědi počasí. Dlouhodobou předpovědí rozumíme předpověď na více než 30 dní. U předpovědi na více než 10 dnů se jedná spíše o předpokládaný charakter počasí, který není zaměřen na předpověď konkrétních hodnot teploty a množství srážek pro jednotlivé dny. Dlouhodobý výhled počasí nemůže postihnout krátkodobé výkyvy a regionální odlišnosti.

2. Model WRF

2.1 Základní informace

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). Popis řídicích rovnic je převzat z [5].

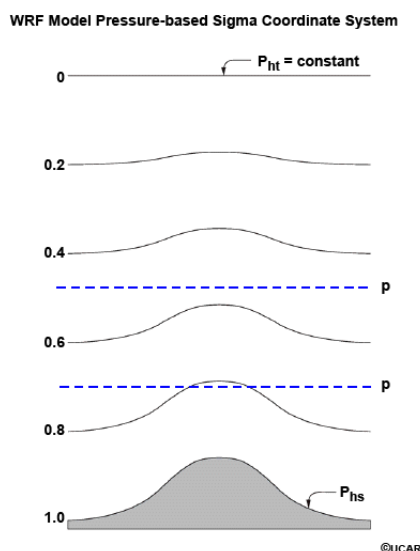
2.2 Vertikální souřadnice a proměnné

Jako předpovídané proměnné jsou použity složky rychlosti v kartézských souřadnicích, perturbace potenciální teploty, perturbace geopotenciálu a perturbace tlaku suchého vzduchu na povrchu Země. Jako vertikální souřadnici model WRF ARW využívá hladiny hydrostatického tlaku, které kopírují zemský povrch. Tyto hladiny jsou označovány η a definovány [6]:

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

$$\mu = p_{hs} - p_{ht}$$

kde p_h je hydrostatický tlak v daném místě, p_{hs} a p_{ht} se vztahují k hodnotám na spodní a horní hranici.



Obrázek 2.1: Grafické znázornění vertikálních souřadnic modelu WRF ARW. Obrázek byl převzat z [7]

Definice vertikální souřadnice η je tradiční σ souřadnice používaná v mnoha hydrostatických modelech atmosféry. Hodnota η se pohybuje v rozmezí 1 na zemském povrchu až 0 na horní hranici simulované oblasti (viz obr. 2.1). Veličina

μ popisuje tíhu vzduchového sloupce nad jednotkovou plochou povrchu Země v daném místě. Ve vertikálním směru je horní hranice oblasti modelu tvořena vrstvou stálého tlaku, spodní hranici tvoří zemský povrch.

2.3 Řídící rovnice

Model ARW integruje nehydrostatické Eulerovy pohybové rovnice pomocí Runge-Kuttova schématu časové integrace druhého a třetího řádu a schématu advekce od druhého do šestého řádu. Odpovídající proměnné toku mají tvar:

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$$

$$\Omega = \mu \dot{\eta}$$

$$\Theta = \mu \theta$$

kde $\mathbf{v} = (u, v, w)$ jsou složky rychlosti ve dvou horizontálních směrech a vertikálním směru, zatímco $\omega = \dot{\eta}$ je vertikální složka úhlové rychlosti a θ označuje potenciální teplotu. Dále se v hlavních rovnicích vyskytují proměnné jako je geopotenciál $\phi = gz$, tlak p a měrný objem $\alpha = 1/\rho$. Eulerovy pohybové rovnice mohou být zapsány jako:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (2.1)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (2.2)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (2.3)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (2.4)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (2.5)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\nabla \cdot \mathbf{V}\phi) - gW] = 0 \quad (2.6)$$

Znaky $\partial_x, \partial_y, \partial_\eta$ v rovnicích označují parciální derivaci. Rovnice (2.1)-(2.3) jsou standardní pohybové rovnice zahrnující nehomogenitu geopotenciálu ϕ přeepsané do souřadnic x, y a η . Rovnice (2.4) představuje zákon zachování pro veličinu Θ a (2.5) rovnici kontinuity. Poslední rovnice (2.6) popisuje geopotenciální pole. Pro obecnou proměnnou a platí:

$$\nabla \cdot \mathbf{V}a = \partial_x(Ua) + \partial_y(Va) + \partial_\eta(\Omega a)$$

$$\mathbf{V} \cdot \nabla a = U\partial_x a + V\partial_y a + \Omega\partial_\eta a$$

Dále mezi řídicí rovnice patří vztah pro měrný objem (rovnice hydrostatické rovnováhy):

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu$$

a stavová rovnice:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma$$

kde R_d je plynová konstanta suchého vzduchu, p_0 označuje počáteční tlak (obvykle 10^5 Pa) a γ je poměr tepelných kapacit pro suchý vzduch:

$$\gamma = c_p/c_v = 1,4$$

Pravé strany v rovnicích (2.1) až (2.4) zastupují fyzikální síly, které zahrnují síly turbulentního promíchávání, radiační působení a zemskou rotaci.

2.4 Zahrnutí vlhkosti

Při formulaci Eulerových pohybových rovnic pro vlhký vzduch dojde k malým úpravám původních rovnic, přitom je ale ponechána vazba suchého vzduchu s prognostickými proměnnými. Je definována vertikální souřadnice s ohledem na suchý vzduch:

$$\eta = (p_{dh} - p_{dht})/\mu_d$$

kde μ_d představuje hmotu suchého vzduchu ve sloupci a p_{dh} a p_{dht} označuje hydrostatický tlak suché atmosféry a hydrostatický tlak na horní hranici suché atmosféry. Další proměnné jsou definovány jako:

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v}$$

$$\Omega = \mu_d \dot{\eta}$$

$$\Theta = \mu_d \theta$$

Nyní lze napsat Eulerovy pohybové rovnice pro vlhký vzduch:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g[(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V}q_m) = F_{Q_m}$$

Spolu s rovnicí pro měrný objem suchého vzduchu:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d$$

A se vztahem pro celkový tlak (tlak vodní páry a tlak suchého vzduchu):

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma$$

V těchto rovnicích α_d označuje měrný objem suchého vzduchu ($\alpha_d = 1/\rho_p$) a α měrný objem všech dílčích složek vzduchu:

$$\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$$

kde q_* jsou směšovací poměry pro vodní páru, oblaka, déšť, led, atd. Pro potenciální teplotu platí:

$$\theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta (1 + 1,61q_v)$$

kde R_v je plynová konstanta a q_v směšovací poměr vodních par. Q_m je definováno součinem:

$$Q_m = \mu_d q_m$$

3. Počítačová realizace modelu WRF

Součástí modelu WRF jsou dvě dynamická výpočetní jádra: WRF ARW (The Advanced Research WRF) a WRF NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). Obě verze lze využít pro výzkum fyziky atmosféry, asimilace dat nebo předpověď počasí. Verze WRF ARW je využívána pro globální simulace, výzkum regionálního klimatu a idealizované 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. 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. Podrobnější informace o instalaci, konfiguraci a kompilaci jsou uvedeny v online tutoriálu modelu WRF ARW [7] nebo v bakalářské práci zabývající se tímto modelem [8].

3.1 Příprava vstupních dat

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*, *ungrib* 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 *ungrib*, 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.

3.2 Spuštění modelu

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*). Model WRF poskytuje dvě možnosti simulací: simulace s idealizovanými vstupními daty a simulace, které zpracovávají reálná data. 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.

4. Vyhodnocení úspěšnosti předpovědi na historické řadě

V kapitole je nejprve vysvětlen význam validace předpovědi a pojmy deterministická a pravděpodobnostní předpověď. Dále jsou definovány některé meteorologické charakteristiky, které lze z předpovědí extrahovat a tedy rovněž validovat. Stručně je popsán přehled počasí během vybrané historické řady a nastavení simulací pomocí modelu WRF. Na ukázkou srovnání obou simulací a pozorovaných dat byly vybrány charakteristiky jako je počet letních dní, průběh průměrné denní teploty, podíl konvektivních a stratiformních srážek na denním úhrnu a porovnání celkového úhrnu s pozorovanými daty.

4.1 Validace a typy předpovědí

Validace slouží ke stanovení kvality předpovědního modelu, a tak k odhadu kvality předpovědi. Předpověď je srovnávána s pozorovanými daty nebo s dobrým odhadem skutečného průběhu počasí. Validace by měla poskytnout informace o charakteru chyb v předpovědi. Tyto informace pomáhají zlepšovat kvalitu předpovědi, ukazují přesnost předpovědi a jak se s časem zlepšuje. Lze pomocí nich rovněž navzájem srovnávat kvalitu různých předpovědních systémů.

Předpovědi lze rozdělit do několika základních typů podle toho, jaký druh informace obsahují. Dva základní druhy jsou pravděpodobnostní a deterministické předpovědi. Deterministické tvrzení lze chápat jako tvrzení o budoucím stavu atmosféry nebo některých charakteristik (např. „Jev J nastane.“). O deterministické předpovědi můžeme zjistit, do jaké míry byla úspěšná, porovnáním s později zjištěnou skutečností. Lze je dále dělit na kategoriální a nekategoriální. Nekategoriální předpovědi uvádějí předpoklad hodnoty nějaké kvantitativní veličiny (např. „Předpokládaná odchylka od normálu bude D“), zatímco kategoriální předpovědi udávají předpokládanou příslušnost daného jevu do předem zvolené kategorie („Jev J nastane.“). Opakem deterministické předpovědi je předpověď pravděpodobnostní, která pouze uvádí předpokládanou pravděpodobnost výskytu určitého jevu. Tyto předpovědi bývají zpravidla kategoriální („Pravděpodobnost výskytu jevu J je X %“). O žádné pravděpodobnostní předpovědi nelze ani dodatečně zjistit, zda byla úspěšná. Kvalitu předpovědního systému lze vyhodnotit pouze statistickým porovnáním předpovědi se skutečností za delší časové období.

4.2 Základních meteorologické charakteristiky

Tabulka 4.1 udává označení jevů, které nabývají hodnoty z daného kvantitativního rozmezí. Jako normální se označují jevy, které se nacházejí mezi dolním a horním kvantilem. Odchyly teplot a srážek jsou vztaženy k normálovému období mezi lety 1961-1990.

Následující definice jednotlivých charakteristik jsou převzaty z [4]. Letní den je den, v němž maximální denní teplota vzduchu byla 25,0 °C nebo vyšší. Tropický den je den, v němž maximální teplota vzduchu byla 30 °C nebo vyšší. Den

se srážkami (srážkový den) je v datech ČHMÚ období od klimatologického termínu 7 h daného dne do klimatologického termínu 7 h následujícího dne, v němž byly zaznamenány alespoň neměřitelné srážky. Podle předpisů WMO (Světová meteorologická organizace) se denní úhrn srážek vztahuje k období od 6:00 UTC daného dne do 6:00 UTC následujícího dne. Neměřitelné srážky jsou srážky, při kterých je množství srážek za daný časový interval menší než 0,1 mm. Obvyklá charakteristika pro srážkové dny je počet dní se srážkami nad 0,1 mm, 1 mm, 5 mm, 10 mm a 20 mm.

jev	kvantil
mimořádně podnormální	$\leq 1,9$ %
silně podnormální	2,0-9,9 %
podnormální	10,0-24,9 %
normální	25,0-75,0 %
nadnormální	75,1-90,0 %
silně nadnormální	90,1-98,0 %
mimořádně nadnormální	$\geq 98,1$ %

Tabulka 4.1: Klasifikace normality jevu dle ČHMÚ

Základním produktem validace modelu je tzv. validační matice. Jedná se o kontingenční tabulku, která shrnuje počty případů, kdy jev byl, resp. nebyl předpokládán a ve skutečnosti nastal, resp. nenastal. Kontingenční tabulka má následující podobu:

		Předpověď		Suma
		Ano	Ne	
Skutečnost	Ano	H	M	H + M
	Ne	FA	CR	FA + CR
Suma		H + FA	M + CR	H + M + FA + CR

Tabulka 4.2: Kontingenční tabulka

kde H (Hit, „trefa“) je počet případů, kdy jev byl předpokládán a skutečně nastal, M (Miss, „chyba“) je počet případů, kdy jev nebyl předpokládán, ale nastal, FA (False Alarm, „falešný poplach“) je počet případů, kdy jev byl předpokládán, ale nenastal, a CR (Correct Reject, „správné vyloučení“) je počet případů, kdy jev nebyl předpokládán a nenastal. Kategorie H a CR jsou z hlediska předpovědi příznivé, naopak kategorie M a FA nepříznivé.

4.3 Parametry simulace

Byly provedeny dvě simulace pomocí modelu WRF ARW pro historickou řadu jednoho měsíce, a to července roku 2000. První simulace byla nastavena v hydrostatickém režimu a druhá s vnořenou menší oblastí s vyšším rozlišením v nehydrostatickém režimu. Počáteční a okrajové podmínky byly získány z globální reanalýzy ERA-Interim [9] vytvořené centrem ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), která zahrnuje období od roku 1979. V obou

simulacích byly počítány předpovědi na jeden den. Interval mezi vstupními daty byl 6 hodin a výstupy modelu byly ukládány po třech hodinách. První simulace pokrývá oblast střední Evropy mezi přibližně 41° a 56° severní šířky a 1° a 30° východní délky. Krok sítě modelu je 10 km s 184×164 uzlovými body a 30 vertikálními hladinami. Tato celá oblast byla tedy integrována v hydrostatické verzi. Druhá simulace pokrývá stejnou oblast, ale obsahuje navíc vnořenou doménu, která byla počítána v nehydrostatické verzi. Vnořená oblast má rozlišení 2 km a pokrývá Českou republiku s 256×156 uzlovými body. Byla použita Lambertova kuželová projekce se standardními rovnoběžkami 45° a 52° severní šířky. Parametrizována byla mikrofyzika, krátkovlnná a dlouhovlnná radiace, mezní vrstva a konvekce.

4.4 Přehled počasí v červenci 2000

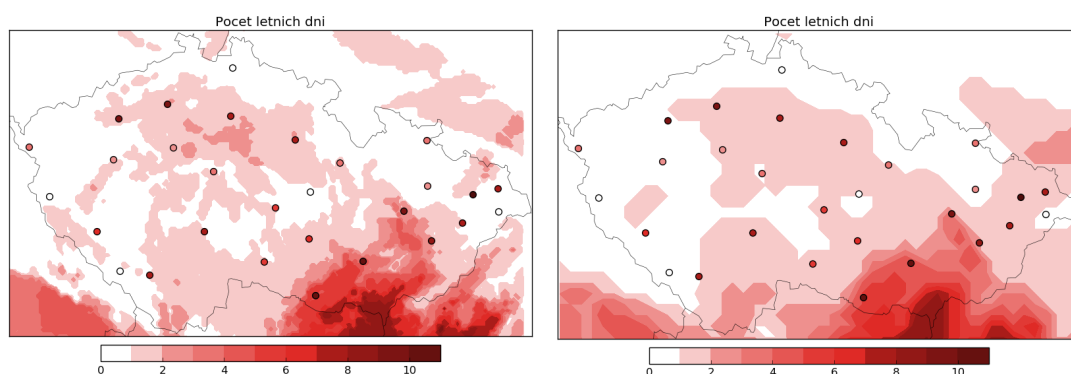
Průměrná měsíční teplota v červenci roku 2000 byla 15,7 °C. Jedná se o měsíc teplotně podnormální s odchylkou -1,9 °C od dlouhodobého normálu za období 1961-1990. Nejteplejším krajem byl Jihomoravský kraj s průměrnou teplotou 17,0° C. Naopak nejchladnějším krajem byl Karlovarský kraj s průměrnou teplotou 14,1 °C. Nejteplejším dnem byl 3. červenec, kdy bylo na stanici Doksany naměřeno 29,4 °C a na stanici Velké Meziříčí 29,6 °C. V červenci 2000 se tedy nevyskytl ani jeden tropický den.

Tento měsíc byl dle klasifikace normality jevů ČHMÚ srážkově nadnormální, zvláště na Moravě a ve Slezsku, především díky srážkově silné epizodě okolo 16. července. V České republice spadlo průměrně 121 mm srážek, což odpovídá 153 % dlouhodobého normálu 79 mm v období 1961-1990. Nejvíce srážek průměrně spadlo v Moravskoslezském kraji: 206 mm tedy 195 % dlouhodobého srážkového normálu. Nejsušším krajem byl kraj Ústecký s 82 mm srážek. Nejvyšší denní úhrn srážek činí 135 mm a byl zaznamenán dne 16. července na stanici Lysá hora. Za celý měsíc se vyskytl pouze jeden den beze srážek.

4.5 Porovnání teplot

Jednou z možných dalších charakteristik je porovnání počtu dní nad určenou teplotní hranicí. Červenec roku 2000 byl teplotně podnormální. Nevyskytl se ani jeden tropický den, proto byl na ukázkou zvolen počet letních dní. Numerický model pracuje s pravidelnou sítí, jejíž rozměr buňky je několik kilometrů (v této práci 2 km a 10 km). Díky tomu je topografie modelu zjednodušená oproti skutečnosti. Nepostihne tedy velké gradienty fyzikálních veličin, např. teploty. Proto je denní průběh teploty vzduchu vypočítaný modelem vyhlazený a denní amplituda je obvykle menší, než jaká je naměřena na stanici. Model tedy výrazně podhodnocuje denní maxima, což dokumentuje i obr. 4.1. Na mapě jsou dobře patrné jak oblasti teplejšího klimatu (jižní Morava, jižní Čechy, Polabská nížina) tak oblasti chladnější (Krušné hory, Krkonoše, Jeseník, Beskydy, Českomoravská vrchovina). Barevnou škálou je zobrazen počet letních dnů vypočítaný jak nehydrostatickou verzí s rozlišením 2 km, tak v hydrostatické aproximaci s rozlišením 10 km. Oba výstupy výrazně podhodnocují výskyt letních dnů. Model s hrubším rozlišením navíc nedokázal postihnout větší počet letních dní v Polabské nížině, což je dáno

větším vyhlazením pole teploty.



Obrázek 4.1: Počet letních dnů v červenci roku 2000 získaný z výstupů modelu v nehydrostatické (vlevo) a hydrostatické (vpravo) verzi s porovnáním s naměřenými staničními hodnotami

Pro porovnání hydrostatické a nehydrostatické verze modelu WRF lze využít kontingenčních tabulek. Jako klasifikace byly vybrány dny, kdy maximální denní teplota dosáhla či překročila 20 °C. V levém dolním rohu obou tabulek je vysoká četnost, zatímco v pravém horním rohu je 0, resp. 1. Z toho vyplývá, že model obecně předpovídá nižší teploty, než jaká je skutečnost.

		Předpověď		
		Ano	Ne	Suma
Skutečnost	Ano	154	0	154
	Ne	192	553	745
	Suma	346	553	899

Tabulka 4.3: Kontingenční tabulka počtu případů, kdy maximální denní teplota dosáhla nebo překročila 20° C, pro simulaci v hydrostatickém nastavení

		Předpověď		
		Ano	Ne	Suma
Skutečnost	Ano	153	1	154
	Ne	185	560	745
	Suma	338	561	899

Tabulka 4.4: Kontingenční tabulka počtu případů, kdy maximální denní teplota dosáhla nebo překročila 20° C, pro simulaci v nehydrostatickém nastavení

Využijeme Raoův skórový test pro porovnání dvou binomických rozdělení. U každé verze modelu jsou sečteny případy, kdy byla klasifikace správná (veličiny H a CR v tabulce 4.2), a případy, kdy byla klasifikace nesprávná (veličiny FA a M v tabulce 4.2). Počet případů, které byly správně klasifikovány, má binomické rozdělení s pravděpodobnostmi, kterou si odhadneme pomocí relativní četnosti P :

$$P = \frac{H + CR}{H + M + FA + CR}$$

Nulová hypotéza tohoto testu je, že $P_1 = P_2$, kde P_1 je pravděpodobnost pro simulaci v hydrostatické verzi, resp. P_2 pro simulaci v nehydrostatické verzi. Tedy

že obě simulace mají stejnou pravděpodobnost správné klasifikace. Označíme-li N_1 , resp. N_2 celkový počet případů v hydrostatické, resp. v nehydrostatické verzi pak odhady P_1 a P_2 jsou:

$$P_1 = \frac{H_1 + CR_1}{N_1} = \frac{154 + 533}{899}$$

$$P_2 = \frac{H_2 + CR_2}{N_2} = \frac{153 + 560}{899}$$

Pokud nulová hypotéza platí (tedy $P_1 = P_2$), tak společným odhadem obou pravděpodobností je hodnota:

$$P_3 = \frac{H_1 + CR_1 + H_2 + CR_2}{N_1 + N_2}$$

Testová statistika Raova skórového testu pak je:

$$\frac{(P_1 - P_2)^2}{P_3(1 - P_3)\left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}\right)}$$

Za nulové hypotézy má asymptoticky χ^2 rozdělení s jedním stupněm volnosti. P-hodnota vychází 0.1397, tedy na 5 % hladině nezamítáme hypotézu, že by pravděpodobnost klasifikace dní s maximální denní teplotou větší nebo rovnou 20 °C byla u obou nastavení modelu stejná.

4.6 Charakteristiky pro vybrané stanice

V základní validaci porovnáváme průměrné denní teploty a úhrn srážek pro konkrétní uzlový bod, který je společný pro obě simulace, tedy nehydrostatickou v rozlišení 2 km a hydrostatickou v rozlišení 10 km. Byl nalezen nejbližší bod ke konkrétní stanici ČHMÚ, aby bylo možné porovnat průběh veličin s dostupnými pozorovanými hodnotami. Na ukázkou byla zvolena stanice Lysá hora, která leží v Moravskoslezských Beskydech, oblasti bohaté na srážky, stanice v Žatci, která se naopak nachází ve velmi suché oblasti podhůří Krušných hor, a stanice Svratouch a Havlíčkův Brod ležící na Vysočině.

Obrázek 4.2 znázorňuje průběh průměrné denní teploty pro 3 zvolené stanice. Modrá křivka znázorňuje průběh průměrné denní teploty získaný ze simulace v nehydrostatické verzi, zelená křivka představuje průběh získaný ze simulace v hydrostatické aproximaci. Červenou přerušovanou čarou je znázorněn průběh průměrné denní teploty pozorované na stanici.

Volba sítě modelu vnáší do charakteristiky systematickou chybu, která závisí na rozlišení sítě modelu a na topografii v okolí stanice. Vzdálenost stanice od určeného bodu může dosahovat až 5 km a vlivem členitosti zemského povrchu může rozdíl v nadmořské výšce činit až stovky metrů. Tato chyba je zejména patrná v charakteristice pro stanici Lysá hora, jejíž nadmořská výška je 1 324 m a od dalších částí Moravskoslezských Beskyd je masiv Lysé hory oddělen hlubokými údolími. Nejbližší uzlový bod je vzdálen přibližně 3 km a jeho nadmořská výška je přibližně 700 m. Křivka průměrné denní teploty ze stanice Lysá hora je tedy o 2 až 4 °C níž než křivka průměrné denní teploty zvoleného uzlového bodu. Naopak je tomu u stanice Žatec, která leží 201 m nad mořem. Zvolený bod se u této

stanice nachází téměř na stejném místě, je vzdálen přibližně 100 m. Nadmořská výška uzlového bodu je ale 236 m u sítě v rozlišení 2 km a 281 m v rozlišení 10 km. Křivka průměrné denní teploty ze stanice Žatec je až o 3 stupně výš. Avšak křivky obou simulací se navzájem dobře shodují. U stanice Svatouch lze pozorovat největší shodu jak v průběhu teploty z obou simulací, tak v porovnání s pozorovanými hodnotami.

V obou verzích modelu jsou počítány do jisté míry nezávisle srážky dvojího druhu. Stratiformní, velkoprostorové srážky jsou dány víceméně dynamickou částí modelu. Druhým typem jsou srážky vznikající při konvekci, které mají v horizontálním prostorovém měřítku malý rozměr a jsou, zvláště v hydrostatické aproximaci, typickým předmětem parametrizací. Nelze však přesně předpovědět, kde a kdy tyto konvektivní srážky vzniknou. Ve skutečné atmosféře vznikají oba druhy srážek obvykle společně a často je nelze od sebe v pozorováních oddělit. Srážky synoptického měřítká vznikají především při přechodu atmosférických front nebo velkoprostorovými výstupnými pohyby v tlakových nížích. Frontální výstupné pohyby vzduchu zde vznikají advekcí, kdy teplý vzduch je vysouván nad klín studeného vzduchu. Tím v atmosféře vzniká přesycení vodní párou, kondenzace a srážková voda. Zároveň se uvolňuje latentní teplo kondenzace, které ohřívá vzduch a toto teplo může případně iniciovat i konvekci.

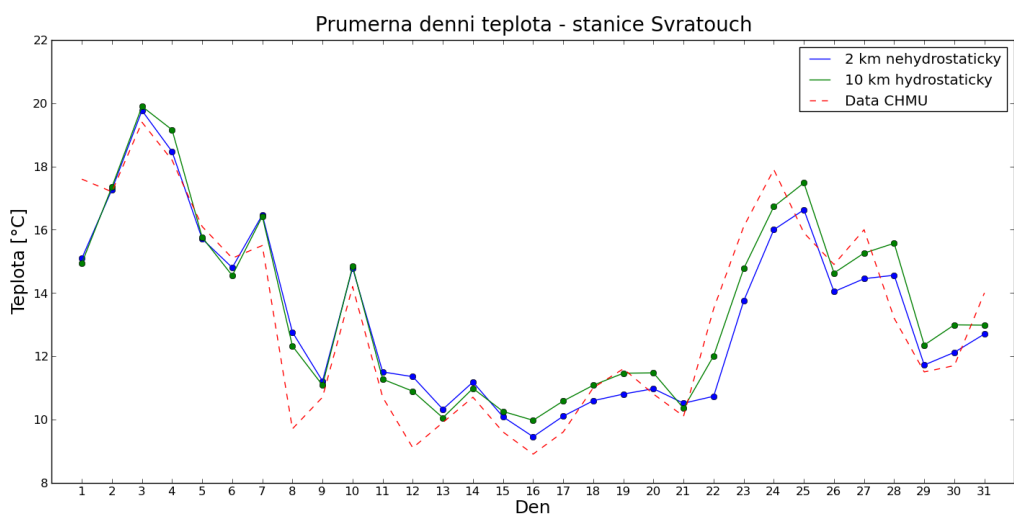
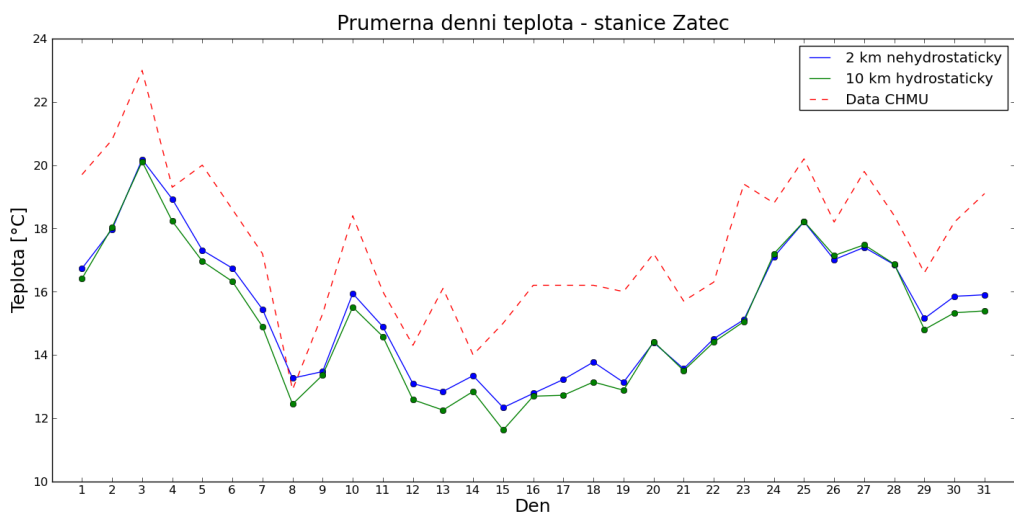
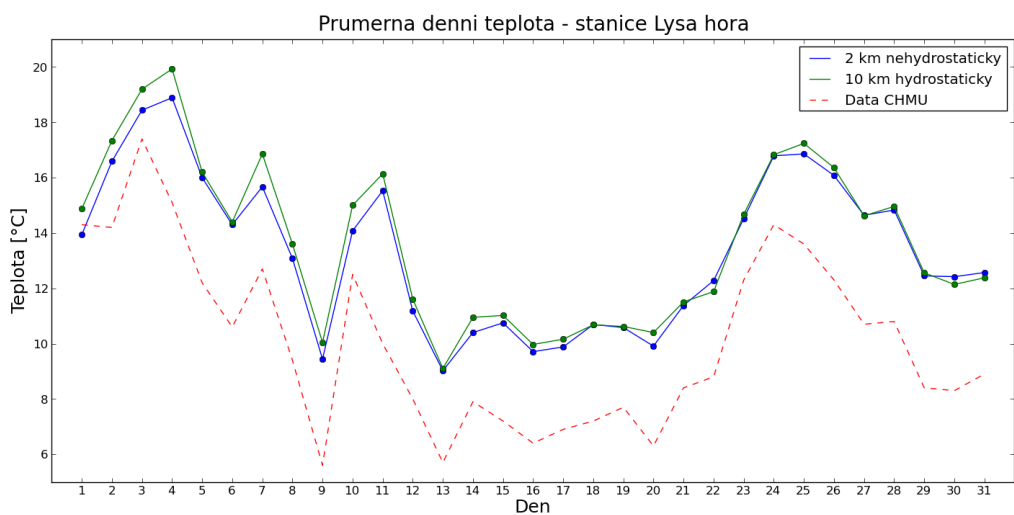
Charakteristika na obr. 4.3 znázorňuje denní úhrny srážek v průběhu měsíce. Každému dni přísluší 3 sloupce, přičemž levý sloupec znázorňuje úhrn získaný ze simulace v nehydrostatické verzi, prostřední sloupec odpovídá úhrnu srážek ze simulace v hydrostatické verzi a pravý sloupec značí naměřený úhrn srážek z dat poskytnutých ČHMÚ. Žlutou barvou je znázorněn podíl konvektivních srážek na celkovém úhrnu. V nehydrostatické simulaci jsme vyzkoušeli variantu s vypnutou parametrizací konvekce, neboť rozlišení sítě 2 km by již mohlo dostatečně dobře popsat jevy spojené s výraznější letní konvekci a parametrizace by tak nemusela být nutná.

Z obr. 4.3 jsou patrné výrazné rozdíly mezi simulacemi v hydrostatické a nehydrostatické verzi, kdy v některých případech se pozorovaným hodnotám více blíží hydrostatická simulace (např. 24. července na stanici Havlíčkův Brod), v jiném případě je lépe předpověděla nehydrostatické simulace (4. července na stanici Žatec). Dne 15. července na stanici Lysá hora nebo 16. července na stanici Havlíčkův Brod je předpokládán úhrn srážek ze simulace v hydrostatické i nehydrostatické verzi poměrně přesný. Vyskytují se však i případy, kdy obě simulace selhávají jako např. dne 10. července na stanici Havlíčkův Brod. Vzhledem ke své prostorové a časové proměnlivosti patří srážky k obtížně předpověditelným jevům. Zpravidla jsou mnohem hůře předpověditelné srážky konvektivní, tedy přívalového charakteru, než srážky velkoprostorové. U velkoprostorových srážek je úspěšnost předpovědi závislá na přesnosti předpovědi globálních modelů, zatímco u konvektivních srážek je nutno uvážit i jevy mezosynoptického měřítká, které úspěšnost zhoršují. Předpovědi srážek jsou většinou průměrem pro rozsáhlejší oblast. Na konvekci určenou modelem je tedy třeba pohlížet jako na místa s možným výskytem konvekce a přesná lokalita srážek a doba jejich trvání může být oproti předpovědi posunuta. V místech s výskytem silných bouřek mohou být srážky značně podhodnocené. Obě simulace většinou úhrn srážek nadhodnocují nebo udávají jistý úhrn i přesto, že na stanici nebyly pozorovány měřitelné srážky. Vzhledem k tomu, že tato historická řada je v letním měsíci, je pravděpodobné,

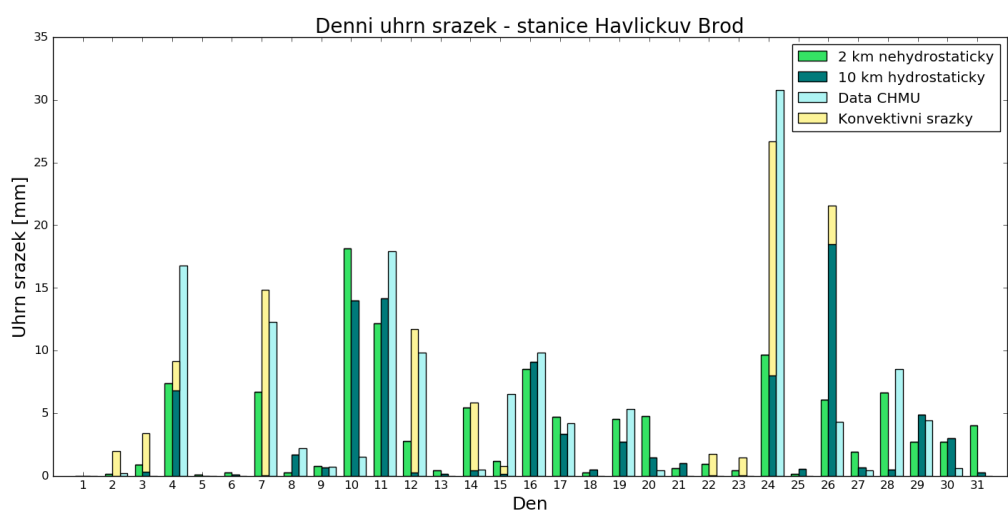
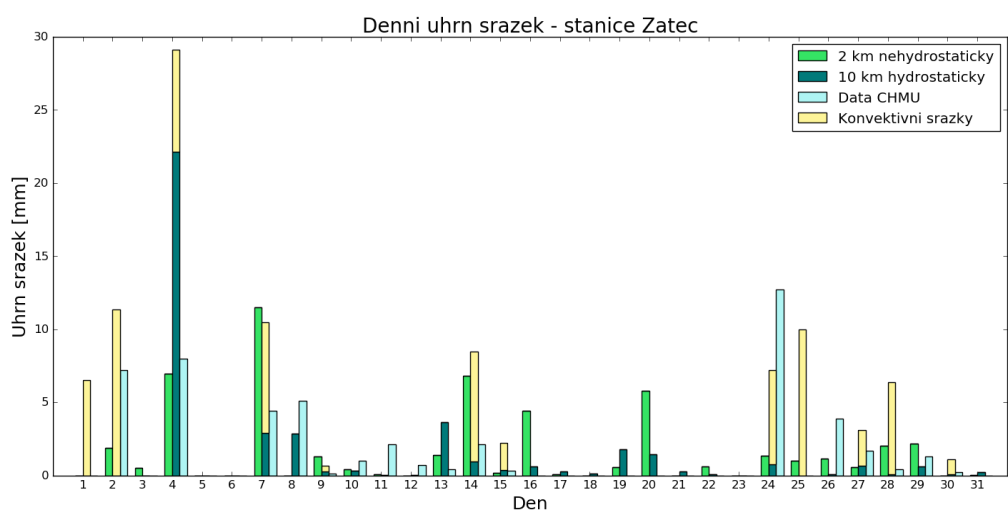
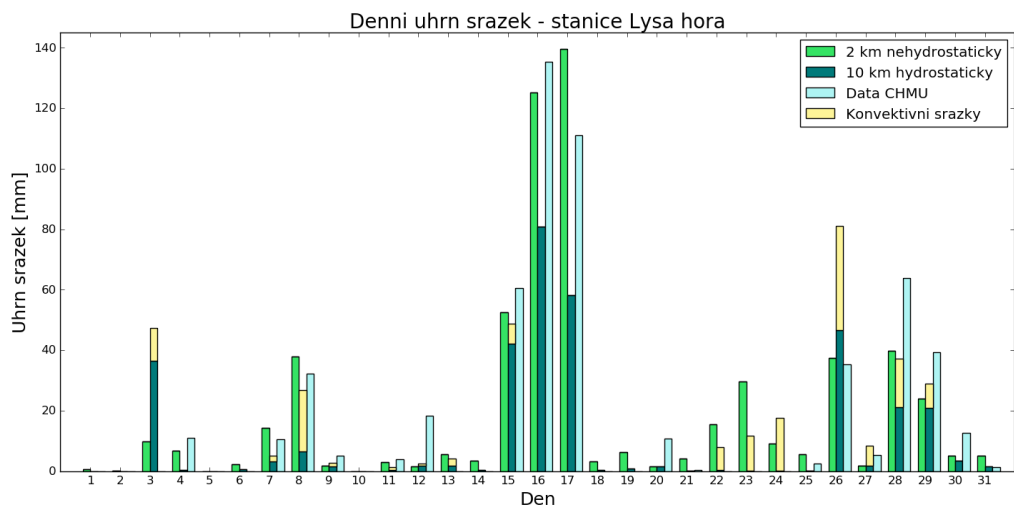
že se konvektivní situace vyskytovala častěji, což může být jedním z vysvětlení špatné shody předpovědi srážek obou simulací a pozorovaných dat.

V případě výskytu intenzivních srážek na stanici Lysá hora ve dnech 15., 16. a 17. července úhrn srážek, předpovězený simulací v nehydrostatické verzi, velmi dobře odpovídá naměřeným hodnotám. Nad východní částí České republiky se v těchto dnech nacházel střed tlakové níže. Velmi dobrý odhad úhrnu srážek z nehydrostatické simulace tedy bude souviset spíše s jemnějším rozlišením, které dokáže lépe popsat terén v okolí stanice, než s lepším popisem vzestupných pohybů v důsledku nehydrostatických rovnic.

Doba jednoho měsíce je samozřejmě příliš krátká na statistické posouzení vlivu hydrostatické aproximace a rozlišení modelu na celkový úhrn srážek.



Obrázek 4.2: Průběh průměrné denní teploty pro stanice Lysá hora, Žatec a Svratouch. Modrá křivka znázorňuje průběh průměrné denní teploty získaný ze simulace v nehydrostatické verzi, zelená křivka představuje průběh získaný ze simulace v hydrostatické aproximaci. Červenou přerušovanou čarou je znázorněn průběh průměrné denní teploty pozorované na stanici.



Obrázek 4.3: Denní úhrn srážek pro stanice Žatec, Lysá hora a Havlíčkův Brod v průběhu měsíce července 2000. Pro každý den levý sloupec znázorňuje úhrn získaný z nehydrostatické simulace bez parametrizace konvekce, prostřední sloupec odpovídá úhrnu srážek z hydrostatické simulace, kde byla konvekce parametrizována, a pravý sloupec značí naměřený úhrn srážek z dat poskytnutých ČHMÚ. Žlutou barvou je znázorněn podíl konvektivních srážek na celkovém úhrnu v hydrostatické variantě.

5. Kvazi-operativní předpověď

Na Katedře fyziky atmosféry je od ledna roku 2016 pomocí modelu WRF ARW počítána krátkodobá předpověď na 48 hodin. V této kapitole je na ukázkou uvedeno porovnání některých veličin v tlakových hladinách s daty z analýzy globálního modelu GFS (The Global Forecast System) pomocí směrodatné odchylky.

5.1 Parametry simulace

Simulace pokrývá oblast střední Evropy s rozlišením 10 km, 184×164 uzlovými body a 30 vertikálními hladinami. Celá oblast je integrována v hydrostatické verzi. Počáteční a okrajové podmínky jsou získávány z globálního modelu GFS. Interval mezi vstupními daty je 3 hodiny a výstupy modelu jsou ukládány rovněž po třech hodinách. Je použita Lambertova kuželová projekce se standardními rovnoběžkami 45° a 52° severní šířky. Parametrizována je mikrofyzika oblačných procesů, krátkovlnná a dlouhovlnná radiace, mezní vrstva a konvekce.

5.2 Směrodatná odchylka

Směrodatná odchylka je ve statistice často používanou mírou statistického rozptylu. Jde o kvadratický průměr odchylek hodnot od jejich aritmetického průměru a definuje se jako odmocnina z rozptylu náhodné veličiny:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}$$

Je-li směrodatná odchylka malá, jsou si prvky souboru navzájem podobné, naopak velká hodnota směrodatné odchylky značí velké vzájemné odlišnosti. V případě validace modelu se směrodatná odchylka využívá pro porovnání hodnot vypočtených modelem a reálných dat.

5.3 Průběh odchylky pro jednotlivé měsíce

Byl porovnáván výstup modelu WRF ARW po 24 hodinách a 48 hodinách s odpovídající analýzou modelu GFS. Směrodatná odchylka byla počítána pro teplotu, rychlost větru a geopotenciál v tlakových hladinách 850 a 500 hPa pro všechny body předpovědní oblasti. Do charakteristiky nejsou zahrnuty srážky, neboť nebyla dostupná aktuální data o úhrnu srážek. Hladina tlaku 850 hPa se nachází ve výšce okolo 1,5 km nad mořem, hladina 500 hPa leží ve výšce přibližně 5 km.

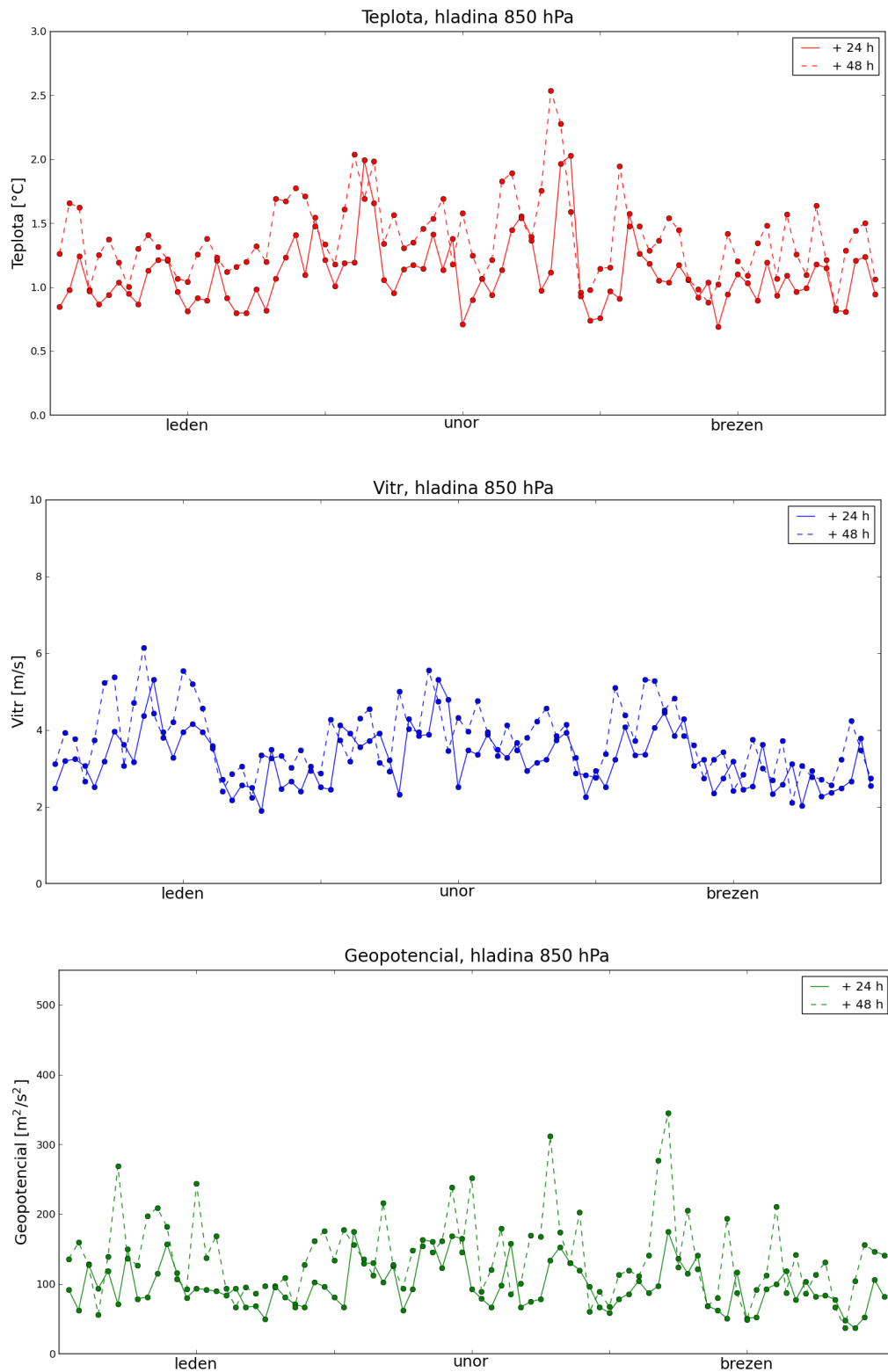
V grafech č. 5.1 a 5.2 je zobrazen průběh směrodatné odchylky pro měsíce leden, únor a březen. Plnou čarou je označena předpověď na 24 hodin, zatímco čárkovaně předpověď na 48 hodin. Z grafů je na první pohled zřejmé, že přesnější je předpověď na 24 hodin. Předpověď teploty se zhorší přibližně o $0,5^\circ\text{C}$, určení rychlosti větru přibližně o $0,5 - 1,0$ m/s u hladiny 850 hPa a $1 - 2$ m/s u hladiny

500 hPa. Stanovení geopotenciálu se u 48-hodinové předpovědi zhorší o přibližně $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ v obou hladinách.

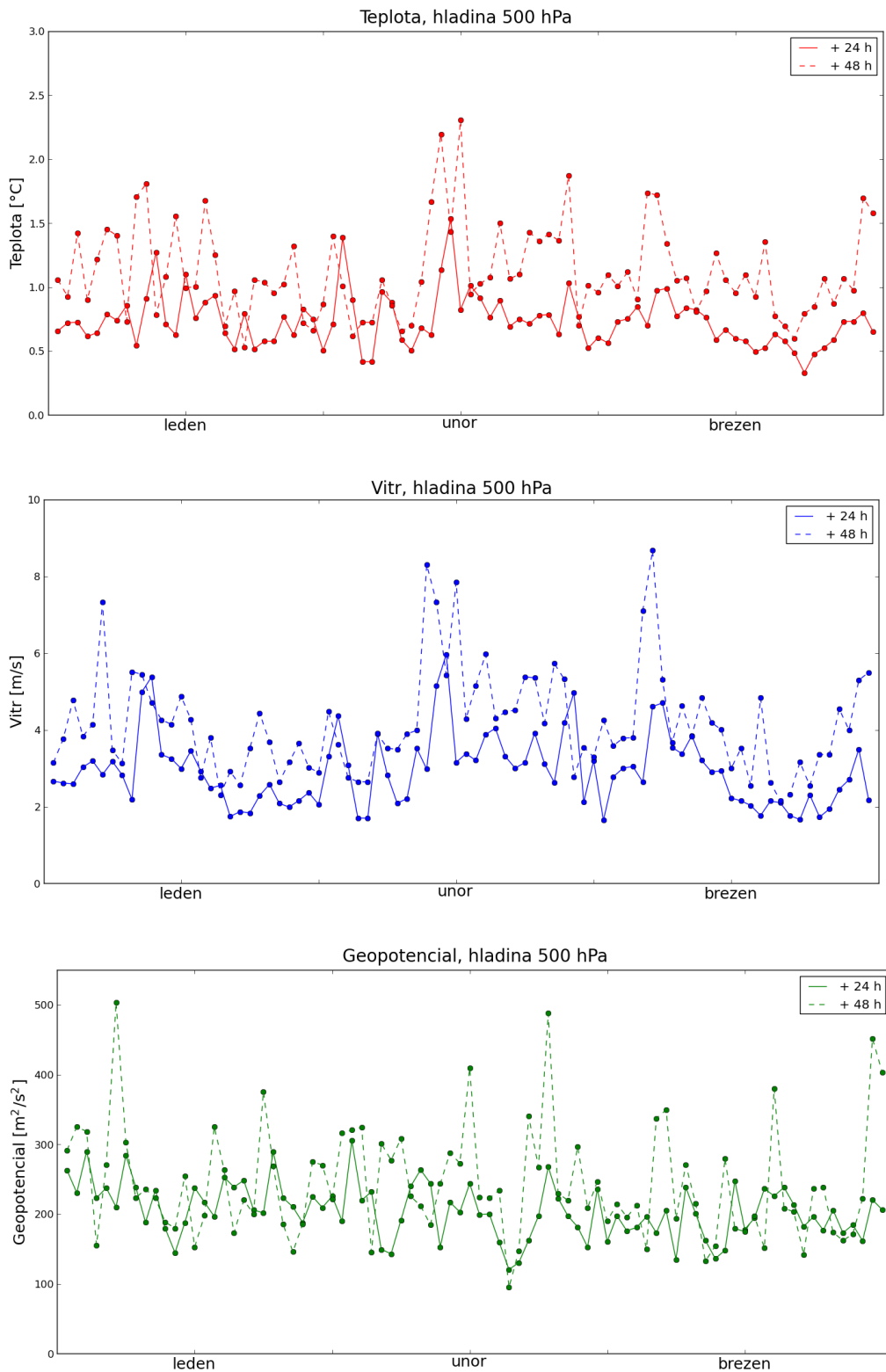
Pro snadné porovnání obou hladin jsou směrodatné odchylky odpovídajících veličin vykresleny ve stejném rozsahu hodnot. Směrodatná odchylka teploty pro hladinu 500 hPa je menší než u hladiny 850 hPa, zatímco odchylka geopotenciálu je menší na hladině 850 hPa. Pro předpověď rychlosti větru na 24 hodin je přesnější hladina 500 hPa, naopak pro předpověď na 48 hodin vychází lépe hladina 850 hPa. Dále je vidět jistá synchronizace rychlosti větru s teplotou v hladině 500 hPa.

5.4 Průběh odchylky v závislosti na poloze

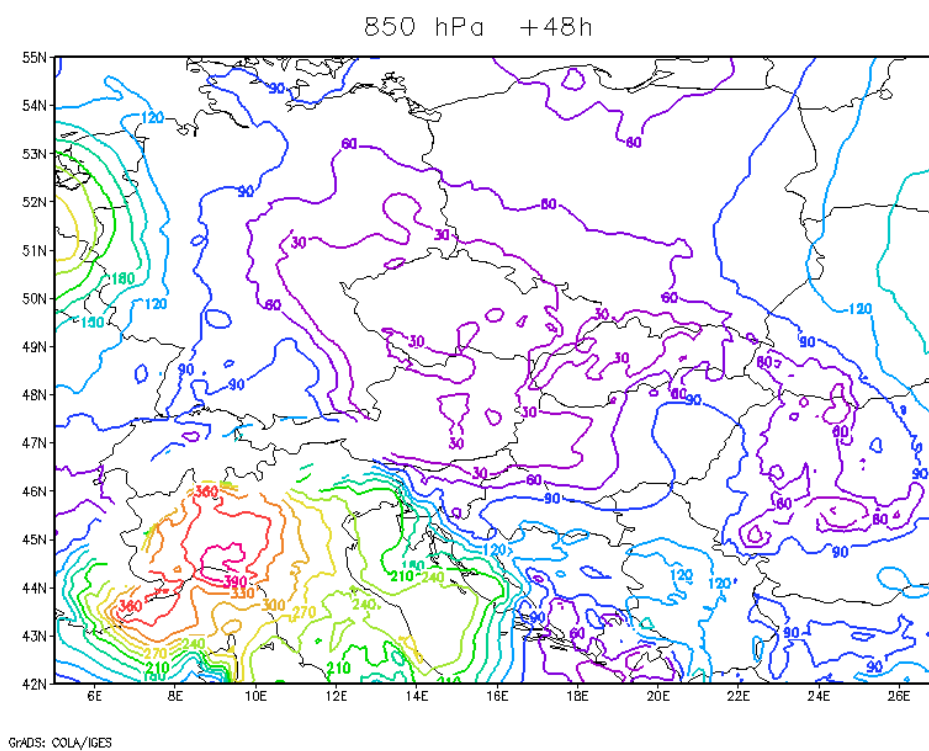
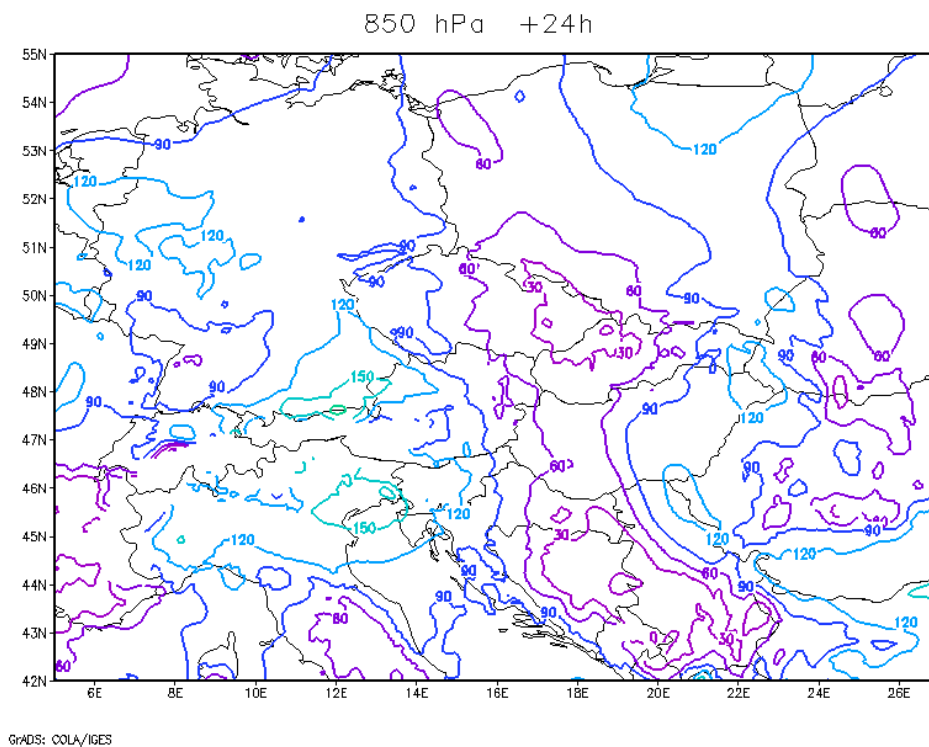
Časový průběh směrodatné odchylky pro celou předpovědní oblast neposkytuje žádnou informaci o jejím prostorovém rozložení. Na obr. 5.3 a 5.4 jsou zobrazeny chyby geopotenciálu z výstupu modelu WRF. Na ukázkou byla porovnávána odchylka předpovědi na 24 a 48 hodin od odpovídající analýzy modelu GFS pro tlakové hladiny 850 a 500 hPa. Stejná škála hodnot je zvolena pouze pro porovnávání jednodenní a dvoudenní předpovědi v rámci jedné hladiny. Výrazně přesnější je hladina 850 hPa. U hladiny 850 hPa na dolním obrázku je v oblasti Nizozemí patrné zvýšení směrodatné odchylky vlivem okrajových podmínek, stejně tak u hladiny 500 hPa v oblasti Litvy a Baltského moře. Tento vliv okrajových podmínek nelze při numerické integraci odstranit, proto je nutné umístit oblast hlavního zájmu do dostatečné vzdálenosti od okrajů oblasti řešení. U obou hladin je výrazné zhoršení přesnosti v oblasti severní Itálie, které bude zřejmě spojeno s vlivem topografie Alp. U odchylky pro hladinu 500 hPa lze zřetelně rozpoznat vliv topografie i v oblasti Karpat.



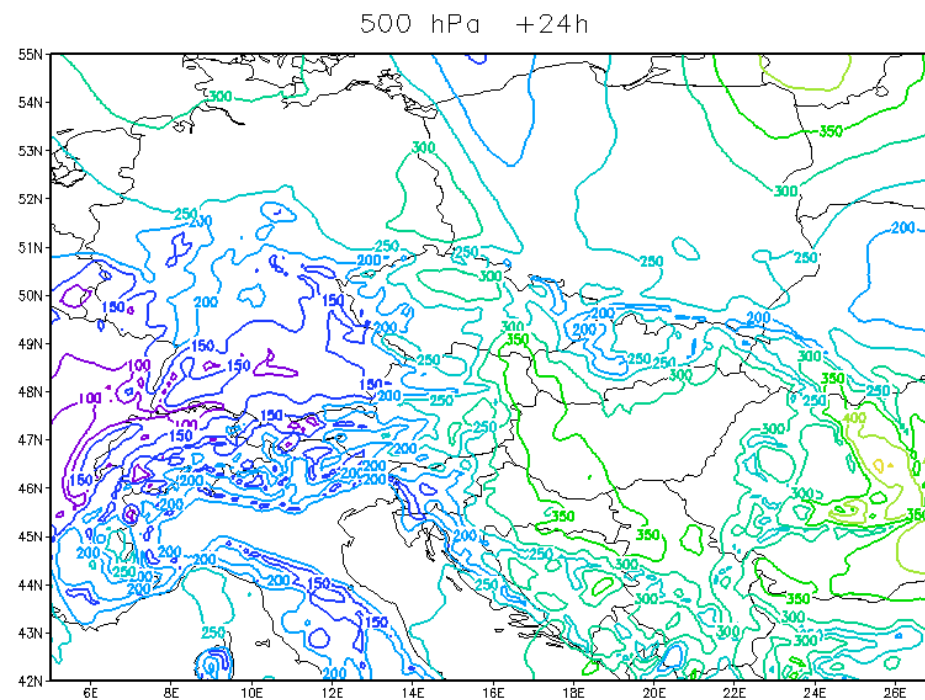
Obrázek 5.1: Průběh chyby teploty, chyby rychlosti větru a chyby geopotenciálu v předpovědi modelu WRF na 24 a 48 hodin na tlakové hladině 850 hPa během měsíce leden, únor a březen roku 2016



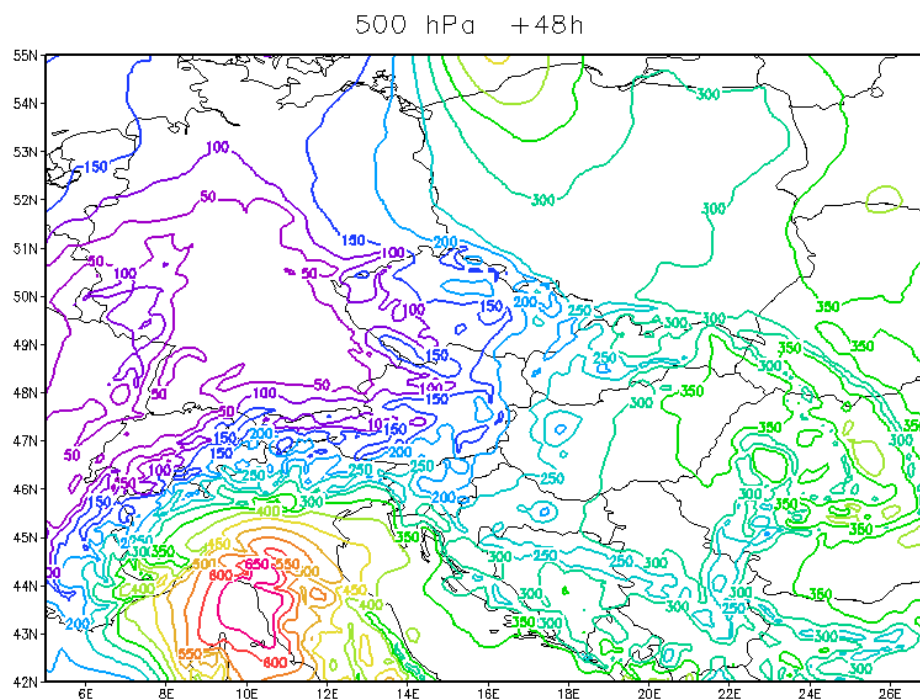
Obrázek 5.2: Průběh chyby teploty, chyby rychlosti větru a chyby geopotenciálu v předpovědi modelu WRF na 24 a 48 hodin na tlakové hladině 500 hPa během měsíce leden, únor a březen roku 2016



Obrázek 5.3: Průběh odchylky předpovědi modelu WRF na 24 (nahore) a 48 hodin (dole) od výstupu modelu GFS pro geopotenciál na tlakové hladině 850 hPa



GRADS: COLA/IGES



GRADS: COLA/IGES

Obrázek 5.4: Průběh odchylky předpovědi modelu WRF na 24 (nahore) a 48 hodin (dole) od výstupu modelu GFS pro geopotenciál na tlakové hladině 500 hPa

Závěr

První kapitola se zabývá základními prvky numerické předpovědi počasí. Jsou vysvětleny základy diferenčního přístupu k řešení rovnic atmosférické dynamiky. Stručně jsou popsány rovnice, z nichž numerický model vychází, a význam parametrizací fyzikálních dějů. Dále je vysvětlen pojem hydrostatická aproximace a důsledky jejího popisu některých atmosférických procesů. Nakonec je věnována pozornost prostorovému a časovému měřítku předpovědi. Ve druhé kapitole je model WRF popsán z teoretického hlediska, jsou uvedeny použité prostorové souřadnice a hlavní dynamické rovnice. Tyto rovnice jsou uvedeny nejprve v základním tvaru a poté v upraveném tvaru zahrnujícím vlhkost. Třetí kapitola stručně popisuje počítačovou realizaci modelu.

Ve druhé polovině práce je diskutována úspěšnost simulace, která byla nastavena v hydrostatickém režimu, a simulace s vnořenou menší oblastí s vyšším rozlišením v nehydrostatickém módu. Ve čtvrté kapitole je nejprve probrán význam validace dat a rozdělení předpovědi na deterministické a pravděpodobnostní. Dále jsou definovány některé meteorologické charakteristiky, které lze z předpovědi získat a validovat. Stručně je popsán přehled počasí během vybrané historické řady a nastavení simulací pomocí modelu WRF. Na ukázkou srovnání obou simulací a pozorovaných dat byly vybrány charakteristiky jako průběh průměrné denní teploty, podíl konvektivních a stratiformních srážek na denním úhrnu, porovnání celkového úhrnu s pozorovanými daty a počet letních dní. Naměřené meteorologické veličiny jsou porovnávány s hodnotami získanými ze simulace v nejbližším uzlovém bodě. Výsledky tohoto porovnání je nutno chápat skutečně pouze jako ukázkou možností validace předpovědi, analýza jednoho vybraného měsíce nemůže dát konkrétní závěry pro posouzení jednotlivých variant nastavení modelu a jejich úspěšnosti. Poslední kapitola porovnává úspěšnost krátkodobé předpovědi na 24 a 48 h, která je od ledna 2016 operativně počítána na Katedře fyziky atmosféry pomocí modelu WRF ARW. Na ukázkou je uvedeno porovnání některých veličin v tlakových hladinách s daty z analýzy globálního modelu GFS pomocí směrodatné odchylky. Tímto porovnáním byl nahrazen poslední bod zadání práce, a to porovnání se simulacemi klimatické aplikace modelu WRF, která nebyla v potřebném čase k dispozici. Ačkoli platí opět, že dosud získaná řada předpovědi je příliš krátká na vyhodnocení kvality předpovědního modelu, některé poznatky o faktorech ovlivňujících chyby modelu se ukazují, např. vliv krajové podmínky nebo topografie.

Seznam použité literatury

1. Bjerknes, V. (1904): Weather forecasting as a problem in mechanics and physics. *Meteorologische Zeitschrift* 21, 1-17
2. Bařka, M. (2014): Předpověď vývoje atmosféry objektivními metodami
3. Trenberth K.E., Smith L. (2004): The Mass of the Atmosphere: A Constraint on Global Analyses
4. Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), ČMeS, dostupný na: <http://slovník.cmes.cz>, poslední přístup 19. 5. 2016
5. 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 16. 5. 2016
6. Laprise, R. (1992): The Euler equation of motion with hydrostatic pressure as independent coordinate. *Mon. Wea. Rev.*, 120 (1), 197-207
7. 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_V3.7/ARWUsersGuideV3.7.pdf, poslední přístup 6. 5. 2016
8. Karlický, J. (2010): Model WRF pro předpověď počasí, bakalářská práce
9. Dee, D. P. et al. (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828