



**MATEMATICKO-FYZIKÁLNÍ
FAKULTA**
Univerzita Karlova

BAKALÁRSKA PRÁCA

Filip Švábik

Predpoved' teploty vzduchu

Katedra fyziky atmosféry

Vedúci bakalárskej práce: Mgr. Peter Huszár, Ph.D.

Študijný program: Fyzika

Študijný odbor: FOF

Praha 2018

Prehlasujem, že som túto bakalársku prácu vypracoval(a) samostatne a výhradne s použitím citovaných prameňov, literatúry a ďalších odborných zdrojov.

Beriem na vedomie, že sa na moju prácu vzťahujú práva a povinnosti vyplývajúce zo zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platnom znení, najmä skutočnosť, že Univerzita Karlova má právo na uzavretie licenčnej zmluvy o použití tejto práce ako školného diela podľa §60 odst. 1 autorského zákona.

V dňa

Podpis autora

Chcem poďakovať vedúcemu mojej práce Mgr. Petrovi Huszárovi, Ph.D. za odborné rady a usmernenie pri písaní. Ďakujem RNDr. Radmile Brožkovej, CSc., Ing. Renému Tydlitátovi a Ing. Ladislavovi Pliskovi za poskytnutie odbornej literatúry a užitočné rady v problematike. Ďakujem rodičom a Kataríne Kováčovej za podporu pri písaní.

Názov práce: Predpoveď teploty vzduchu

Autor: Filip Švábik

Katedra: Katedra fyziky atmosféry

Vedúci bakalárskej práce: Mgr. Peter Huszár, Ph.D., Katedra fyziky atmosféry

Abstrakt: Predpoveď počasia, predovšetkým teploty vzduchu, je dôležitá pre mnohé oblasti ľudskej činnosti, od poľnohospodárstva cez energetický priemysel až po leteckú dopravu. Táto bakalárska práca popisuje postupne rozličné úlohy, ktoré stoja za predpoveďou počasia, pričom sa kladie dôraz na predpoveď teploty vzduchu. Na začiatku práce je podaný stručný prehľad histórie predpovede počasia, od subjektívnych metód po objektívne metódy. Uvádza sa aj popis merania teploty vzduchu pre nasledovné využitie v numerických modeloch. Ďalšia časť práce sa zaoberá samotnou predpoveďou teploty vzduchu, od chodu teploty povrchov a vzduchu cez popis dynamiky atmosféry a rozličných fyzikálnych procesov až po porovnanie určenia teploty vzduchu v často používaných numerických modeloch atmosféry. V poslednej časti práce je venovaná pozornosť verifikácii predpovede počasia a štatistickému vyhodnoteniu úspešnosti predpovede teploty z numerického modelu ALADIN. V súvislosti s leteckou meteorológiou je v práci spomenutý vplyv teploty vzduchu na bezpečnosť leteckej dopravy.

Kľúčové slová: chod teploty, predpoveď, teplota vzduchu

Title: Air temperature and its forecasting

Author: Filip Švábik

Department: Department of Atmospheric Physics

Supervisor: Mgr. Peter Huszár, Ph.D., Department of Atmospheric Physics

Abstract: Weather forecasting, especially air temperature prediction, is important in many areas of human activity, from agriculture through the energy industry to air transport. This bachelor thesis describes successively different tasks which are behind the weather forecast, with an emphasis on the air temperature prediction. A brief overview of the weather forecasting history, from subjective methods to objective methods, is provided at the beginning of the work. A description of the air temperature measurement for the subsequent use in numerical models is also provided. Following part of the thesis deals with the prediction of the air temperature, from the description of the temporal cycles of the surface and air temperature, through the description of atmospheric dynamics and various physical processes, to the comparison of the air temperature determination in the frequently used numerical atmospheric models. The last part of the thesis focuses on the weather forecast verification and statistical evaluation of the air temperature prediction quality using data from the numerical model ALADIN. In relation with aviation meteorology, the work discusses the impact of air temperature on aviation safety.

Keywords: temporal cycles of temperature, forecasting, air temperature

Obsah

Úvod	2
1 História	3
1.1 Subjektívne metódy	3
1.2 Objektívne metódy	3
2 Pozorovanie a zber dát	4
3 Predpoveď teploty vzduchu	6
3.1 Teplota povrchov, vzduchu a ich chod	6
3.1.1 Teplota povrchu pôdy	6
3.1.2 Teplota povrchu vodných plôch	7
3.1.3 Teplota spodných vrstiev vzduchu	7
3.1.4 Mestský tepelný ostrov	8
3.2 Dynamika atmosféry	8
3.3 Numerické riešenie rovníc	11
3.4 Fyzikálne parametrizácie	11
3.4.1 Multifázová vlhká atmosféra	13
3.4.2 Žiarenie	14
3.4.3 Procesy na rozhraní zem–atmosféra	15
3.4.4 Velkopriestorové zrážky	17
3.4.5 Konvekcia a konvekčné zrážky	18
3.4.6 Sub-grid orografia	19
3.5 Numerické modely atmosféry	20
3.5.1 ALADIN	20
3.5.2 ECMWF	23
3.5.3 WRF	25
3.6 Význam teploty vzduchu pre lietanie	28
4 Verifikácia predpovede	29
4.1 Všeobecné informácie	29
4.2 Vyhodnotenie úspešnosti predpovede	30
Záver	32
Zoznam použitej literatúry	34
Zoznam obrázkov	36
Zoznam tabuliek	37
Vysvetlenia použitých pojmov	38
Prílohy	39

Úvod

Počasia je základný faktor, ktorý ovplyvňuje človeka i celé populácie v každodenných odvetviach ich života a premieta sa aj do udalostí, ktoré sprevádzajú ľudí naprieč ich históriou a dejinami. Vplyv počasia je možný pozorovať v osobnom aj v pracovnom živote. Veľmi dôležitý meteorologický prvok je teplota vzduchu, ktorá vo výraznej miere ovplyvňuje nielen ľudí, ale aj zastúpenie fauny a flóry na našej planéte a obecné celý ekosystém.

Na predpovedi počasia sú závislé mnohé odvetvia, ktoré znalosť a predpovedanie podmienok atmosféry, s dôrazom na teplotu vzduchu, využívajú na plánovanie krátkodobých i dlhodobých aktivít, ktoré sú nevyhnutné pre správne fungovanie činností napríklad v poľnohospodárstve (plánovanie žatvy), energetickom priemysle (vykurovanie) či v povrchovej a leteckej doprave.

Letecká doprava je najbezpečnejším spôsobom prepravy ľudí i tovaru, napriek tomu je vo výraznej miere ovplyvnená atmosférickými podmienkami. Predpoveď teploty vzduchu pre ňu zohráva dôležitú úlohu, pretože javy ako námraza, búrková činnosť či prízemné radiačné hmly sú priamo viazané na túto meteorologickú veličinu a môžu vo výraznej miere narušiť bezpečnosť leteckej dopravy a stať sa vznikom nehôd.

Táto bakalárska práca poskytuje pohľad na problematiku procesu predpovede počasia so zameraním na teplotu vzduchu, pretože teplota vzduchu je faktor, ktorý v najväčšej miere ovplyvňuje ľudskú činnosť i samotného človeka, ktorý ju vníma najviac v porovnaní s ostatnými meteorologickými prvkami.

Hlavným cieľom práce je popísať rôzne možnosti predpovede teploty vzduchu a ich porovnanie. Práca poskytuje štatistické vyhodnotenie úspešnosti predpovede z numerického modelu ALADIN.

Bakalárska práca obsahuje stručný prehľad historických udalostí, ktoré stáli za vývojom dnes používaných numerických modelov. V práci sú popísané základné pozorovania používané pre analýzu stavu atmosféry, ktoré je možné rozdeliť na priame a diaľkové. Priame pozorovania pochádzajú z povrchových meteorologických staníc, lodí, bójí, rádiosond či lietadiel. Diaľkové pozorovanie pochádzajú vo veľkej miere zo satelitov.

V ďalšom práca obsahuje popis teploty rôznych povrchov, vzduchu a ich chod, pričom je spomenutý aj fenomén mestského tepelného ostrova. Konkrétne hodnoty teploty vzduchu sú určené dynamikou atmosféry, preto je na jej popis kladený veľký dôraz. Rovnice dynamiky atmosféry sú v dnešných modeloch riešené numerickými metódami, preto je v práci uvedený stručný súhrn týchto metód. Fyzikálne parametrizácie dopĺňujú rovnice dynamiky atmosféry, ktoré nie sú schopné popísať rozličné fyzikálne procesy. Práca obsahuje prehľad rozšírených numerických modelov – ALADIN, ECMWF a WRF. Pre každý model sú uvedené implementované rovnice dynamiky a spôsob výpočtu teploty vzduchu v dvoch metroch.

Najväčší prínos bakalárskej práce predstavuje štatistické vyhodnotenie úspešnosti predpovede z numerického modelu ALADIN, pretože vďaka tejto časti práce bolo možné previesť a vyskúšať časť procesu verifikácie numerického modelu, ktorý je súčasťou vývoja numerických modelov atmosféry.

1. História

Historický prehľad čerpá z Kopáček a Bednář (2005) a Coiffier (2011). Uvádza sa, že prvú meteorologickú mapu publikoval v roku 1820 nemecký meteorológ H. W. Brandes. Rozvoj telegrafov v 19. storočí umožnil výmenu met. správ tak, aby bolo možné spracovávať met. mapy z aktuálnych údajov. V rokoch 1917–1930 predstavuje vrchol vývoja tzv. nórska škola (zakladateľ V. Bjerknes), kde boli rozpracované základné predstavy o trojrozmernej hydrodynamickej a termodynamickej štruktúre vzduchových hmôt, tlakových útvarov a frônt. Pred 2. sv. vojnou sa v USA vytvorila tzv. chicagská meteorologická škola (predstaviteľ C. G. Rossby), kde sa študovala všeobecná cirkulácia atmosféry a po 2. sv. vojne sa rozvíjali predpoklady pre uplatnenie objektívnych metód.

1.1 Subjektívne metódy

Pod subjektívne metódy môžeme zaradiť metódy synoptickej meteorológie, ktoré idú charakterizovať nasledovne. Zhromaždiť údaje o atmosfére z veľkej časti zemského povrchu, tieto údaje usporiadať a zobrazit prostredníctvom met. máp, čím sa získa synoptický prehľad o aktuálnej situácii, ktorá je vzťahnutá ku rovnakému času, a tiež aj o predchádzajúcom vývoji. Na základe svojej subjektívnej skúsenosti a pomocou empirických pravidiel vytvára meteorológ–synoptik extrapoláciu do budúcnosti.

Uvedme z Meteorological Office (1997) príklad empirickej predpovede minimálnej teploty vzduchu T_{min} v nočných hodinách (McKenzieho metóda).

$$T_{min} = \frac{1}{2}(T_{max} - T_d) - K , \quad (1.1)$$

kde T_{max} je maximálna teplota, T_d je teplota rosného bodu (keď nastala teplota T_{max}) a K je konštanta, ktorá závisí na polohe letiska, oblačnosti, vetre a ročnom období.

1.2 Objektívne metódy

Princíp objektívnych metód je v tom, že pokiaľ poznáme stav atmosféry v danom čase, tak je možné časovou integráciou rovníc popisujúcich dynamiku, termodynamiku a energetiku atmosféry dospieť ku prognostickým hodnotám met. prvkov (zložky rýchlosti prúdenia, tlak, teplota, vlhkosť). Súvislý vývoj numerických prognóz bol podmienený nástupom počítačov do praxe. Na konci 40. rokov sa využívali barotropné modely, ktorú uvažovali, že hladiny konštantného tlaku boli tiež hladinami konštantnej teploty a hustoty vzduchu, čo ale znamenalo, že sa tlakové útvary nevyvíjali. Prvú numerickú predpoveď počasia zostavili Charney, Fjörtoft a von Neumann v USA v roku 1950. V 50. rokoch sa už objavujú baroklinné modely, ktoré umožnili vlastný vývoj tlakových útvarov, ale ich operatívne nasadenie nastalo až v 60. rokoch. Na prelome 60. a 70. rokov vznikali modeli, ktoré priamo integrovali základné rovnice a postupne pribúdali parametrizácie fyzikálnych procesov.

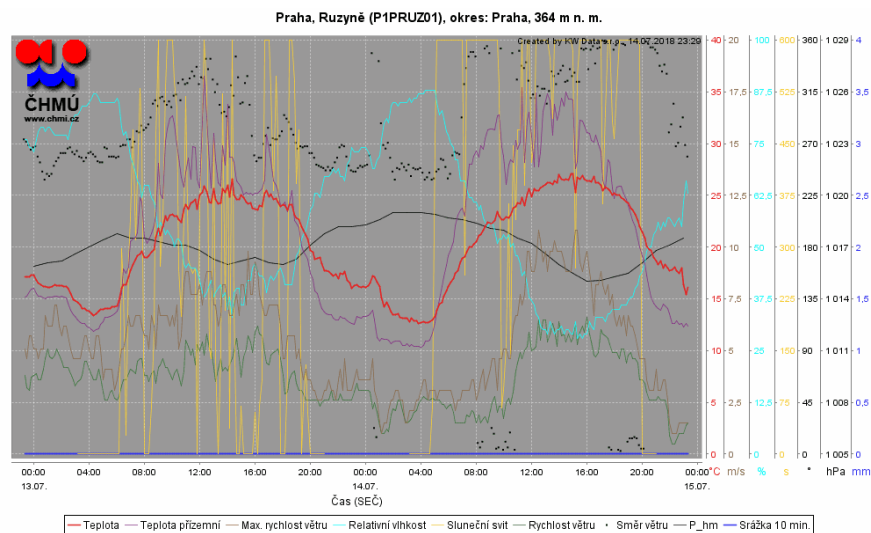
2. Pozorovanie a zber dát

Numerickú predpoveď počasia je možno chápať ako postupnosť úloh, ktorú typicky sú: meranie rôznych parametrov (stavové premenné alebo odvodené veličiny), prenos dát do centier spracovania informácií, pre-processing (dekódovanie správ, kontrola dát a vkladanie do databáz), určenie počiatočných a okrajových podmienok modelu, predpoveď s využitím numerického modelu a možný grafický výstup (Coiffier (2011)).

Z publikácie Owens a Hewson (2018) využijeme informácie pre popísanie merania meteorologických prvkov a ich asimiláciu. Pozorovania používané pre analýzu stavu atmosféry sú dostupné pre synoptické časové obdobie a asynoptické. Môžeme ich zhruba rozdeliť na priame pozorovania a diaľkové.

Priame pozorovania pochádzajú z povrchových meteorologických staníc (príkladom môže byť grafický výstup automatickej met. stanice na obr. 2.1), lodí, bójí a staníc vo väčších výškach (rádiosondy, lietadlá). Systém AMDAR využíva senzory a komunikačné prostriedky lietadiel pre spracovanie a prenos nameraných meteorologických údajov povrchovým staniciam. Meranie teploty vzduchu prebieha štandardne vo výške 2 m nad povrchom, ale meria sa aj prízemná teplota vzduchu (vo výške 5 cm alebo nad snehovou pokrývkou, ČMeS (2017)) a vyššie uvedenými prostriedkami sú merané teploty vzduchu vo vyšších hladinách.

Využívajú sa všetky pozorovania okrem pozorovaní prízemného vetra nad pevninou. Pred samotným procesom asimilácie musí byť zvažované, či sa nemohlo stať, aby dáta boli chybné alebo namerané v zlý čas. Pre väčšinu dát sú dostupné mechanizmy korekcie a duplicitné údaje sú filtrované. Tiež je nutné dávať pozor na kvalitu údajov, pretože kalibrácia meracích prístrojov sa s časom zhoršuje.



Obr. 2.1: Namerané hodnoty z automatickej stanice Praha, Ruzyně.

Diaľkové pozorovania (napr. satelitmi) sa vykonávajú dvoma spôsobmi. Pasívne zariadenia zachytávajú prirodzené žiarenie Zeme, atmosféry a Slnka. Aktívne zariadenia vyžarujú a zachytávajú kolko žiarenia nazad prejde, odrazí sa alebo sa rozptýli. Satelitné údaje sú dôležité kvôli menej pozorovaným oblastiam (oceány, púšte, arktické oblasti). Majú globálne pokrytie s vysokým priestorovým

a časovým rozlíšením, zahrňujú 95% objemu pozorovaných dát. Ich nevýhodou je to že vyžadujú presný prepočet z veličín v modeli do nameraných veličín.

Asimilácia dát využíva namerané údaje pre vytvorenie vstupných a okrajových podmienok pre model, často používaným je systém 4D-Var (four-dimensional variational analysis).

Pre klimatické účely sa často využívajú extrémne hodnoty meteorologických prvkov. Z meteorologického slovníka ČMeS (2017) uveďme dôležité definície o teplote vzduchu. Maximálna (minimálna) teplota je najvyššia (najnižšia) hodnota teploty vzduchu zaznamenaná za určité časové obdobie (deň, mesiac, rok). Maximálna a minimálna teplota sa získava vyhodnotením nameraných dát teplomerom vo výške 2 m nad povrchom za dané obdobie. Maximálna teplota je často označovaná ako najvyššia denná teplota a minimálna teplota ako najnižšia nočná teplota. Priemerná denná teplota vzduchu sa podľa doporučenia WMO (World Meteorological Organization) počíta ako aritmetický podiel hodnôt teploty meraných v pravidelných intervaloch. V ČR je možné ju vyjadriť ako

$$\bar{T} = \frac{T_7 + T_{14} + 2T_{21}}{4}, \quad (2.1)$$

kde indexy 7, 14 a 21 vyjadrujú termíny pozorovania.

3. Predpoveď teploty vzduchu

Po nameraní meteorologických prvkov a ich asimilácie prichádza na rad predpoveď počasia. Konkrétne sa budeme v tejto kapitole venovať predpovedi teploty vzduchu.

3.1 Teplota povrchov, vzduchu a ich chod

Časti 3.1.1 až 3.1.3, ktoré sú zamerané na teplotu rôznych povrchov, vzduchu a ich chod, sú spracované podľa publikácie Kopáček a Bednář (2005).

3.1.1 Teplota povrchu pôdy

Otepľovanie alebo ochladzovanie zemského povrchu je dané tepelnou bilanciou povrchu pôdy. V denných hodinách je okamžitá tepelná bilancia, teda celkový úhrn dodanej a odovzdanej tepelnej energie na jednotku plochy zemského povrchu a jednotku času, vyjadrená ako

$$B_d = S - S_A - E^* - P - V - L , \quad (3.1)$$

kde S je tok energie priameho a rozptýleného slnečného žiarenia, S_A je odrazená časť slnečného žiarenia S od zemského povrchu, E^* je efektívne vyžarovanie zemského povrchu, P je tok energie do hlbších vrstiev pôdy, V je tok energie do priľahlých vrstiev vzduchu z časti molekulárnou vodivosťou, ale vo väčšej miere konvekčnou a turbulenčnou výmenou. L je tok latentného tepla, ktoré sa spotrebuje na vyparovanie vody. V nočných hodinách je okamžitá tepelná bilancia vyjadrená ako

$$B_n = P + V + L - E^* . \quad (3.2)$$

Na pravej strane rovníc (3.1) a (3.2) označujú kladné členy toky smerom k povrchu pôdy a záporné členy toky smerom od povrchu pôdy. Toky P , V a L majú obrátený charakter počas nočných hodín v porovnaní s dennými hodinami.

Denný chod teploty povrchu pôdy predstavuje pri nemenných meteorologických podmienkach periodické kolísanie teploty s jedným minimom okolo východu Slnka a s jedným maximom zvyčajne okolo 13. hodiny miestneho času. Závisí na časovom priebehu okamžitej tepelnej bilancie B_p . Z pozorovaní vyplýva, že povrch pôdy je v denných hodinách teplejší ako vzduch, a v nočných hodinách je teplota povrchu pôdy nižšia ako teplota vzduchu. V tropických oblastiach sa v lete môžu vyskytnúť teploty povrchu pôdy okolo 80 °C. Denná amplitúda teploty povrchu pôdy býva v lete až 20 °C a je vždy podstatne vyššia ako amplitúda teploty vzduchu. Závisí predovšetkým na štyroch faktoroch: oblačnosť, sklon zemského povrchu a jeho orientácia vzhľadom ku svetovým stranám, vlastnosti pôdy (výskyt rastlinného porastu a snehovej prikrývky, albedo pôdy, tepelná vodivosť pôdy, objemové merné teplo pôdy, vlhkosť pôdy) a výmena tepla medzi pôdou a vzduchom.

Ročný chod teploty povrchu pôdy je dôsledkom periodickým zmien insolácie zemského povrchu počas roku. Na severnej pologuli pripadá minimum na január a maximum na júl, na južnej pologuli naopak.

3.1.2 Teplota povrchu vodných plôch

Charakteristickou vlastnosťou časových zmien teploty na povrchu vodných plôch, najmä na povrchu oceánov, sú malé denné i ročné amplitúdy v porovnaní s amplitúdami teploty na povrchu pôdy. Je to dôsledok nasledovných fyzikálnych vlastností vody: objemové merné teplo je dva až trikrát väčšie než u rôznych druhov pevnej pôdy, pre slnečné žiarenie je voda do istej miery priepustná a konvekciou, turbulenciou, prúdením a vlnením dochádza ku premiešavaniu vody do značnej hĺbky.

Denný chod teploty povrchu vodných nádrží nadobúda minimum určitú dobu po východe Slnka a maximum medzi 15. a 16. hodinou miestneho času. Priemerná teplota vody na povrchu oceánov je v tropických oblastiach 25 až 27 °C. Denná amplitúda na povrchu otvorených morí je menšia ako 1 °C, pričom zhruba ubúda s rastúcou zemepisnou šírkou.

Na severnej pologuli má ročný chod teploty povrchu vodných plôch minimum vo februári až marci, maximum v septembri. Ročná amplitúda na povrchu oceánov je približne 7,5 °C v stredných zemepisných šírkach a ubúda smerom ku polárnym oblastiam a rovníku.

3.1.3 Teplota spodných vrstiev vzduchu

Vzduch je slnečným žiarením ohrievaný len veľmi málo, preto je hlavným zdrojom tepla ohriaty zemský povrch. V denných hodinách je zemský povrch vplyvom insolácie teplejší ako vzduch, preto teplo prechádza zo zemského povrchu do vzduchu, ktorý sa ohrieva. V noci zemský povrch stráca teplo vyžarovaním, ochladzuje sa a od neho sa ochladzuje aj vzduch, ktorý predáva teplo chladnejšiemu povrchu. Mechanizmus transportu tepla do atmosféry zahrňuje päť spôsobov: molekulárna vodivosť, konvekcia vrátane termickej turbulencie, dynamická a mechanická turbulencia, radiačný prenos a tok latentného tepla neseného vodnou parou.

Denný chod teploty priľahlých vrstiev vzduchu ku zemskému povrchu zodpovedá dennému chodu teploty zemského povrchu. S rastúcou výškou nad zemským povrchom dochádza ku zmenšovaniu amplitúd a ku oneskoreniu nástupu extrémov teploty vzduchu (dochádza ku fázovému posunu). Denný chod teploty vzduchu v úrovni merania teploty, teda vo výške 1,5 až 2 m nad zemským povrchom, predstavuje jednoduchú vlnu, pričom minimum nastáva okolo východu Slnka, maximum medzi 14. a 15. hodinou miestneho času. Denná amplitúda tejto teploty vzduchu je menšia ako denná amplitúda teploty povrchu pôdy. Denný priebeh teploty vzduchu nad oceánom je rozdielny, pretože denná amplitúda teploty vzduchu je väčšia ako denná amplitúda teploty vody na povrchu mora. Denné maximum teploty vzduchu nad oceánom nastáva už okolo 12:30 miestneho času. Veľkosť dennej amplitúdy teploty vzduchu je ovplyvnená predovšetkým siedmimi faktormi: zemepisná šírka, vzdialenosť od mora, výška nad povrchom, tvar reliéfu, porast, ročné obdobie a oblačnosť.

Ročný chod teploty vzduchu predstavuje v rovníkových oblastiach dvojitú vlnu. Dve maximá sa vyskytujú po rovníkostiach, dve minimá po slnovratoch. Mimo rovníku sa vyskytuje jedno maximum a minimum. Na severnej pologuli pripadá na kontinentoch minimum na január a maximum na júl. Nad oceánmi je minimum vo februári až začiatkom marca, maximum v septembri. Veľkosť ročnej amplitúdy teploty vzduchu ovplyvňujú predovšetkým štyri faktory: zemepisná

šírka, vzdialenosť od mora, výška nad hladinou mora, tvar reliéfu.

3.1.4 Mestský tepelný ostrov

Na denný chod teploty vzduchu má vplyv aj zástavba ako špeciálny, ale pre prostredie, v ktorom žije človek, kľúčový typ povrchu. V tzv. mestskom tepelnom ostrove (angl. Urban Heat Island – UHI) je teplota vzduchu vyššia než v jeho okolí. Tento vplyv je výraznejší v nočných hodinách než počas dňa kvôli vyššej tepelnej kapacite stavebných materiálov v porovnaní s vegetáciou.

Ako príklad uveďme mestský tepelný ostrov Prahy. Zo Žák a kol. (2016) vyplýva, že intenzita tepelného ostrova je približne $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ pri použití priemerných denných teplôt vzduchu. Maximum intenzity nastáva počas júna, minimum počas septembra. Intenzita je výrazne vyššia pre minimálne teploty vzduchu (ročný priemer približne $3\text{ }^{\circ}\text{C}$), ale nižšia pre maximálne teploty vzduchu (ročný priemer približne $1\text{ }^{\circ}\text{C}$).

3.2 Dynamika atmosféry

Táto časť čerpá z publikácie Coiffier (2011) a popisuje dynamické procesy v atmosfére, ktoré určujú konkrétnu hodnotu teploty vzduchu.

Z Eulerových rovníc, ktoré popisujú správanie neviskózných tekutín, sa tzv. tradičnou aproximáciou v meteorológii, ktorá pozostáva z nahradenia atmosféry tenkou vrstvou, vytvorí systém nehydrostatických rovníc, ktoré umožňujú vhodný popis mezoškálového atmosférického prúdenia. Hydrostatická aproximácia pozostáva zo zanedbania vertikálneho zrýchlenia a vedie ku tzv. základným rovniciam. Hoci základné rovnice neumožňujú explicitný popis konvektívneho pohybu, sú značne používané v modeloch predpovedi počasia a v modeloch, ktoré simulujú všeobecnú cirkuláciu atmosféry.

Atmosférické modely pozostávajú zo systému rovníc, ktorých tvar závisí na konkrétnom zvolenom súradnicovom systéme. Pre jednotkovú hmotnosť a relatívnu súradnicovú sústavu majú tieto rovnice nasledujúci tvar

$$\frac{d\mathbf{V}_3}{dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V}_3 - \frac{1}{\rho} \nabla_3 p - \nabla_3 \Phi + \mathbf{F} , \quad (3.3)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \frac{dp}{dt} + \frac{Q}{C_p} , \quad (3.4)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla_3 \cdot \mathbf{V}_3 , \quad (3.5)$$

$$\frac{dq}{dt} = M , \quad (3.6)$$

$$p = \rho RT , \quad (3.7)$$

kde \mathbf{V}_3 je trojrozmerný vektor rýchlosti vetra, $\boldsymbol{\Omega}$ je vektor uhlovej rýchlosti Zeme, ρ je hustota suchého vzduchu, p je tlak suchého vzduchu, Φ je geopotenciál, T je teplota suchého vzduchu, q je merná vlhkosť vzduchu, R je molárna plynová konštanta suchého vzduchu, C_p je merná tepelná kapacita pri konštantnom tlaku pre

suchý vzduch. Symbol ∇_3 označuje operátor gradientu, symbol $\nabla_3 \cdot$ operátor divergencie, symbol d/dt operátor úplnej derivácie podľa času t , ktorého vyjadrenie závisí na použitej sústave súradníc.

Rovnica (3.3) je vyjadrením druhého Newtonovho zákona. Člen $-2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V}_3$ vyjadruje Coriolisovu silu, člen $\frac{1}{\rho} \nabla_3 p$ vyjadruje silu tlakového gradientu, člen $\nabla_3 \Phi$ vyjadruje pôsobenie tiažovej sily a člen \mathbf{F} vyjadruje zdroj a prepad hybnosti, napr. trecia sila. Rovnica (3.4) je vyjadrením prvej hlavnej termodynamickkej vety. Člen Q vyjadruje zdroj a prepad pre teplo. Teplota suchého vzduchu T sa môže zmeniť výmenou tepla alebo konaním práce, čo je možné reprezentovať pomocou vzduchovej častice. Rovnica (3.5) je rovnica kontinuity, ktorá je vyjadrením zákona zachovania hmotnosti. Rovnica (3.6) je vyjadrením bilancie vodnej pary. Člen M vyjadruje zdroj a prepad pre mernú vlhkosť. Rovnica (3.7) je stavová rovnica ideálneho plynu. Predpokladáme, že suchý vzduch je dobre popísaný touto rovnicou.

Vyjadrenie členov \mathbf{F} , Q a M závisí na škále atmosférických pohybov, ktoré majú byť popísané. Pre sucho-adiabatickú atmosféru, kde sa neuvažuje trenie vzduchu, a v ktorej sa tiež neuvažujú fázové prechody vody, a teda z nich plynúci zdroj latentného tepla, sú tieto veličiny nulové. Tieto predpoklady budú nateraz splnené, čím sa rovnica bilancie vodnej pary (3.6) redukuje na advekčnú rovnicu pre pasívny skalár q , ktorý neinteraguje s ostatnými premennými. Preto bude rovnica bilancie vodnej pary (3.6) nateraz vynechaná zo systému rovníc.

Je možné spraviť viaceré zjednodušenia, ak vezmeme do úvahy rády členov v rovniciach (3.3) až (3.5) a (3.7) pre zemskú atmosféru, ktorá je považovaná za tenkú vrstvu. Podľa Phillips (1966) pozostáva tradičná aproximácia v meteorológii z nasledujúcich zjednodušení

- Elipticita zemského geoidu je zanedbaná a gravitačné zrýchlenie g je považované za konštantné. Veličina Φ/g je geopotenciálna výška a je vyjadrená v geopotenciálnych metroch (gpm). Radiálna vzdialenosť od stredu Zeme r je nahradená priemerným polomerom a predpokladanej sférickej Zeme, tzv. aproximácia tenkou vrstvou.
- Vektor uhlovej rýchlosti Zeme $\boldsymbol{\Omega}$ je nahradený jeho lokálnou vertikálnou zložkou, ktorá je $\boldsymbol{\Omega} = \Omega \mathbf{k} \sin \varphi = (f/2) \mathbf{k}$, kde \mathbf{k} označuje jednotkový radiálny vektor (pozdĺž lokálneho vertikálneho smeru), Ω je uhlová rýchlosť Zeme a $f = 2\Omega \sin \varphi$ je Coriolisov parameter.
- Členy ako radiálna zložka derivácií horizontálnych jednotkových vektorov a derivácia vektoru \mathbf{k} sú zanedbané.

Nech $\mathbf{V}_3 = \mathbf{V} + w\mathbf{k}$ v rovnici (3.3), kde \mathbf{V} je dvojrozmerný vektor horizontálneho vetra a w je vertikálna zložka vetra. Pracujeme v štandardnej súradnicovej sústave. Obdržíme systém nehydrostatických rovníc

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -f\mathbf{k} \times \mathbf{V} - \frac{RT}{p} \nabla p, \quad (3.8)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{RT}{p} \frac{\partial p}{\partial z} - g, \quad (3.9)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \frac{dp}{dt}, \quad (3.10)$$

$$\frac{dp}{dt} = -\frac{p}{1-\kappa} \left(\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{dw}{dz} \right), \quad (3.11)$$

kde $\kappa = R/C_p$. Rovnice (3.8) až (3.11) popisujú vývoj piatich meteorologických prvkov: tri zložky vektoru rýchlosti vetra (\mathbf{V} a w), teplotu vzduchu T a tlak vzduchu p . Posledná rovnica (3.11) je získaná zlúčením rovnice kontinuity (3.5) a rovnice (3.4). Systém rovníc (3.8) až (3.11) môže byť použitý pre modelovanie atmosférického prúdenia pre široký rozsah priestorových škál, od planetárnej po mezoškálu. Umožňuje simulovať šírenie Rossbyho vln, vnútorných gravitačných vln a dokonca aj zvukových vln. Kvôli použitej aproximácii tenkou vrstvou nemôžu byť rovnice (3.8) až (3.11) použité na simulovanie geofyzikálnych tekutín s veľkým vertikálnym rozsahom, napr. na plynných planétach.

Pre synoptické škály platí, že vertikálna rýchlosť vetra w má o rád nižšie hodnoty ako horizontálna rýchlosť vetra \mathbf{V} . Tento predpoklad je oprávnený pre zemskú atmosféru pokiaľ sledujeme javy, ktorých horizontálna škála je väčšia ako približne 10 km. Takže je možné v rovnici (3.9) zanedbať člen dw/dt . Rovnica (3.9) sa stane diagnostickou a je známa ako rovnica hydrostatickej rovnováhy

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \quad (3.12)$$

Substitúciou výrazu pre hustotu ρ z rovnice (3.7) do rovnice (3.12) dostaneme iný tvar hydrostatického vzťahu, ktorý po pridaní ku rovniciam (3.8) až (3.11) dáva systém základných rovníc

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -f\mathbf{k} \times \mathbf{V} - \frac{RT}{p} \nabla p, \quad (3.13)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \frac{dp}{dt}, \quad (3.14)$$

$$\frac{dp}{dt} = -\frac{p}{1-\kappa} \left(\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{dw}{dz} \right), \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{RT} g. \quad (3.16)$$

Systém rovníc (3.13) až (3.16) je dôležitý pre simuláciu atmosférických pohybov, ktorých horizontálna priestorová škála presahuje približne 10 km, ale vylučuje jeho použitie napr. pre explicitné modelovanie konvektívnych pohybov. Systém rovníc (3.13) až (3.16) umožňuje vziať do úvah Rossbyho vlny a vnútorné gravitačné vlny, ale eliminuje zvukové vlny kvôli použitiu hydrostatickému vzťahu (3.12). Základné rovnice sú základom väčšiny numerických modelov atmosféry, ktoré používajú meteorologické služby pre predpoveď počasia (v každom prípade až do konca 90. rokov).

3.3 Numerické riešenie rovníc

Rovnice dynamiky atmosféry sú riešené viacerými typmi numerických metód. Z publikácie Coiffier (2011) čerpáme informácie pre stručný popis týchto spôsobov.

Jednou možnosťou je metóda konečných diferencí. Výpočet parciálnej derivácie funkcie v konkrétnom bode pozostáva z výpočtu rozdielu funkčných hodnôt v prilahlých bodoch. Existuje viacero typov tejto aproximácie, napr. tzv. „forward difference“ (aproximácia prvého rádu) či „central difference“ (aproximácia druhého rádu). Metódu konečných diferencí je možné aplikovať aj pre určenie parciálnych derivácií vyšších rádov a umožňuje vypočítať priestorové a časové derivácie, čo je využívané pre numerickú integráciu rovníc dynamiky atmosféry

Hodnoty poľa, ktoré sa spracováva, sú určené na uzlových bodoch výpočtovej siete, napr. obdĺžniková výpočtová sieť pre dvojrozmerné pole. Výpočtová sieť je charakterizovaná horizontálnym rozlíšením, čo je vzdialenosť medzi susediacimi uzlovými bodmi. Ku horizontálnej výpočtovej sieti sa pridáva aj vertikálna, ktorá rozdeľuje atmosféru na hladiny. Rovnice dynamiky atmosféry obsahujú viaceré premenné (napr. zložky vektoru vetra, teplota, tlak), preto boli vytvorené rozličné typy výpočtových sietí, aby tieto rovnice mohli byť vypočítané s čo najväčšou presnosťou. Typy výpočtových sietí sa líšia predovšetkým usporiadaním premenných.

Druhou možnosťou numerického riešenia je využitie spektrálnych metód. Tie priamo nevyužívajú hodnoty v uzlových bodoch výpočtovej siete, ale zahŕňajú rozvoj funkcií do radov. V atmosférických modeloch, najmä v globálnych, sa pre zaobchádzanie s horizontálnymi poliami častejšie využívajú spektrálne metódy namiesto metódy konečných diferencí.

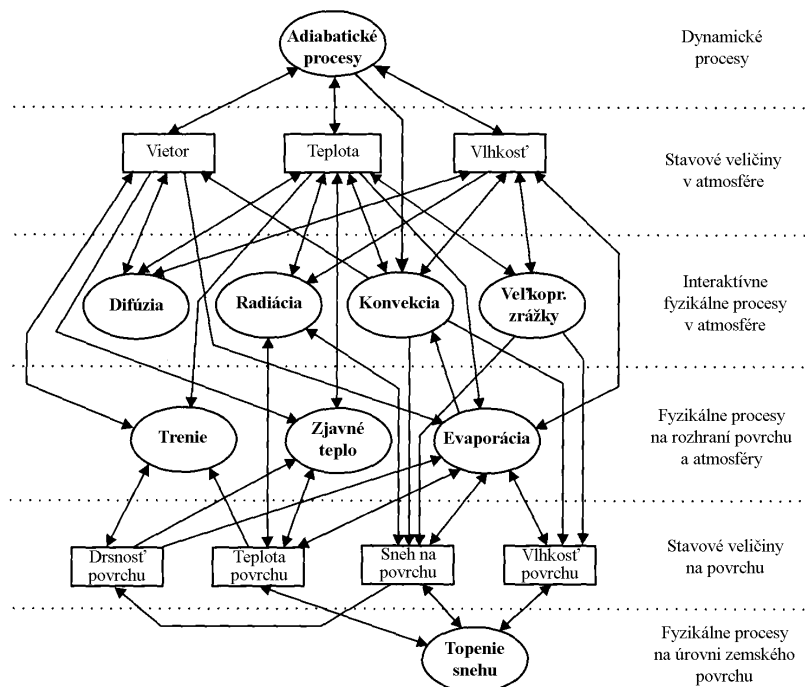
3.4 Fyzikálne parametrizácie

Nasledujúce časti zamerané na popis fyzikálnych parametrizácií vychádzajú z publikácie Coiffier (2011).

Pri zostavení realistických predpovedných modelov sa do úvahy musia vziať aj fyzikálne procesy, ktoré nie sú popísané rovnicami (3.13) až (3.16) sucho-adiabatickej atmosféry (tj. kde neuvažujeme trenie vzduchu), pretože tieto procesy zahrňujú omnoho menšie škály než tie uvažované dynamickým modelom. Výsledkom fyzikálnych procesov sú výmeny hybnosti, tepla a vodnej pary v atmosfére, ako aj medzi atmosférou a jej okolím (Zem, prípadne vesmír).

Keďže tieto procesy nemôžu byť simulované explicitne, tak sa určuje, kde a kedy sa vyskytujú a počíta sa ich priemerný efekt pre každú prognostickú premennú modelu (napr. teplota). Toto sa nazýva parametrizovaním efektu fyzikálneho procesu pre škály menšie než tie riešené dynamickým modelom, tzv. sub-grid škály. Parametrizácia efektov fyzikálnych procesov na sub-grid škále preto závisí na priestorových a časových škálach riešených rovnicami modelu. Musí správne simulovať rôzne energetické a hydrologické cykly, ale kvôli výpočtovým nárokom a komplexnosťou cyklov sú zavedené rôzne zjednodušujúce predpoklady. Kvôli výmene so zemským povrchom sa zavádzajú rozličné charakteristiky zemského povrchu (napr. parameter drsnosti) a nové premenné (napr. teplota pôdy, vlhkosť pôdy), ktorých vývoj sa popisuje ďalšími prognostickými rovnicami.

Parametrizácia fyzikálnych procesov na sub-grid škále pozostáva v popise spôsobu, ako sa premenné modelu a novozavedené premenné navzájom ovplyvňujú. Tento postup vedie ku výpočtu členov \mathbf{F} , Q a M (vstupy hybnosti, energie a vodnej pary z fyzikálnych procesov), ktoré sa vyskytujú v rovniciach (3.3), (3.4) a (3.6). Tieto členy sú nazývané fyzikálne tendencie.



Obr. 3.1: Fyzikálne interakcie (podľa Coiffier (2011)).

Hlavné parametrizované fyzikálne procesy pri používaní základných rovníc (3.13) až (3.16) sú

- žiarenie a jeho interakcia s rôznymi atmosférickými zložkami,
- výmeny tepla, vlhkosti a hybnosti so zemským povrchom a ich vertikálne prerozdelenie vplyvom turbulentných tokov,
- veľkopriestorové zrážky,
- konvekcia a s ňou spojené zrážky,
- efekty sub-grid orografie na modelom popísanú časť prúdenia.

Rozličné fyzikálne procesy sa navzájom ovplyvňujú značne komplikovaným spôsobom, ktorý je naznačený na obr. 3.1, zahŕňajúcim viaceré spätné väzby. Správna simulácia týchto spätných väzieb je veľmi dôležitá, aby sa zabránilo tvorbe nerealistických kladných spätných väzieb.

Rovnice (3.3) až (3.5) a (3.7) a základné rovnice (3.13) až (3.16) sa vzťahovali na suchú atmosféru. Rovnica (3.6) umožnila popísať vývoj vodnej pary, pričom člen M predstavuje výpar a kondenzáciu vodnej pary (výpar z oblačných a dažďových kvapiek, výpar z ľadových častíc, kondenzácia na oblačných kondenzačných jadrách, kondenzácia na už existujúcich časticách vody a depozícia na ľadové častice). Ďalej nasleduje časť 3.4.1 o reálnejšom popise atmosféry a po nej budú veľmi stručne uvedené príklady jednotlivých parametrizácií fyzikálnych procesov.

3.4.1 Multifázová vlhká atmosféra

Pre reálnejší popis atmosféry sa vezmú do úvahy všetky zložky uvažovanej vzduchovej častice: suchý vzduch, vodná para, voda v kvapalnom skupenstve a ľad. V publikácii Catry a kol. (2007) je navrhnutý spôsob zaobchádzania s vlhkým vzduchom, ktorý je založený na niekoľkých zjednodušeníach. Najdôležitejšie z nich sú

- atmosféra je v každom okamihu v stave termodynamickej rovnováhy,
- suchý vzduch a vodná para sa riadia Boyle-Mariottovým a Daltonovým zákonom,
- merné tepelné kapacity zložiek nezávisia na teplote,
- rozličné zložky atmosféry majú rovnakú teplotu.

Vezmime objem vlhkého vzduchu jednotkovej hmotnosti a q_d , q_v , q_l , q_r , q_i a q_s sú označenia postupne pre merné koncentrácie suchého vzduchu, vodnej pary, vody v kvapalnom skupenstve (oblačnosť), zrážkovej vody (dážď), ľad (oblačnosť) a zrážkovú ľad (sneh). Tieto koncentrácie splňujú

$$q_d + q_v + q_l + q_r + q_i + q_s = 1 . \quad (3.17)$$

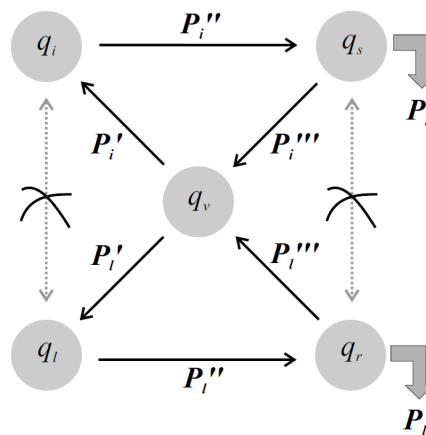
Molárna plynová konštanta R vzťahujúca sa ku vlhkému vzduchu je za daných predpokladov

$$R = q_d R_d + q_v R_v , \quad (3.18)$$

kde R_d a R_v sú molárne plynové konštanty vzťahujúce sa ku suchému vzduchu a ku vodnej pare. Zrážkové toky odpovedajúce dažďu a snehu sú

$$P_l = -\rho_r w_r \text{ a } P_i = -\rho_s w_s , \quad (3.19)$$

kde ρ_r a ρ_s je hustota dažďa a snehu, w_r a w_s sú vertikálne rýchlosti vzťahujúce sa ku ťažisku uvažovanej vzduchovej častice. Tieto toky sú počítané kladne smerom nadol.



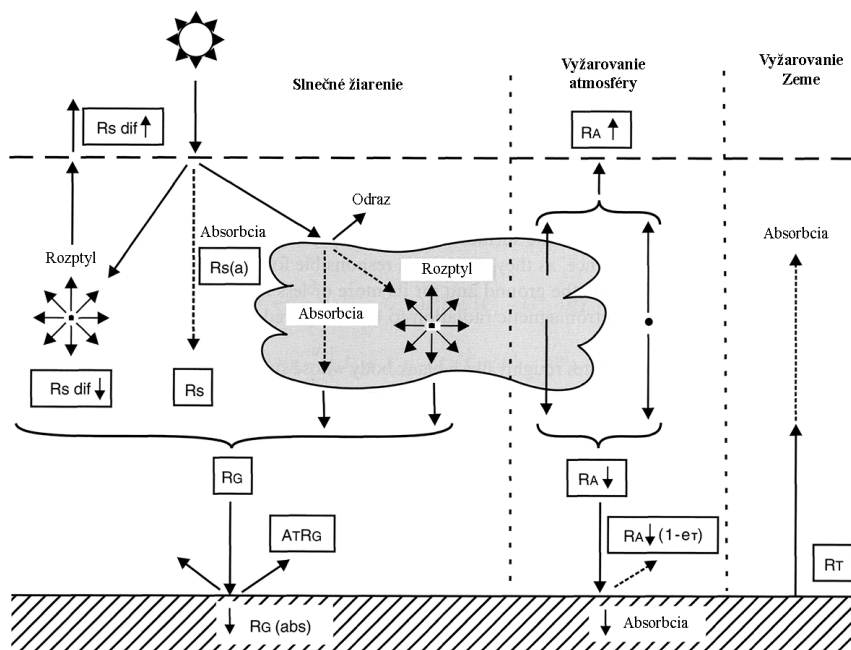
Obr. 3.2: Reprezentácia mikrofyzikálnej schémy pre fázové prechody vody v atmosfére (z Catry a kol. (2007)).

Fázové prechody medzi vodnou parou a ostatnými kondenzovanými skupenstvami sú spôsobené mikrofyzikálnymi procesmi, ktoré sú interpretované ako pseudo-toky. P_i' reprezentuje prechod medzi vodnou parou a vodou v kvapalnom skupenstve (oblačnosť) spôsobený procesmi kondenzácie a vyparovania. P_i'' reprezentuje prechod medzi vodou v kvapalnom stave a dažďom spôsobený procesmi autokonverzie (ako dôsledok koalescenčného rastu). P_i''' reprezentuje prechod medzi dažďovou vodou a vodnou parou spôsobený vyparovaním zrážok v tekutom skupenstve. P_i' reprezentuje prechod medzi vodnou parou a ľadom (oblačnosť) spôsobený procesmi tuhnutia a sublimácie. P_i'' reprezentuje prechod medzi ľadom a snehom spôsobený procesmi autokonverzie (agregácia kryštálov). P_i''' reprezentuje prechod medzi snehom a vodnou parou spôsobený depozičným rastom a sublimáciou snehových zrážok.

Tieto interakcie medzi rozličnými fázami vody pomocou pseudo-tokov sú znázornené na obr. 3.2. Ostatné zmeny z jedného skupenstva vody na iné môžu byť vytvorené z vybratých ôsmich. Tento spôsob zaobchádzania s vlhkým vzduchom teoreticky popisuje pomocou pseudo-tokov interakcie medzi rozličnými zložkami vlhkého vzduchu.

3.4.2 Žiarenie

V predpovednom modeli pozostáva uvažovanie elektromagnetického žiarenia vo výpočte tokov energie na vzájomných hraniciach modelových vrstiev. Z týchto tokov je možné vypočítať zdroje a prepady tepla pre dané vrstvy modelu. Veľký význam majú toky na spodnom okraji najnižšej vrstvy modelu, pretože sú predovšetkým zodpovedné za chod teploty v blízkosti zemského povrchu. Uvažované zdroje elektromagnetického vyžarovania sú Slnko, Zem a samotná atmosféra.



Obr. 3.3: Výmeny žiarenia (podľa Coiffier (2011)).

Slnko vyžaruje podobne ako absolútne čierne teleso, ktorého povrchová teplota je pravdepodobne okolo 6000 K. Vlnová dĺžka slnečného žiarenia je od 0,2 μm

až do 4 μm , a preto je nazývané krátkovlnným žiarením. Slnčné žiarenie je čiastočne pohltené atmosférickými plynmi. Kyslík, dusík a najmä ozón (O_3), ktorý sa nachádza prevažne v stratosfére, pohlcujú skoro všetko ultrafialové žiarenie. Slnčné žiarenie sa v atmosfére rozptyľuje. V neprítomnosti oblakov je tento rozptyľ spôsobený atmosférickými plynmi (Rayleighov rozptyľ) a aerosolmi (Mieov rozptyľ), ktoré tiež absorbujú malú časť slnečného žiarenia (predovšetkým tzv. „black carbon“). Kvôli prítomnosti vodných kvapiek a ľadových kryštálov fungujú oblaky ako difúzne prostredie a tiež pohlcujú časť slnečného žiarenia. Zem pohlcuje časť dopadajúceho žiarenia a zvyšok je odrazený. Množstvo odrazeného žiarenia závisí na albede povrchu A_T , ktorého hodnota je ovplyvnená typom povrchu (napr. oceán, vegetácia, pôda, sneh, zastavaná plocha) a vlnovou dĺžkou žiarenia.

Zem má teplotu približne 288 K, vďaka čomu je vlnová dĺžka žiarenia Zeme od 5 μm do 100 μm (infračervená oblasť), a preto je nazývané dlhovlnným žiarením. Intenzita vyžarovania Zeme je $R_T = e_T \sigma T_S^4$, kde T_S je teplota zemského povrchu, e_T je jeho emisivita (závisí na teplote T_S a type povrchu), σ je Stefan-Boltzmannova konštanta. Žiarenie Zeme je takmer celé pohltené atmosférou, pretože vodná para a oxid uhličitý v troposfére pohlcujú infračervené žiarenie.

Podľa Kirchhoffovho zákona vrstvy atmosféry obsahujúce oblačnosť, aerosoly, vodnú paru, oxid uhličitý a ozón (O_3), vyžarujú rovnaké množstvo žiarenia ako absorbujú. Toto žiarenie sa nachádza v infračervenej oblasti.

Pre správny popis žiarenia v predpovednom modeli je nutné vziať do úvahy všetky výmeny žiarenia. Obrázok 3.3 znázorňuje výmeny s vesmírom (dominujúce), ale aj výmeny medzi vrstvami atmosféry a výmeny medzi zemským povrchom a vrstvami atmosféry.

3.4.3 Procesy na rozhraní zem–atmosféra

Výmena hybnosti, tepla a vlhkosti medzi atmosférou a zemským povrchom má kľúčový dopad na teplotu, vietor a vlhkosť atmosféry nielen blízko zemského povrchu, ale aj vo väčších výškach.

Hraničná vrstva atmosféry (angl. atmospheric boundary layer – ABL) je časť atmosféry nachádzajúca sa do výšky približne 1500 m, kde turbulentné pohyby prispievajú ku výmene hybnosti (trenie), zjavného tepla (vedenie) a vodnej pary (evaporácia) medzi zemským povrchom a atmosférou. V hraničnej vrstve atmosféry je možné ešte rozlíšiť ďalšie vrstvy. Vrstva konštantného toku (angl. surface layer) zaberá asi 10 % spodnej časti hraničnej vrstvy atmosféry a turbulentné toky tu majú odchýlky menej ako 10 % ich rádu (Stull (1988)). Vrstva konštantného toku je hrubá asi 50 až 100 m a môžu sa v nej zanedbať efekty Coriolisovej sily. V turbulentnej hraničnej vrstve atmosféry sa vyskytuje aj laminárne prúdenie nad hladkými povrchmi (napr. vodná hladina) v tenkej laminárnej podvrstve.

Vektor horizontálneho vetra \mathbf{V} (3.8) má dve na seba kolmé zložky u a v , vertikálna zložka vetra w je na ne kolmá. Pre zjednodušenie popisu sa zvolí súradnicová sústava tak, aby $\bar{v} = 0$, kde vodorovný pruh značí priemer. Turbulentné toky hybnosti, suchej statickej energie a vlhkosti (na ľavej strane rovníc) je možné v danom poradí vyjadriť ako

$$\overline{\rho w' u'} = -\rho (u^*)^2, \quad (3.20)$$

$$\overline{\rho w' s'} = -\rho u^* s^*, \quad (3.21)$$

$$\overline{\rho w' q'} = -\rho u^* q^* , \quad (3.22)$$

kde ρ je hustota vzduchu, q je merná vlhkosť, w' , u' , s' a q' sú turbulentné komponenty (fluktuácie) veličín w , u , s a q . Spriemerovanie veličín je značené vodorovným pruhom. Nové veličiny u^* , s^* a q^* sa nazývajú dynamická rýchlosť, škálovaná suchá statická energia a škálovaná merná vlhkosť.

Turbulentné toky je možné vyjadriť pomocou koeficientov celkového transferu (angl. bulk transfer coefficients)

$$\rho(u^*)^2 = \rho C_D u_N^2 , \quad (3.23)$$

$$\rho u^* s^* = \rho C_H u_N (s_N - s_S) , \quad (3.24)$$

$$\rho u^* q^* = \rho C_E u_N (q_N - q_S) , \quad (3.25)$$

kde u_N , s_N a q_N sú hodnoty u , s a q vo výške z_N , z_N je výška najnižšej vrstvy modelu a s_S a q_S sú prízemné hodnoty veličín s a q . Veličiny C_D , C_H a C_E sú koeficienty celkového transferu pre hybnosť, teplo a vlhkosť a ich vyjadrenie z (3.23) až (3.25) je

$$C_D = \left(\frac{u^*}{u_N} \right)^2 , \quad (3.26)$$

$$C_H = \frac{u^* s^*}{u_N (s_N - s_S)} , \quad (3.27)$$

$$C_E = \frac{u^* q^*}{u_N (q_N - q_S)} . \quad (3.28)$$

Pokiaľ je najnižšia vrstva modelu vo vrstve konštantného toku, potom je možné aplikovať výsledky Moninovej a Obuchovovej teórie podobnosti. Tá požaduje, aby hraničná vrstva atmosféry bola horizontálne homogénna, kvázistacionárna a aby bolo možné zanedbať vplyv Coriolisovej sily a sily tlakového gradientu, čo je prípad vrstvy konštantného toku. Táto teória hovorí o tom, ako spolu súvisia vertikálne gradienty veličín u , s , q a turbulentné toky, čo je vyjadrené nasledovne

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{\kappa(z + z_0)} \Phi_1 \left(\frac{z + z_0}{L} \right) , \quad (3.29)$$

$$\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{s^*}{\kappa(z + z_{0H})} \Phi_2 \left(\frac{z + z_{0H}}{L} \right) , \quad (3.30)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{q^*}{\kappa(z + z_{0H})} \Phi_2 \left(\frac{z + z_{0H}}{L} \right) , \quad (3.31)$$

kde κ je von Kármánova konštanta, z je výška nad povrchom, z_0 a z_{0H} sú parametre drsnosti povrchu, Φ_1 a Φ_2 sú empiricky zistené podobnostné funkcie a L je Moninova a Obuchovova dĺžka

$$L = \frac{\overline{s}(u^*)^2}{g\kappa s^*} , \quad (3.32)$$

kde \bar{s} je priemerná hodnota s vo vrstve konštantného toku. V tabuľke 3.1 sú uvedené hodnoty parametru z_0 pre rozličné typy povrchov.

Typ povrchu	z_0 (m)
otvorené more	0,0002
sneh	0,005
tráva	0,03
les	1,0

Tabuľka 3.1: Hodnoty parametru z_0 pre rôzne typy povrchov.

V prípade indiferentného teplotného zvrstvenia ($s_N = s_S$, $s^* = 0$) sa z rovníc (3.29) a (3.30) limitne obdržia vzťahy

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{z}{z_0} \right), \quad (3.33)$$

$$s(z) - s_S = \frac{s^*}{\kappa} \ln \left(1 + \frac{z}{z_{0H}} \right), \quad (3.34)$$

ktoré dávajú logaritmické profily rýchlosti vetra u a suchej statickej energie s . Porovnaním rovníc (3.33) a (3.34) s rovnicami (3.23) a (3.24) sa dostanú vzťahy pre koeficienty celkového transferu v prípade indiferentného teplotného zvrstvenia

$$C_{ND} = \left[\frac{\kappa}{\ln \left(1 + \frac{z}{z_0} \right)} \right]^2, \quad (3.35)$$

$$C_{NH} = \frac{\kappa^2}{\ln \left(1 + \frac{z}{z_0} \right) \ln \left(1 + \frac{z}{z_{0H}} \right)}. \quad (3.36)$$

Pre stabilné a instabilné teplotné zvrstvenia atmosféry sa hľadajú približné analytické riešenia funkcií Φ_1 a Φ_2 pre výpočet veličín u , s a q v určitej výške nad zemským povrchom. Zo suchej statickej energie s je potom možné vypočítať teplotu vzduchu, najčastejšie požadovanú pre výšku 2 m nad zemským povrchom.

3.4.4 Velkopriestorové zrážky

Velkopriestorové zrážky sú do určitej miery výsledkom dynamiky atmosféry na škále modelu. Ten neberie do úvahy zrážky vyplývajúce z vertikálnych pohybov na sub-grid škále.

Veľmi zjednodušená schéma využíva len jednu prognostickú premennú, ktorá charakterizuje vlhkosť vrstvy atmosféry. Zakladá sa na fakte, že v atmosfére je pozorovaná len malá presýtenosť, teda skoro všetka skondenovaná voda vypadáva okamžite ako zrážky a len malá časť ostáva vo forme kvapiek alebo kryštálov, ktoré tvoria oblačnosť.

Výpočet zrážok v atmosférickej vrstve

Označme teplotu atmosférickej vrstvy T , jej mernú vlhkosť q a mernú vlhkosť nasýteného vzduchu $q_{sat}(T,p)$, ktorá závisí na teplote T a tlaku p . Nech má atmosférická vrstva na začiatku teplotu T' , mernú vlhkosť q' a priemerný tlak p .

Pokiaľ je táto vrstva nasýtená, prebytočná vodná para kondenzuje a vypadáva vo forme zrážok do nižšej vrstvy. Výsledný stav vrstvy je charakterizovaný teplotou vzduchu $T'' = T_w$ (teplota vlhkého teplomeru) a mernou vlhkosťou $q'' = q_{sat}(T'', p) = q_w$. Vrstva, v ktorej nastala kondenzácia, sa ohriala vplyvom uvoľneného latentného tepla.

Pokiaľ atmosférická vrstva nie je nasýtená, padajúce zrážky z vyššej vrstvy sa vyparujú a ochladzujú atmosférickú vrstvu. Časť zrážok, ktoré sa nevyparili, sa predtým ako vypadne do nižšej vrstvy môže roztopiť alebo zamrznúť (závisí na ich type a teplote vrstvy).

Evaporácia zrážok počas padania

Empirický Marshallov a Palmerov vzťah, ktorý udáva počet N dažďových kvapiek priemeru D v jednotkovom objeme, je

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}, \quad (3.37)$$

kde λ charakterizuje intenzitu zrážok a N_0 je konštanta. Uvažuje sa, že dažďová kvapka dosahuje limitnú rýchlosť pádu okamžite. Vzťah (3.37) sa využíva pri počítaní toku zrážok P všetkých kvapiek. Evaporácia dažďovej kvapky s priemerom D s časom sa riadi vzťahom

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -bD^\beta \rho(q_w - q), \quad (3.38)$$

kde ρ je hustota vlhkého vzduchu, $b = b(p, T)$ a β je voliteľný koeficient.

Ďalej sa uvažuje o zmene toku zrážok medzi dvoma vrstvami atmosféry, ktoré sú od seba vzdialené dz . Tým je možné eliminovať parameter λ z (3.37). Pre troposféru, v ktorej sa uvažuje štandardný atmosférický profil tlaku p a teploty T , vyplynie

$$\frac{d\sqrt{P}}{dp} = -\frac{1}{p^2} C_{evap}(q_w - q), \quad (3.39)$$

kde P je tok zrážok všetkých kvapiek a $C_{evap} = 4,8 \times 10^6$.

3.4.5 Konvekcia a konvekčné zrážky

Charakteristické škály konvektívneho pohybu sú od pár metrov (termiky) do niekoľko stoviek metrov (stúpajúce a klesajúce konvektívne prúdy). Takéto pohyby nie sú zvládnuté dynamikou dnešných modelov, predovšetkým modelov, ktoré využívajú základné rovnice (predpoklad hydrostatickej rovnováhy). Rovnako to platí aj pre nehydrostatické modely, ktorých horizontálne rozlíšenie je niekoľko kilometrov. Efekty konvekcie sa však nedajú zanedbať, pretože majú dopad na výmenu hybnosti, tepla a vlhkosti medzi zemským povrchom a atmosférou a na zrážky (ktoré sa označujú ako konvekčné zrážky).

Parametrizácia efektov konvekcie je obtiažnou úlohou predovšetkým kvôli tomu, že konvekcia je interaktívny proces zahŕňajúci široký rozsah časových aj priestorových škál. Je možné predpokladať, že veľkopriestorová cirkulácia vytvára oblasti, ktoré napomáhajú tvorbe konvekcie ako aj to, že efekty konvekcie vytvárajú zmeny vo veľkopriestorovej cirkulácii.

Pre určenie zdrojov energie konvektívnych pohybov sa v publikácii Piriou (2005) zavádza rýchlosť vztlakovej konvekčnej kondenzácie (angl. rate of buoyant convective condensation – BCC)

$$BCC = \begin{cases} - \left(\frac{dq}{dt} \right)_{cond} , & \text{ak } \left(\frac{dq}{dt} \right)_{cond} < 0 \text{ a vz. častica je instabilná} \\ 0 , & \text{inak ,} \end{cases} \quad (3.40)$$

kde q je merná vlhkosť uvažovanej vzduchovej častice. Veličina BCC reprezentuje zdroj kondenzačných produktov pri vlhkej konvekčii. Na ďalšie procesy, ktoré sa vyskytujú pri konvekčii, ako napr. konvekčné zrážky alebo zostupný konvektívny prúd (angl. downdraft), sa môže nazerať ako na dôsledky kondenzácie spôsobenej konvekčnou instabilitou vnútri výstupných konvektívnych pohybov (angl. updrafts).

Z publikácie Siebesma a kol. (2003) vyplýva, že vertikálna rýchlosť (kladne nahor) vzduchovej častice w_c pri konvekčii spĺňa vzťah

$$\frac{1}{2} \frac{dw_c^2}{dz} = aB - b\epsilon w_c^2 , \quad (3.41)$$

kde z je výška nad zemským povrchom, a a b sú konštanty, ϵ je voliteľná premenná a $B = g(\theta_c - \theta_e)/\theta_e$ je vztlaková sila pôsobiaca na vzduchovú časticu, pričom g je gravitačné zrýchlenie, θ_c je potenciálna teplota vzduchovej častice a θ_e je potenciálna teplota jej okolia.

Integráciou rovnice (3.41) vertikálne nahor počítame vykonanú prácu. Ak je vzduchová vrstva stabilná, táto práca je záporná a prispieva ku CIN (angl. Convective INhibition), ktorá udáva energiu potrebnú na prekonanie vztlakovej sily v stabilnej vrstve. Ak je práca kladná, prispieva ku $CAPE$ (angl. Convective Available Potential Energy), ktorá udáva celkovú energiu, ktorá môže byť premenená na kinetickú energiu. V prípade $CAPE > CIN$ môže nastať konvekcia. Platí, že maximálna vertikálna rýchlosť vzduchovej častice w_c^{max} je

$$w_c^{max} = 2(CAPE - CIN) . \quad (3.42)$$

3.4.6 Sub-grid orografia

Časť zameraná na popis sub-grid orografie vychádza z odborného textu Persson a Grazzini (2007).

Dáta pre reprezentáciu orografie v modeloch spravidla vychádzajú z údajov s horizontálnym rozlíšením 1 km a menej, príkladom môže byť projekt GLOBE (Global Land One-km Base Elevation Project) či dáta GTOPO z USGS (U.S. Geological Survey). Tieto údaje obsahujú hodnoty priemernej výšky nad morom, zastúpenie pevniny a zastúpenie rozličných typov vegetácie. Z týchto detailných údajov sa tvorí súhrn pre hrubšie horizontálne rozlíšenie využívané v modeloch.

Výsledná stredná hodnota orografie predstavuje celkom realistický popis väčšiny územia, ale nie je dostatočná v oblastiach vysokých hôr, kde je značná premenlivosť sub-grid orografie.

Gravitačné vlny sú tvorené prechodom prúdenia so stabilným zvrstvením ponad pohoria. Vďaka nim je prúdenie na väčších škálach menej zonálne. V závislosti na lokálnych dynamických a teplotných pomeroch môže orografia blokovať nízko hladinové prúdenie než aby prešlo ponad pohoria.

Pre reprezentáciu týchto javov v modeloch je stredná hodnota orografie doplnená ďalšími údajmi zo sub-grid škály: štandardná odchýlka, anizotropia (pomer strán prekážok), sklon prekážok, geografická orientácia.

3.5 Numerické modely atmosféry

Numerické atmosférické modely sú založené na rovniciach, ktoré popisujú dynamiku atmosféry a ktoré sú riešené rôznymi numerickými metódami. Pre dynamiku atmosféry sa používajú základné rovnice (3.13) až (3.16) (hydrostatické modely) alebo Eulerove rovnice (3.3) až (3.7) (nehydrostatické modely). Ku týmto rovniciam sú pridané následne rovnice parametrizácií fyzikálnych procesov. Modely sa najčastejšie líšia tým aké aproximácie využijú pri riešení rovníc dynamiky atmosféry a parametrizácií fyzikálnych procesov.

Horizontálny rozsah modelu je buď celá Zem (globálne modely), prípadne iba časť Zeme (regionálne modely). V regionálnych modeloch je pri riešení potrebné dodať okrajové podmienky, ktoré sa často prevezmú z globálneho modelu, čo sa v regionálnych modeloch môže prejaviť na pridaní chýb vo výpočtoch. Na druhú stranu umožňujú používať jemnejšie horizontálne rozlíšenie než globálne modely, čím môžu lepšie predpovedať meteorologické podmienky na menších škálach.

Napriek neustálemu zlepšovaniu modelov je nemožné poskytovať veľmi presné predpovede počasia za určitým časovou hranicou. Táto hranica predpovedateľnosti má pôvod v nelineárnej povahe riešených rovníc a nedokonalou znalosťou počiatkových ako aj okrajových podmienok. Preto sa počítajú série (ensemble) predpovedí, každá s trochu pozmenenými počiatkovými podmienkami (Coiffier (2011)). Týmto je možné určiť ako moc sa jednotlivé predpovede medzi sebou líšia a dokedy je možné pokladať predpoveď za spoľahlivú.

Grafická reprezentácia výstupu modelu pre konkrétne miesto môže zahŕňať meteogramy (napr. na obr. 4.2), či ensemble predpovede, ktoré môžu byť vykreslené ako všetky predpovede v sérii alebo ako jedna predpoveď s doplňujúcimi údajmi vo forme boxplotov. Iným typom výstupu sú mapy oblastí, na ktorých sú znázornené izočiary pre rôzne meteorologické veličiny (teplota, tlak) alebo sú tieto veličiny znázornené na grafickej škále (teplota, zrážky, oblačnosť), pričom obe formy môžu byť vytvorené pre rôzne výšky. Špecializovanou formou výstupu pre leteckú dopravu sú napr. mapy námraz (najčastejšie pre letové hladiny FL075 a FL100) alebo mapa význačného počasia SWL uvádzajúca výskyt potenciálne nebezpečných javov pre nízke hladiny.

Ďalej nasleduje popis troch rozšírených modelov v Európe. Teplota vzduchu vo väčších výškach nad povrchom sa riadi dynamickou časťou modelu. Teplota v dvoch metroch nad zemským povrchom sa rieši v modeli viacerými spôsobmi, napr. parametrizáciou hraničnej vrstvy atmosféry alebo modulom pre procesy na povrchu. Pre popis teploty v dvoch metroch nad zemským povrchom budú využité informácie z časti 3.4.3, prípadné zmeny budú opísané.

3.5.1 ALADIN

Informácie o numerickom modeli ALADIN a jeho dynamickej časti čerpajú z publikácie Yessad (2018).

Globálny model ARPEGE/IFS (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle/Integrated Forecasting system) vznikol v roku 1987 a operatívne sa používa od roku 1992. Od začiatku 90. rokov sa vyvíja regionálna verzia ARPEGE (nazývaná ALADIN, Aire Limitée Adaptation Dynamique INitialisation), s operatívnym využitím od roku 1994. Terajšie operatívne verzie ALADINU majú horizontálne rozlíšenie od 3 do 10 km. Začiatkom 21. storočia bolo rozhodnuté spustiť nový nehydrostatický regionálny model AROME (Applications of Research to Operations at MESoscale), ktorý sa operatívne používa od decembra 2008. Jeho horizontálne rozlíšenie je od približne 0,5 do 2,5 km. V strednej a východnej Európe sa využíva model ALARO (skratka od verzie modelu ALADIN), ktorý má horizontálne rozlíšenie od 3 do 10 km.

V strednej Európe sa využíva verzia modelu ALADIN s horizontálnym rozlíšením približne 4,7 km a s vertikálnym delením na 87 hladín. Predpovede z 00, 06, 12 UTC sú na 72 hodín (3 dni) dopredu a z 18 UTC sú na 54 hodín dopredu.

Dynamika

Z Yessad (2018) využijeme popis pre systém základných rovníc. Vertikálna súradnica η je rovnaká ako v prípade popisu dynamickej časti modelu WRF (časť 3.5.3). Zavedie sa označenie: Π je hydrostatický tlak, Π_s je hydrostatický tlak na povrchu, $\boldsymbol{\Omega}$ je vektor uhlovej rotácie Zeme, \mathbf{r} je polohový vektor, $\omega = d\Pi/dt$ je derivácia hydrostatického tlaku podľa času, p je tlak vzduchu, p_s je prízemný tlak vzduchu na povrchu, Φ je geopotenciál, Φ_s je geopotenciál povrchu (orografia), R je molárna plynová konštanta vzduchu, R_d je molárna plynová konštanta suchého vzduchu, c_p je merná tepelná kapacita vzduchu pri konštantnom tlaku, ∇ je horizontálny gradient pre η -plochu, α_T je koeficient pre termodynamickú premennú $T + \delta_{TR} \frac{\alpha_T \Phi_s}{R_d T_{st}}$ (index st značí štandardnú atmosféru). Prognostické premenné sú zložky horizontálneho vetra \mathbf{V} , teploty T , mernej vlhkosti q a logaritmu hydrostatického tlaku na povrchu $\log \Pi_s$.

V rovnici hybnosti môže byť Coriolisova sila vyjadrená explicitne ($\delta_{\mathbf{V}} = 0$) alebo implicitne ($\delta_{\mathbf{V}} = 1$)

$$\frac{d}{dt}(\mathbf{V} + \delta_{\mathbf{V}}(2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r})) = -2(1 - \delta_{\mathbf{V}})(\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V}) - \nabla\Phi - RT\nabla(\log \Pi) + \mathbf{F}_{\mathbf{V}} , \quad (3.43)$$

kde $\mathbf{F}_{\mathbf{V}}$ je príspevok fyzikálnych procesov ku horizontálnemu vetru. Rovnica pre teplotu je

$$\frac{d}{dt} \left(T + \delta_{TR} \frac{\alpha_T \Phi_s}{R_d T_{st}} \right) = \frac{d}{dt} \left(\delta_{TR} \frac{\alpha_T \Phi_s}{R_d T_{st}} \right) + \frac{RT}{c_p} \frac{\omega}{\Pi} + F_T , \quad (3.44)$$

kde F_T je príspevok fyzikálnych procesov ku teplote. Zvyčajne sa používa $\delta_{TR} = 1$. Rovnica mernej vlhkosti je

$$\frac{dq}{dt} = F_q , \quad (3.45)$$

kde F_q je príspevok fyzikálnych procesov ku vlhkosti. Rovnica kontinuity má tvar

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left(\log \Pi_s + \delta_{TR} \frac{\Phi_s}{R_d T_{st}} \right) &= -\frac{1}{\Pi_s} \int_0^1 \nabla \cdot \left(\mathbf{V} \frac{\partial \Pi}{\partial \eta} \right) d\eta \\ + \mathbf{V} \nabla \cdot \left(\log \Pi_s + \delta_{TR} \frac{\Phi_s}{R_d T_{st}} \right) &- \frac{1}{\Pi_s} \left[\dot{\eta} \frac{\partial \Pi}{\partial \eta} \right]_{\eta=1} + \frac{1}{\Pi_s} \left[\dot{\eta} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right]_{\eta=0} . \end{aligned} \quad (3.46)$$

Výpočet teploty v dvoch metroch

Táto časť sa zaoberá výpočtami ohľadom suchej statickej energie s a vychádza z odborného textu Dian (2016).

Pre stabilné teplotné zvrstvenie sa zvolí podobnostná funkcia

$$\Phi_2(\xi) = 1 + \alpha \frac{\xi}{1 + a\xi} , \quad (3.47)$$

kde $\xi = z/L$, a je voliteľný parameter a α je parameter, ktorý sa určuje z podmienok vo výške z_N . Zavedú sa označenia

$$b_D = \frac{\kappa}{\sqrt{C_D}}, b_H = \frac{\kappa\sqrt{C_D}}{C_H}, b_{DN} = \frac{\kappa}{\sqrt{C_{ND}}} \text{ a } b_{HN} = \frac{\kappa\sqrt{C_{ND}}}{\sqrt{C_{NH}}} . \quad (3.48)$$

Platí nasledujúci vzťah

$$s(z) - s_S = W(z)(s_N - s_S) , \quad (3.49)$$

kde $W(z)$ má tvar

$$W(z) = \frac{1}{b_H} \left[\ln \left(1 + \frac{z}{z_N} (e^{b_{HN}} - 1) \right) - \frac{\ln \left(1 + \frac{\frac{z}{L} + \frac{z_N}{\exp(b_{HN}) - 1}}{\frac{L}{a} + \frac{z_N}{\exp(b_{HN}) - 1}} \right)}{\ln \left(1 + \frac{\frac{z_N}{L} + \frac{z_N}{\exp(b_{HN}) - 1}}{\frac{L}{a} + \frac{z_N}{\exp(b_{HN}) - 1}} \right)} (b_{HN} - b_H) \right] , \quad (3.50)$$

kde Moninova a Obuchovova dĺžka má tvar

$$L = \frac{b_H}{gb_D^2} \frac{s_S}{s_N - s_S} u_N^2 . \quad (3.51)$$

Pre instabilné teplotné zvrstvenie sa riešenie zo Geleyn (1988) (3.68) zdá dostatočne vhodné.

Zo získaných riešení suchej statickej energie $s(z)$ v závislosti na výške z pre stabilné (3.49) a instabilné (3.68) teplotné zvrstvenie je možné vypočítať teplotu T vo výške 2 m, pri ktorej sa uvažuje závislosť mernej tepelnej kapacity vzduchu pri konštantnom tlaku C_p na mernej vlhkosti q . Platí vzťah

$$T(z) = \frac{C_{pS}T_S + W(z)(C_{pN}T_N + z_N - C_{pS}T_S)}{C_p(z)} , \quad (3.52)$$

kde C_{pS} je merná tepelná kapacita vzduchu pri povrchu pri konštantnom tlaku, T_S je prízemná teplota vzduchu, C_{pN} je merná tepelná kapacita vzduchu pri konštantnom tlaku vo výške z_N , T_N je teplota vo výške z_N a pre $C_p(z)$ platí

$$C_p(z) = C_{pd} + (C_{pv} - C_{pd})q(z) , \quad (3.53)$$

kde C_{pd} je merná tepelná kapacita suchého vzduchu, C_{pv} je merná tepelná kapacita vodnej pary a pre $q(z)$ platí vzťah (podobný s (3.49))

$$q(z) = q_S + W(z)(q_N - q_S) . \quad (3.54)$$

3.5.2 ECMWF

Informácie o modeli ECMWF vychádzajú z publikácie Owens a Hewson (2018).

ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) je nezávislá organizácia podporovaná 34 štátmi založená v roku 1975. ECMWF IFS (Integrated Forecasting System) pozostáva z viacerých komponentov, ktoré medzi sebou interagujú. Globálny atmosférický model HRES (high resolution) má horizontálne rozlíšenie približne 9 km a je vertikálne rozdelený na 137 hladín. Najnižšia hladina modelu je vo výške 10 m nad povrchom. Model HRES založený na hodnotách z 00 UTC alebo z 12 UTC predpovedá na 144 hodín (6 dní) dopredu a potom po troch hodinách od 150 do 240 hodín (10 dní) dopredu.

Dynamika

Detailná dynamika modelu ECMWF je popísaná v publikácii ECMWF (2017) (cyklus 43r3, operatívne používaný od júla 2017). V tejto časti uvedieme základné informácie.

Využíva sa hydrostatická aproximácia Eulerových rovníc v tzv. $U - V$ formulácii, kde U a V sú zložky vetru definované ako $U = u \cos \theta$, $V = v \cos \theta$, kde u a v sú zložky horizontálneho vetru vo sférických súradniciach a θ je šírka. Tlak vzduchu je označený ako p . Využívajú sa súradnice (λ, θ, η) , kde λ je dĺžka a η je hybridná vertikálna súradnica, pričom $\eta(p, p_s)$ je monotónna funkcia, kde p_s je tlak na povrchu.

Rovnice hybnosti majú tvar

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial U}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right\} + \dot{\eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} - fV \\ + \frac{1}{a} \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + R_{\text{dry}} T_v \frac{\partial(\ln p)}{\partial \lambda} \right\} = P_U + K_U, \end{aligned} \quad (3.55)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial V}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} + \sin \theta (U^2 + V^2) \right\} + \dot{\eta} \frac{\partial V}{\partial \eta} \\ + fU + \frac{\cos \theta}{a} \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial \theta} + R_{\text{dry}} T_v \frac{\partial(\ln p)}{\partial \theta} \right\} = P_V + K_V, \end{aligned} \quad (3.56)$$

kde a je polomer Zeme, $\dot{\eta} = d\eta/dt$ je vertikálna rýchlosť η -súradnice, ϕ je geopotenciál, R_{dry} je molárna plynová konštanta suchého vzduchu, $T_v = T \{1 + [(R_{\text{vap}}/R_{\text{dry}}) - 1]q\}$ je virtuálna teplota vzduchu, kde T je teplota vzduchu, q je merná vlhkosť a R_{vap} je molárna plynová konštanta pre vodnú paru. P_U a P_V reprezentujú príspevky parametrizovaných fyzikálnych procesov, K_U a K_V sú členy horizontálnej difúzie.

Rovnica vyjadrujúca prvú hlavnú vetu termodynamiky má tvar

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial T}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right\} + \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} - \frac{\kappa T_v \omega}{p(1 + (\delta - 1)q)} = P_T + K_T, \quad (3.57)$$

kde $\kappa = R_{\text{dry}}/c_{p_{\text{dry}}}$, $c_{p_{\text{dry}}}$ je merná tepelná kapacita suchého vzduchu pri konštantnom tlaku, $\omega = dp/dt$ je vertikálna rýchlosť p -súradnice, $\delta = c_{p_{\text{vap}}}/c_{p_{\text{dry}}}$ a $c_{p_{\text{vap}}}$ je merná tepelná kapacita vodnej pary pri konštantnom tlaku.

Rovnica bilancie vodnej pary má tvar

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \theta \frac{\partial q}{\partial \theta} \right\} + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = P_q + K_q . \quad (3.58)$$

V rovniciach (3.57) a (3.58) reprezentujú P_T a P_q príspevky parametrizovaných fyzikálnych procesov, K_T a K_q sú členy horizontálnej difúzie.

Rovnica kontinuity má tvar

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \nabla \cdot \left(\mathbf{v}_H \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 , \quad (3.59)$$

kde ∇ je operátor horizontálneho gradientu v sférických súradniciach a $\mathbf{v}_H = (u, v)$ je vektor horizontálneho vetra.

Geopotenciál ϕ v rovniciach (3.55) a (3.56) je definovaný pomocou hydrostatickej rovnice

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = - \frac{R_{\text{dry}} T_v}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} . \quad (3.60)$$

Vertikálna rýchlosť ω je daná ako

$$\omega = - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\mathbf{v}_H \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta + \mathbf{v}_H \cdot \nabla p . \quad (3.61)$$

Výraz pre vertikálnu rýchlosť $\dot{\eta}$ je daný ako

$$\dot{\eta} \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\mathbf{v}_H \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta , \quad (3.62)$$

pričom sa využijú okrajové podmienky $\dot{\eta} = 0$ pre $\eta = 0$ a $\eta = 1$.

Výpočet teploty v dvoch metroch

Popis predpovede teploty v dvoch metroch vychádza z odborného textu Geleyn (1988). Uvedená technika sa začala používať od roku 1987.

Pre stabilné teplotné zvrstvenie sa zvolia podobnostné funkcie

$$\Phi_{1/2} = 1 + \alpha_{1/2} \frac{z}{L} , \quad (3.63)$$

a pre instabilné teplotné zvrstvenie sa zvolia podobnostné funkcie

$$\Phi_{1/2} = \frac{1}{1 - \alpha_{1/2} \frac{z}{L}} , \quad (3.64)$$

kde parametre $\alpha_{1/2}$ sú voliteľné.

Zavedú sa označenia

$$b_N = \frac{\kappa}{\sqrt{C_{ND}}}, \quad b_D = \frac{\kappa}{\sqrt{C_D}} \quad \text{a} \quad b_H = \frac{\kappa \sqrt{C_D}}{C_H} . \quad (3.65)$$

Označme Z výšku, pre ktorú chceme nájsť hodnoty u a s . Parameter drsnosti z_{0H} pre podobnostnú funkciu Φ_2 v (3.30) a (3.31) je v tomto prípade rovnaký ako z_0 .

Hľadá sa vyjadrenie $u(Z)$ a $s(Z)$, ak sú zadané hodnoty C_D , C_H , C_{ND} , u_N , s_N a s_S .

Pre stabilné teplotné zvrstvenie platí

$$u(Z) = \frac{u_N}{b_D} \left[\ln \left(1 + \frac{Z}{z_N} (e^{b_N} - 1) \right) - \frac{Z}{z_N} (b_N - b_D) \right], \quad (3.66)$$

$$s(Z) - s_S = \frac{s_N - s_S}{b_H} \left[\ln \left(1 + \frac{Z}{z_N} (e^{b_N} - 1) \right) - \frac{Z}{z_N} (b_N - b_H) \right]. \quad (3.67)$$

Pre instabilné teplotné zvrstvenie platí

$$s(Z) - s_S = \frac{s_N - s_S}{b_H} \left[\ln \left(1 + \frac{Z}{z_N} (e^{b_N} - 1) \right) - \ln \left(1 + \frac{Z}{z_N} (e^{b_N - b_H} - 1) \right) \right]. \quad (3.68)$$

Vyjadrenie $u(Z)$ pre instabilné teplotné zvrstvenie je síce analytické, ale omnoho komplikovanejšie.

Rovnice (3.67) a (3.68) sú si podobné, prvý člen zodpovedá logaritmickému profilu a zvyšok je korekčný člen. V prípade indiferentného teplotného zvrstvenia dajú rovnice (3.66) až (3.68) správny logaritmický profil (3.33) a (3.34).

Pre výpočet teploty vzduchu v dvoch metroch z rovníc (3.67) a (3.68) je možné využiť vzťah (3.52), kde $W(z)$ obdržíme porovnaním rovníc (3.67) a (3.68) so vzťahom $s(Z) - s_S = W(z)(s_N - s_S)$.

3.5.3 WRF

Časť zameraná na model WRF vychádza z odbornej publikácie Skamarock a kol. (2008).

WRF (Weather Research and Forecasting) model sa používa pre široký rozsah škál, od desiatok metrov po tisíce kilometrov. Snaha o vytvorenie WRF začala v neskorej časti 90. rokov a na jeho vývoji spolupracujú NCAR (National Center for Atmospheric Research), MMM (Mesoscale and Microscale Meteorology Division), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), NCEP (National Centers for Environmental Prediction), ESRL (Earth System Research Laboratory), AFWA (Air Force Weather Agency), NRL (Naval Research Laboratory), CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms), univerzita v Oklahome a FAA (Federal Aviation Administration).

WRF obsahuje dve dynamické jadrá: ARW (Advanced Research WRF) a NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model).

Dynamika

Využívajú sa Eulerove nehydrodynamické rovnice, ktoré navyše umožňujú stlačiteľnosť vzduchu. Využívajú sa kartézske súradnice. Vertikálna súradnica sa označuje $\eta = (p_h - p_{ht})/\mu$ (v literatúre označovaná aj ako σ), kde $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, kde p_h je hydrostatická zložka tlaku, p_{ht} je tlak na povrchu a p_{hs} je tlak na hornej hranici modelu.

Premenné modelu sú označené ako $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$, $\Omega = \mu \dot{\eta}$ a $\Theta = \mu \theta$, kde $\mathbf{v} = (u, v, w)$ je vektor rýchlosti vetra, $\omega = \dot{\eta}$ je vertikálna rýchlosť η -súradnice a θ je potenciálna teplota vzduchu. Ďalej sa využívajú premenné ϕ (geopotenciál), p (tlak) a $\alpha = 1/\rho$ (merný objem), kde ρ je hustota vzduchu.

Pre suchú atmosféru majú Eulerove rovnice tvar

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U , \quad (3.69)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V , \quad (3.70)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W , \quad (3.71)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta , \quad (3.72)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 , \quad (3.73)$$

$$\partial_t \phi + \frac{1}{\mu} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 , \quad (3.74)$$

pričom sa pridá ešte vzťah pre merný objem a stavová rovnica

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu , \quad (3.75)$$

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma , \quad (3.76)$$

kde $\gamma = c_p/c_v = 1,4$ je pomer merných tepelných kapacít pri konštantnom tlaku a konštantnom objeme pre suchý vzduchu, R_d je molárna plynová konštanta pre suchý vzduch a p_0 je zvolený referenčný tlak (zvyčajne 10^5 Pa). Členy F_U , F_V , F_W a F_Θ reprezentujú prídavné sily spôsobené napr. parametrizáciami či Zemskou rotáciou.

Hydrostatická rovnica (3.75) nevytvára obmedzenie pre nehydrostatické riešenie, je to totiž diagnostický vzťah, ktorý vyplýva zo zavedenia súradnicového systému. Ku systému rovníc (3.69) až (3.76) sa pridáva aj popis vlhkosti.

Výpočet teploty v dvoch metroch

Popis výpočtu teploty v dvoch metroch v modeli WRF vychádza z odborného textu Pleim (2006). Táto technika je používaná od roku 2008.

V tejto časti sa namiesto suchej statickej energie s používa potenciálna teplota θ , teda aj škálovaná potenciálna teplota θ^* . Zavedie sa označenie pre kinematické toky hybnosti a tepla, podobné so vzťahmi (3.20) a (3.21), ako

$$F_m = -(u^*)^2 , \quad (3.77)$$

$$F_h = -u^* \theta^* . \quad (3.78)$$

Moninova a Obuchovova dĺžka má tvar

$$L = \frac{T_0 (u^*)^2}{g \kappa \theta^*} , \quad (3.79)$$

kde T_0 je priemerná teplota vo vrstve konštantného toku.

Boli odvodené vzťahy

$$u^* = \frac{\kappa u}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_1\left(\frac{z}{L}, \frac{z_0}{L}\right)}, \quad (3.80)$$

$$\theta^* = \frac{\kappa(\theta - \theta_0)}{\phi_{2N} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_2\left(\frac{z}{L}, \frac{z_0}{L}\right) \right]}, \quad (3.81)$$

kde $\phi_{2N} = \Phi_2(z/L = 0)$ je bezrozmerná konštanta teplotného profilu pri indifereantnom teplotnom zvrstvení, $\psi_{1/2}$ sú korekčné funkcie a θ_0 je potenciálna teplota vo výške $z = z_0$. Pretože θ_0 sa všeobecne nemeria, tak je často aproximované hodnotou θ_g , tzv. povrchová potenciálna teplota. Táto aproximácia sa môže korigovať zavedením parametru drsnosti z_{0H} , ale v tomto prípade je zvolený iný spôsob.

Rovnica (3.81) sa vyjadří v tvare

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_g}{u^*(R_a + R_b)}, \quad (3.82)$$

kde

$$R_a = \frac{\phi_{2N}}{\kappa u^*} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_1\left(\frac{z}{L}, \frac{z_0}{L}\right) \right] \quad (3.83)$$

je aerodynamická rezistancia a R_b je rezistancia kvázilaminárnej podvrstvy (doteraz nazývaná laminárna podvrstva). Význam týchto veličín sa dá chápať nasledovne: R_a zahŕňa turbulentnú difúziu a R_b zahŕňa molekulárnu difúziu skrz tenkú kvázilaminárnu podvrstvu.

Využíva sa parametrizácie, ktorá odhaduje veľkosť z/L zo stavových premených pred samotným výpočtom tokov. Na tento účel je vhodné využiť aproximované celkovým Richardsonovým číslom v tvare

$$R_B = \frac{gz_N(\theta_N - \theta_g)}{T_0(u_N^2 + v_N^2)}, \quad (3.84)$$

θ_N je potenciálna teplota vo výške z_N , v_N je zložka rýchlosti vetra v vo výške z_N .

Pre stabilné teplotné zvrstvenie sa z/L počíta

$$\frac{z}{L} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \frac{R_B}{1 - R_B/R_{\text{crit}}}, \quad \text{pre } 0 < \frac{z}{L} < 1, \quad (3.85)$$

$$\frac{z}{L} = \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \frac{R_B}{1 - R_{\text{cut}}/R_{\text{crit}}}, \quad \text{pre } \frac{z}{L} > 1, \quad (3.86)$$

kde $R_{\text{crit}} = 0,25$ je kritické Richardsonovo číslo a

$$R_{\text{cut}} = \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \frac{1}{R_{\text{crit}}} \right]^{-1}. \quad (3.87)$$

Funkcie $\psi_{1/2}$ majú tvar

$$\psi_{1/2} = -\beta_{1/2} \frac{z}{L}, \quad \text{pre } 0 < \frac{z}{L} < 1, \quad (3.88)$$

$$\psi_{1/2} = 1 - \beta_{1/2} - \frac{z}{L}, \quad \text{pre } \frac{z}{L} > 1, \quad (3.89)$$

kde $\beta_{1/2}$ je voliteľný parameter.

Pre instabilné teplotné zvrstvenie platí

$$\psi_{1/2} = a_{1/2} \ln \left\{ 1 - b_{1/2} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^{1/2} R_B \right\}, \quad (3.90)$$

kde $a_{1/2}$ spĺňa vzťah

$$a_{1/2} = c_{1/2} + d_{1/2} \ln \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]. \quad (3.91)$$

Hodnoty parametrov $b_{1/2}$, $c_{1/2}$ a $d_{1/2}$ sa určujú empiricky. Následne sú toky hybnosti (3.77) a tepla (3.78) určené pomocou rovníc (3.80), (3.82), (3.83) a rezistancie kvázilaminárnej podvrstvy R_b . Pre výpočet teploty v dvoch metroch sa využívajú funkcie (3.88), (3.89) a (3.90) podobným spôsobom ako funkcie (3.63) a (3.64) v modeli ECMWF.

3.6 Význam teploty vzduchu pre lietanie

Predpoveď teploty vzduchu má veľmi veľký význam pre leteckú dopravu a jej bezpečnosť, z čoho vyplýva dôležitosť presnej predpovede teploty vzduchu. Teplota vzduchu ovplyvňuje vztlakovú silu, ktorá pôsobí na lietadlo počas celého letu. Pri vzlietnutí a pristátí je dôležitá predovšetkým teplota vzduchu blízko zemského povrchu, keďže počas snečných dní sa môžu asfaltové a betónové plochy riadne ohriať. Tým môže byť tvorená termická turbulencia a nosné plochy lietadla sa môžu dostať do styku s pristávacou plochou, čím by bola ohrozená bezpečnosť letu a nutná drahá oprava lietadla. V zime teplota vzduchu ovplyvňuje stav letovej plochy a fázový stav zrážok. Rizikové sú najmä zrážky pevného skupenstva, navyše také, ktoré pokrývajú letisko v nepravidelných plochách. Ku tomu dochádza, ak je snehová prikrývka a počas dňa vystúpi teplota vzduchu nad 0°C , a potom zas poklesne pod bod mrazu, čím sa tvoria zamrznuté kaluže (Dvořák (2010)).

Počas celého roka je predpoveď teploty nutná ku predpovedi fázového stavu zrážok a tvorbe námrazy. Tá vzniká výhradne v oblačnosti pri teplote vzduchu menšej ako 0°C a môže spôsobiť zmenu tvaru profilu nosných plôch (zmena aerodynamických vlastností lietadla), odlomené kusy ľadu môžu tiež poškodiť turbíny a námraza môže znefunkčnit dôležité snímače na povrchu lietadla (Dvořák (2010)).

Predpoveď teploty vzduchu je tiež kritická pre predpoveď vzniku a rozpadu prízemných radiačných hmiel, nízkej vrstevnatej oblačnosti, popr. inverznej oblačnosti vo výške (rozpad cez rosný bod). Predpoveď chodu teploty pri výskyte radiačnej hmly je komplikovaná a tak aj prognóza času rozpadu hmly je veľmi nepresná, podobne pri inverznej oblačnosti.

Pre prevádzkovú leteckú meteorológiu sa využíva nielen predpoveď teploty vzduchu v dvoch metroch, ale aj predpoveď teploty vo voľnej atmosfére. Tá môže mať formu predpovede výšky teplôt (0 , -10 , 20°C , atď.) alebo predpoveď teploty pre konkrétnu letovú hladinu.

4. Verifikácia predpovede

V predchádzajúcich častiach bola popísaná predpoveď teploty vzduchu. Nasledujúca časť popisuje verifikáciu predpovede a teda spôsob vyhodnotenia ako sa táto predpoveď zhodovala s nameranými hodnotami meteorologických prvkov.

Vyhodnotenie kvality numerických predpovedí modelu je neustálym záujmom pre vývojárov modelu, ktorí sa ho snažia stále zlepšovať, a predpovedných meteorológov, ktorí sa musia uistiť, že produkt, ktorý používajú pre predpoveď je naozaj spoľahlivý (Coiffier (2011)).

4.1 Všeobecné informácie

V publikácii Janoušek a Mládek (2008) sa píše, že úlohou verifikácie je určiť rôzne štatistické charakteristiky, ktoré indikujú ako dobre konkrétna numerická predpoveď súhlasí so skutočným meraním. Výsledné štatistické charakteristiky najčastejšie slúžia nasledovným účelom.

- Dlhodobý vývoj charakteristík indikuje ako sa kvalita modelu vyvíja s časom, buď kvôli premenlivej schopnosti predpovede meteorologických procesov a javov alebo kvôli zlepšovaniu samotného modelu vývojármi.
- Charakteristiky môžu byť spočítané pre určitú dobu predpovede a porovnané s charakteristikami iných numerických modelov pre určenie relatívnej kvality modelov.
- Porovnanie charakteristík spočítaných pre rôzne behy modelu, ktorý testuje nové vylepšenia alebo úpravu parametrov, môže naznačiť, či tieto nové úpravy pomohli celkovej kvalite modelu.

Tri základné štatistické charakteristiky používané vo verifikácii sú stredná chyba (mean error; BIAS), stredná kvadratická chyba (root mean square error; RMSE) a štandardná odchýlka (standard deviation; STDE)

$$\text{BIAS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) , \quad (4.1)$$

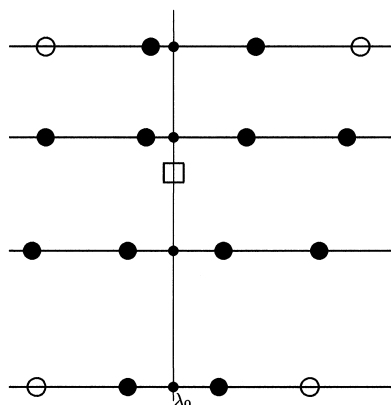
$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} , \quad (4.2)$$

$$\text{STDE} = \sqrt{\text{RMSE}^2 - \text{BIAS}^2} , \quad (4.3)$$

kde N je počet meraní, F_i a O_i označujú i -tú predpovedanú a nameranú veličinu.

Za účelom porovnania predpovedaných hodnôt (na bodoch siete modelu) a nameraných hodnôt (napr. na stanici) je možné využiť horizontálnu a vertikálnu interpoláciu. Popis týchto spôsobov interpolácie vychádza z odborného textu Bubnová (1995).

Horizontálna interpolácia využíva dvanásťbodovú „molekulu“ v okolí bodu, do ktorého sa interpolácia vykonáva, čo je ilustrované na obr. 4.1. Krúžky sú body siete modelu, štvorček označuje bod interpolácie. Plné krúžky označujú body, z



Obr. 4.1: Schéma horizontálnej interpolácie (z Bubnová (1995)).

ktorých sa interpolácia vykonáva. Na vzdialenejších rovnobežkách, kde sa používajú len dva body, je interpolácia lineárna do medzibodu o rovnakej súradnici λ_0 . Na rovnobežkách v okolí bodu interpolácie sa používajú kubické Lagrangeove polynómy pre interpoláciu do medzibodov. Nakoniec sa prekladá kubický Lagrangeov polynóm v medzibodoch na poludníku λ_0 pre určenie hodnoty v bode interpolácie.

Vertikálna interpolácia umožňuje zahrnúť vplyv zmeny výšky pre daný uzlový bod siete. Pri výpočte sa využíva priemerná hrúbka hraničnej vrstvy atmosféry.

4.2 Vyhodnotenie úspešnosti predpovede

Pre vyhodnotenie úspešnosti predpovede teploty vzduchu vo výške 2 m T_{2m} bol využitý výstup z numerického modelu ALADIN. Ako zdroj údajov pre teplotu T_{2m} boli využité meteogramy (príklad meteogramu na obr. 4.2) pre konkrétne meteorologické stanice v ČR. Tieto meteogramy preto už obsahujú horizontálnu a vertikálnu interpoláciu z bodov výpočtovej siete modelu na konkrétnu stanicu. Ako zdroj údajov pre namerané hodnoty teploty T_{2m} boli využité grafy automatických staníc (príklad na obr. 2.1) pre tie isté meteorologické stanice.

Bolo vybratých 36 staníc v ČR, predovšetkým profesionálnych. Ich stručný názov, zemepisná šírka, zemepisná dĺžka, nadmorská výška a označenie sú uvedené v tabuľke 4.1. Údaje o staniaciach sú prevzaté z webových stránok ČHMÚ (<http://portal.chmi.cz/>).

Údaje o teplote T_{2m} sa vzťahujú ku obdobiu od 4. júna 2018 do 28. júna 2018. Pre každý deň boli zaznamenané štyri hodnoty teploty T_{2m} . V meteogramoch to bolo pre čas 02, 08, 14 a 20 hodín SELČ. V grafoch meraní automatických staníc to bolo pre čas 01, 07, 13 a 19 hodín SEČ. Zaznamenávanie hodnôt prebiehalo pomocou programu, ktorý pre určitý čas zistil teplotu tak, že našiel polohu pixelov, ktoré odpovedali krivke teploty T_{2m} , zistil škálu v grafe a pomocou nej prepočítal polohu pixelov na hodnotu teploty T_{2m} .

Celkovo to je 97 záznamov merania teploty T_{2m} pre každú stanicu. Pre každú zaznamenanú nameranú hodnotu teploty T_{2m} z týchto 97 by preto malo existovať 13 hodnôt (0 až 72 hodín po šiestich hodinách) predpovede teploty T_{2m} . V skutočnosti je to pre 73 prípadov len 12 hodnôt (beh modelu ALADIN pre 20

SELČ nedáva predpoveď na 72 hodín dopredu, ale len na 54 hodín dopredu) a pre zvyšných 24 prípadov spomínaných 13 hodnôt. V niekoľkých prípadoch neboli hodnoty merania teploty T_{2m} a jej predpovede zistené kvôli nedostupnosti grafu automatickej stanice, prípadne meteogramu.

Histogram odhadnutých odchýlok ΔT pri určovaní nameranej teploty T_{2m} z grafov automatických staníc je na obr. 4.3a. V 99% prípadoch je táto odchýlka $\Delta T < 0,2^\circ\text{C}$. Histogram odhadnutých odchýlok ΔT pri určovaní predpovedanej teploty T_{2m} z meteogramov je na obr. 4.3b. V 99% prípadoch je táto odchýlka $\Delta T < 0,35^\circ\text{C}$. V štatistickom spracovaní nebudú uvažované odchýlky odčítania teploty ΔT z grafov automatických staníc ani z meteogramov.

Spracovanie údajov zahŕňa vypočítanie troch základných štatistických charakteristík: BIAS, RMSE a STDE podľa rovníc (4.1), (4.2) a (4.3). V našom prípade O označuje namerané hodnoty teploty T_{2m} a F označuje predpovedané hodnoty teploty T_{2m} .

Na obr. 4.4 až 4.7 sú vypočítané štatistické charakteristiky znázornené pre 21 staníc a pre súhrn zo všetkých 36 staníc. Na horizontálnej osi je uvedený čas (v hodinách), na ktorý je predpoveď teploty T_{2m} vydaná. Na vertikálnej osi na ľavej strane je uvedená stupnica (v $^\circ\text{C}$) pre BIAS, na pravej strane stupnica (v $^\circ\text{C}$) pre RMSE a STDE.

Zo súhrnu staníc na obr. 4.4a môžeme pozorovať kladnú hodnotu štatistiky BIAS, ktorá znamená, že predpovedaná teplota T_{2m} je vyššia ako nameraná teplota T_{2m} , teda model teplotu T_{2m} nadhodnocuje. Hodnoty BIAS sa tiež zvyšujú s rastúcim časom, na ktorý je predpoveď vydaná. S rastúcim časom sa tiež zväčšujú hodnoty štatistiky RMSE a STDE, čo znamená väčšiu nepresnosť predpovedania teploty T_{2m} . Na jeden deň dopredu je $\text{RMSE} = 1,75^\circ\text{C}$, na tri dni dopredu je $\text{RMSE} = 2,33^\circ\text{C}$.

Záver

Počasia ovplyvňuje ľudskú činnosť v mnohých ohľadoch. Teplota vzduchu je meteorologický prvok, ktorý je ľuďmi najviac vnímaný. Predpoveď počasia, obzvlášť teploty vzduchu, využívajú mnohé odvetvia pre lepšie plánovanie svojej činnosti, príkladom môže byť letecká doprava.

V kapitole 1 bol uvedený historický prehľad predpovedania počasia. Predpoveď bola rozdelená na staršie subjektívne metódy uvedené v časti 1.1 s príkladom empirickej predpovede minimálnej teploty v (1.1) a novšie objektívne metódy uvedené v časti 1.2.

V nasledujúcej kapitole 2 boli predstavené priame a diaľkové pozorovania. Na obr. 2.1 bol uvedený príklad grafického výstupu automatickej meteorologickej stanice Praha, Ruzyně. Rovnako boli uvedené definície viacerých pojmov súvisiacich s teplotou vzduchu.

V kapitole 3 boli uvedené vzťahy (3.1) a (3.2) ovplyvňujúce teplotu povrchu pôdy. Ďalej bol predstavený vývoj teploty povrchu vodných plôch a predovšetkým teploty spodných vrstiev vzduchu v rôznych časových škálach. Bol zmienený vplyv mestského tepelného ostrova a jeho vlastnosti pre Prahu. Nasledoval popis dynamiky atmosféry, od nehydrostatických Eulerových rovníc (3.3) až (3.7) po hydrostatické základné rovnice (3.13) až (3.16). Boli spomenuté dva najrozšírenejšie spôsoby numerického riešenia rovníc. Parametrizácie efektov fyzikálnych procesov na sub-grid škálach predstavovali spôsob ako vypočítať členy \mathbf{F} , Q a M v rovniciach (3.3), (3.4) a (3.6). Bol uvedený spôsob ako reálnejšie popísať atmosféru pomocou vzťahov (3.17) až (3.19). Na obr. 3.3 boli znázornené výmeny žiarenia medzi vesmírom, atmosférou a Zemou. Pre procesy na rozhraní zem-atmosféra boli predstavené základné popisy v (3.20) až (3.28). Vzťahy (3.29) a (3.32) popisovali Moninovu a Obuchovovu teóriu podobnosti, pričom v tab. 3.1 boli uvedené hodnoty z_0 pre viaceré typy povrchov. Ďalej bol uvedený stručný popis parametrizácií veľkopriestorových zrážok, konvekcie a sub-grid orografie. Uviedli sa informácie o často používaných numerických modeloch atmosféry. Dynamika modelu ALADIN bola zhrnutá v (3.43) až (3.46) a výpočet teploty v dvoch metroch bol uvedený v (3.47) až (3.54). V modeli ECMWF bola dynamika uvedená v (3.55) až (3.62) a pre výpočet teploty v dvoch metroch sa uviedli vzťahy (3.63) až (3.68). Pre dynamiku modelu WRF boli uvedené vzťahy (3.69) až (3.76), pričom pre výpočet teploty v dvoch metroch platia rovnice (3.77) až (3.91). V nasledujúcej časti sa spomenul význam predpovede teploty vzduchu pre leteckú dopravu a boli uvedené príklady nebezpečných javov.

V kapitole 4 bola predstavená verifikácia predpovede a základné štatistické charakteristiky (4.1) až (4.3). Obr. 4.1 znázorňoval schému horizontálnej interpolácie využívanej pri porovnávaní predpovedaných hodnôt s nameranými.

Úspešnosť predpovede teploty vzduchu v dvoch metroch z numerického modelu ALADIN sa vyhodnocovala pre 36 staníc v ČR uvedených v tab. 4.1, pričom ako zdroje údajov boli využívané meteogramy (ako na obr. 4.2) a grafy automatických staníc (ako na obr. 2.1). Výsledok vytvorenej verifikácie je zobrazený na obr. 4.4 až 4.7, pričom súhrn zo všetkých staníc je na obr. 4.4a. Boli pozorované kladné hodnoty veličiny BIAS, čo znamená, že model nadhodnocuje teplotu vzduchu v dvoch metroch. Tiež je zrejmé, že hodnoty BIAS, RMSE a STDE sa zvyšujú s

rastúcim časom, na ktorý je predpoveď vydaná. Ďalším možným pokračovaním v spresňovaní týchto štatistických charakteristík by bolo predĺženie doby, počas ktorých sa údaje o teplote v dvoch metroch zbierali. Pre spresnenie predpovede teploty vzduchu v dvoch metroch by bolo dobré zlepšiť parametrizácie na rozhraní zem–atmosféra, keďže sa teplota v dvoch metroch v numerických modeloch atmosféry nepredpovedá priamo, ale práve skrz tieto fyzikálne parametrizácie.

Zoznam použitej literatúry

- BUBNOVÁ, R. (1995). Použití souřadnice hydrostatický tlak pro integraci elastického modelu dynamiky atmosféry v numerickém předpovědním systému ARPEGE/ALADIN.
- CATRY, B., GELEYN, J.-F., TUDOR, M., BÉNARD, P. a TROJÁKOVÁ, A. (2007). Flux-conservative thermodynamic equations in a mass-weighted framework. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **59**(1), 71–79. doi: 10.1111/j.1600-0870.2006.00212.x.
- COIFFIER, J. (2011). *Fundamentals of Numerical Weather Prediction*. Cambridge University Press. ISBN 978-1-107-00103-9.
- DIAN, M. (2016). Improving the computation of screen level fields (temperature, moisture). [online]. [cit. 2018-06-15]. Dostupné z: http://www.rclace.eu/File/Physics/2016/dian_screeninter_pragueApr2016.pdf.
- DVOŘÁK, P. (2010). *Letecká meteorologie*. Svět křídel, Cheb. ISBN 978-80-86808-85-7.
- ECMWF (2017). *PART III: DYNAMICS AND NUMERICAL PROCEDURES*. IFS Documentation. ECMWF.
- GELEYN, J.-F. (1988). Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to the height of measurement. *Tellus A*, **40A**(4), 347–351. doi: 10.1111/j.1600-0870.1988.tb00352.x.
- JANOUŠEK, M. a MLÁDEK, R. (2008). Verification package VERAL (Description and User's guide). [online]. [cit. 2018-06-16]. Dostupné z: <http://teta1.chmi.cz/aos/aladin/docs/veral>.
- KOPÁČEK, J. a BEDNÁŘ, J. (2005). *Jak vzniká počasí*. Karolinum, Praha. ISBN 80-246-1002-7.
- ČMES (2017). Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS). Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz>.
- METEOROLOGICAL OFFICE (1997). *Forecasters' Reference Book*. The Meteorological Office, Bracknell. ISBN 0-86180-325-6.
- OWENS, R. G. a HEWSON, T. D. (2018). ECMWF forecast user guide. doi: 10.21957/m1cs7h.
- PERSSON, A. a GRAZZINI, F. (2007). User guide to ECMWF forecast products. [online]. [cit. 2018-07-02]. Dostupné z: https://www.uio.no/studier/emner/matnat/geofag/GEF4220/v09/undervisningsmateriale/Persson_user_guide.pdf.
- PHILLIPS, N. A. (1966). The equations of motion for a shallow rotating atmosphere and the “traditional approximation”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **23**(5), 626–628. doi: 10.1175/1520-0469(1966)023<0626:teomfa>2.0.co;2.

- PIRIOU, J.-M. (2005). *Représentation de la convection dans les modèles globaux et régionaux : concepts, équations, études de cas*. PhD thesis, Université Paul Sabatier.
- PLEIM, J. E. (2006). A simple, efficient solution of flux–profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**(2), 341–347. doi: 10.1175/jam2339.1.
- SIEBESMA, A. P., BRETHERTON, C. S., BROWN, A., CHLOND, A., CU-XART, J., DUYNKERKE, P. G., JIANG, H., KHAIROUTDINOV, M., LEWELLEN, D., MOENG, C.-H., SANCHEZ, E., STEVENS, B. a STEVENS, D. E. (2003). A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**(10), 1201–1219. doi: 10.1175/1520-0469(2003)60<1201:alesis>2.0.co;2.
- SKAMAROCK, W., KLEMP, J., DUDHIA, J., GILL, D., BARKER, D., WANG, W. a POWERS, J. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. **27**, 3–27.
- STULL, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. ISBN 90-277-2768-6.
- YESSAD, K. (2018). Basics about ARPEGE/IFS, ALADIN and AROME in the cycle 46 of ARPEGE/IFS. [online]. [cit. 2018-07-03]. Dostupné z: <http://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/IMG/pdf/ykarpbasics46.pdf>.
- ŽÁK, M., ZAHRADNÍČEK, P., SKALÁK, P., HALENKA, T., ALEŠ, D., FUKA, V., KAZMUKOVÁ, M., ZEMÁNEK, O., FLEGL, J., KIESEL, K., JAREŠ, R., RESSLER, J. a HUSZÁR, P. (2016). Pilot actions in european cities – prague. In *Counteracting Urban Heat Island Effects in a Global Climate Change Scenario*, pages 373–400. Springer International Publishing. doi: 10.1007/978-3-319-10425-6_14.

Zoznam obrázkov

2.1	Namerané hodnoty z automatickej stanice Praha, Ruzyně.	4
3.1	Fyzikálne interakcie (podľa Coiffier (2011)).	12
3.2	Reprezentácia mikrofyzikálnej schémy pre fázové prechody vody v atmosfére (z Catry a kol. (2007)).	13
3.3	Výmeny žiarenia (podľa Coiffier (2011)).	14
4.1	Schéma horizontálnej interpolácie (z Bubnová (1995)).	30
4.2	Meteogram pre letisko Praha, Ruzyně (LKPR).	40
4.3	Histogramy odchýlok určenia teploty.	40
4.4	Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 1.	41
4.5	Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 2.	42
4.6	Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 3.	43
4.7	Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 4.	44

Zoznam tabuliek

3.1	Hodnoty parametru z_0 pre rôzne typy povrchov.	17
4.1	Zoznam staníc.	39

Vysvetlenia použitých pojmov

Vysvetlenia použitých pojmov sú podľa meteorologického slovníku ČMeS (2017).

Absolútne čierne teleso. Imaginárne teleso, ktoré všetko dopadajúce elektromagnetické žiarenie absorbuje, nič neodráža ani neprepúšťa. Vyžaruje elektromagnetické žiarenie, ktorého intenzita sa riadi Planckovým zákonom.

Autokonverzia. V súčasnej dobre chápaný termín v širšom zmysle ako počiatočné štádium procesu rast kvapiek v oblaku koalescenciou. Rozšírený význam tohoto termínu je tiež pre vznik zrážkového ľadu z ľadu oblačného.

Diagnostická rovnica. Rovnica, ktorá neobsahuje časové derivácie, preto ide využiť len ku diagnostickému určeniu stavu daného systému za predpokladu jeho stacionarity.

Efektívne vyžarovanie zemského povrchu. Používané označenie pre zápornú radiačnú bilanciu zemského povrchu pre dlhovlnné žiarenie. Vyjadruje sa ako rozdiel žiarenia zemského povrchu G a spätného žiarenia atmosféry absorbovaného zemským povrchom Z , teda $E = G - Z$.

Geopotenciál. Potenciál spojený s tiažovým poľom Zeme. Je ekvivalentný s potenciálnou energiou vzduchovej častice o jednotkovej hmotnosti vzhľadom ku zvolenej nulovej geopotenciálnej hladine, ktorú stotožňujeme so strednou hladinou mora.

Insolácia. Množstvo priameho slnečného žiarenia dopadajúce za jednotku času na jednotkovú plochu horizontálneho zemského povrchu.

Mikrofyzika oblakov a zrážok. Časť fyziky, ktorá študuje predovšetkým procesy vzniku, rastu a rozpadu jednotlivých oblačných a zrážkových častíc. Tieto mikrofyzikálne procesy majú charakteristické rozmery zodpovedajúce veľkosti jednotlivých častíc.

Potenciálna teplota. Teplota, ktorú by mala častica suchého vzduchu, keby sme ju adiabaticky preniesli do tlakovej hladiny 1000 hPa.

Prognostická rovnica. Rovnica obsahujúca časové derivácie. V meteorológii sa ich časovou integráciou tvorí predpoveď.

Suchá statická energia. Termodynamická veličina definovaná ako $s = c_p T + gz$, kde c_p je merná tepelná kapacita suchého vzduchu pri konštantnom tlaku, T je teplota vzduchu, g je gravitačné zrýchlenie a z je výška.

Štandardná atmosféra. Model atmosféry, vypočítaný na základe rovnice hydrostatickej rovnováhy za predpokladu, že vzduchu je ideálny plyn. Udáva hypotetické rozloženie tlaku, teploty a hustoty suchého vzduchu.

Vzduchová častica. Označenie pre modelový objem vzduchu, o ktorom predpokladáme, že je dosť veľký, aby jeho stav išlo popísať hodnotami makroskopických premenných; dosť malý, aby pri svojom pohybe nevyvolával kompenzujúce pohyby v okolitom vzduchu.

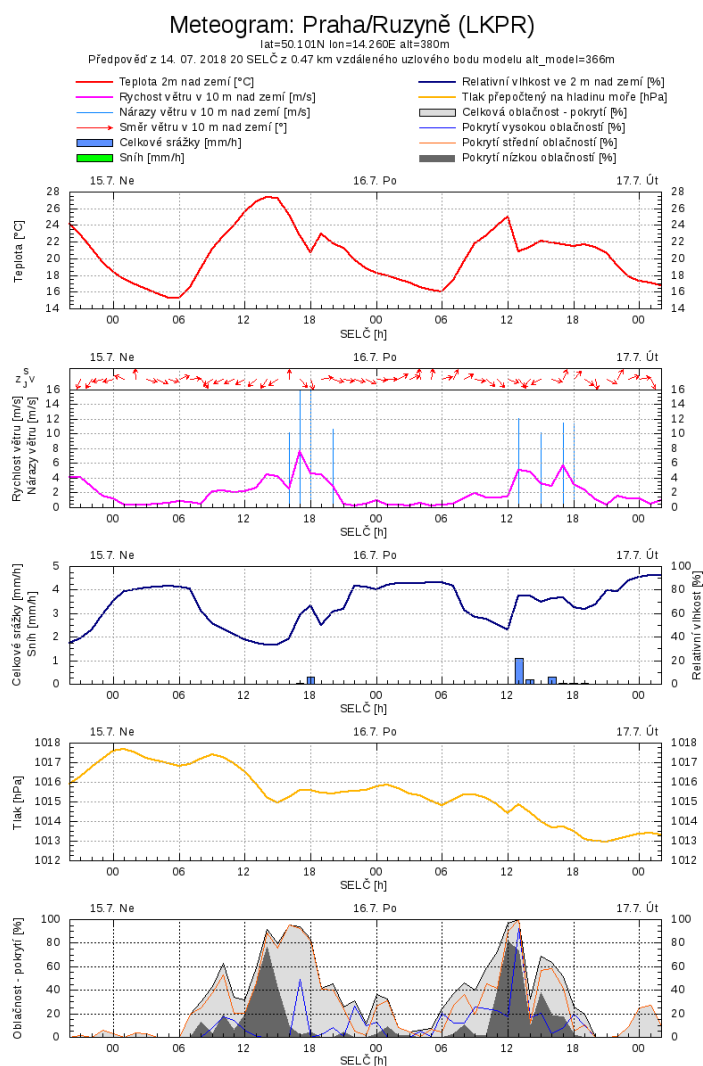
Prílohy

Príloha 1

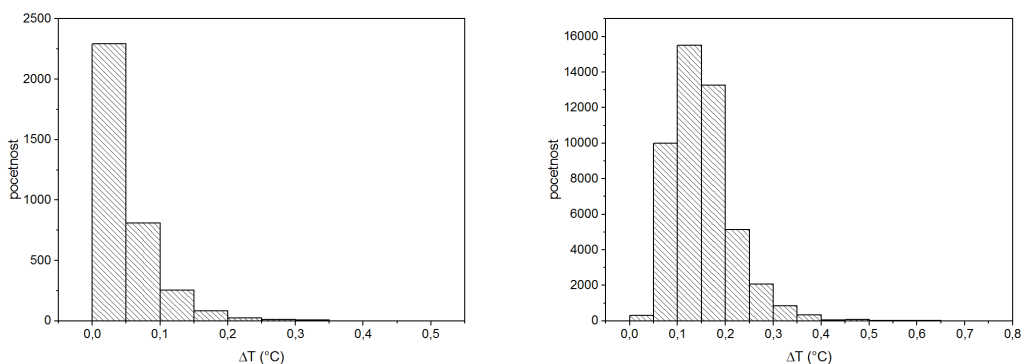
Názov	Zem. šírka (° s.š.)	Zem. dĺžka (° v.d.)	Nad. výška (m n.m.)	Označenie
Cheb	50,07	12,39	483	L3CHEB01
Karlovy Vary	50,20	12,91	603	L3KVAL01
Přimda	49,67	12,68	743	L2PRIM01
Tušimice	50,38	13,33	322	U1KATU01
Plzeň-Mikulka	49,76	13,38	360	L1PLMI01
Churáňov	49,07	13,62	1118	C1CHUR01
Kocelovice	49,47	13,84	519	C1KOCE01
Ústí nad Labem	50,68	14,04	375	U1ULKO01
Doksany	50,46	14,17	158	U1DOKS01
Praha-Ruzyně	50,10	14,26	364	P1PRUZ01
Praha-Karlov	50,07	14,43	261	P1PKAR01
Praha-Libuš	50,01	14,45	302	P1PLIB01
Temelín	49,20	14,34	500	C1TEME01
České Budějovice	48,95	14,47	395	C2CBUD01
Praha-Kbely	50,12	14,54	285	P1PKBE01
Liberec	50,77	15,02	398	U2LIBC01
Jičín	50,44	15,35	283	H3JICI01
Košetice	49,57	15,08	532	P3KOSE01
Kostelní Myslová	49,16	15,44	569	B2KMYS01
Pec pod Sněžkou	50,69	15,73	816	H1PECS01
Pardubice	50,02	15,74	224	H3PARD01
Příbrav	49,58	15,76	533	P3PRIB01
Ústí nad Orlicí	49,98	16,42	402	H2USTI01
Svratouch	49,74	16,03	734	H3SVRA01
Dukovany	49,10	16,13	400	B2DUKO01
Kuchařovice	48,88	16,09	334	B2KUCH01
Luká	49,65	16,95	510	O2LUKA01
Brno-Tuřany	49,15	16,69	241	B2BTUR01
Šerák	50,19	17,11	1328	O1SERA01
Prostějov	49,45	17,13	215	B1PROS01
Červená u Libavé	49,78	17,54	748	O1CERV01
Holešov	49,32	17,57	222	B1HOLE01
Ostrava-Mošnov	49,69	18,11	253	O1MOSN01
Lysá hora	49,55	18,45	1322	O1LYSA01
Maruška	49,37	17,83	664	O3MARU01
Čáslav	49,94	15,39	238	H3CHTU01

Tabuľka 4.1: Zoznam staníc.

Príloha 2



Obr. 4.2: Meteogram pre letisko Praha, Ruzyně (LKPR).

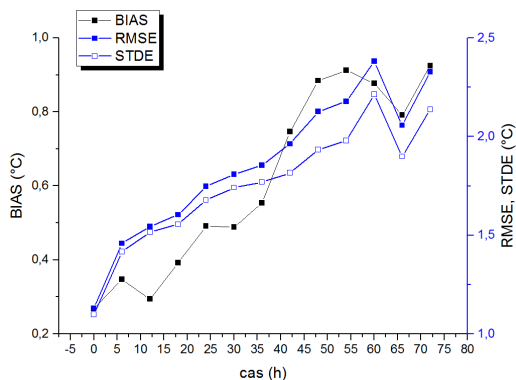


(a) z grafov meraní

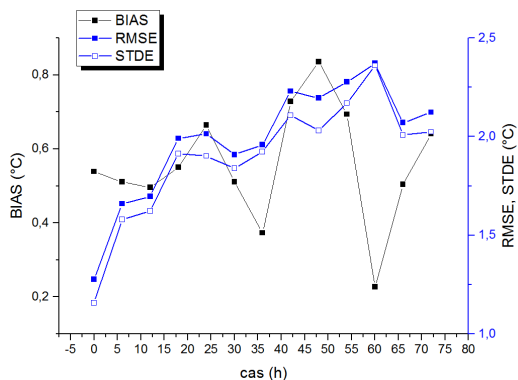
(b) z meteogramov

Obr. 4.3: Histogramy odchýlok určenia teploty.

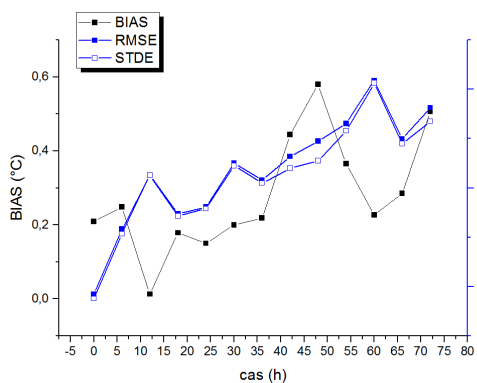
Príloha 3



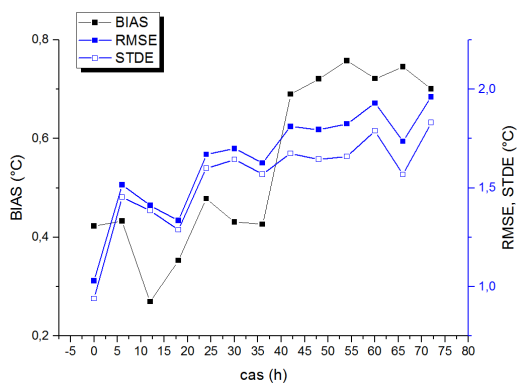
(a) Súhrn údajov zo všetkých staníc



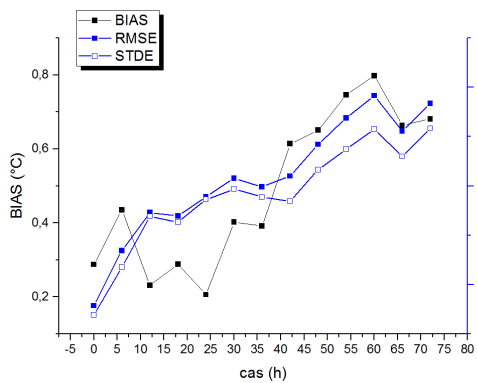
(b) Holešov



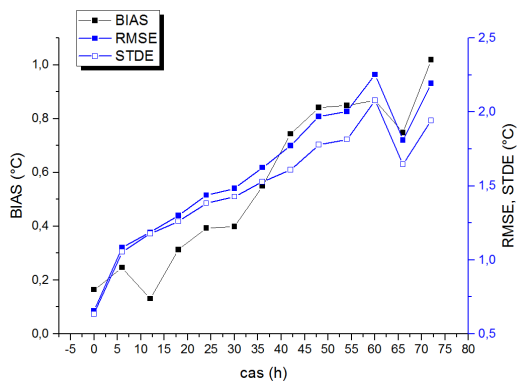
(c) Brno–Tuřany



(d) Dukovany

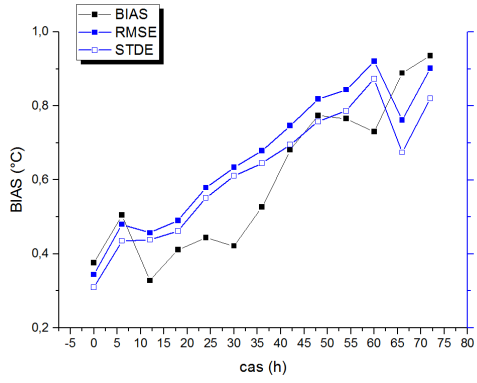


(e) Churáňov

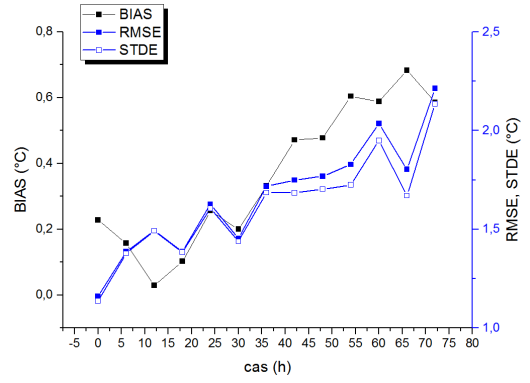


(f) Kocelovice

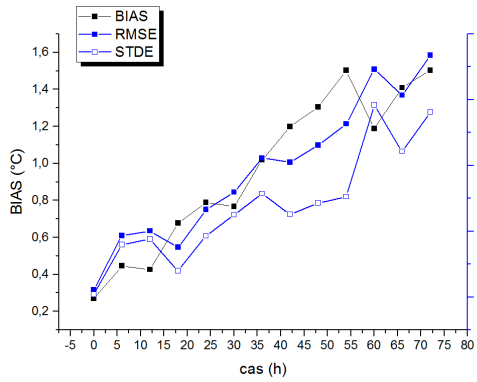
Obr. 4.4: Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 1.



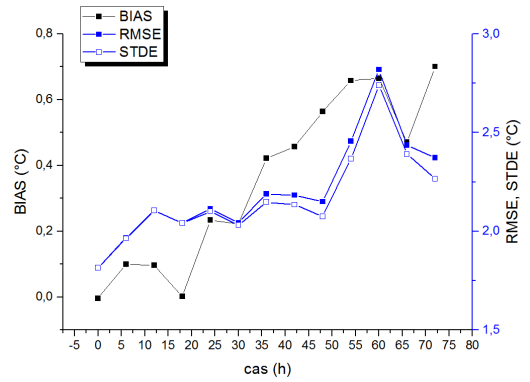
(a) Temelín



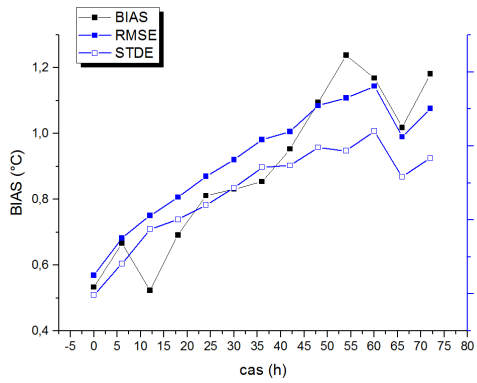
(b) Ústí nad Orlicí



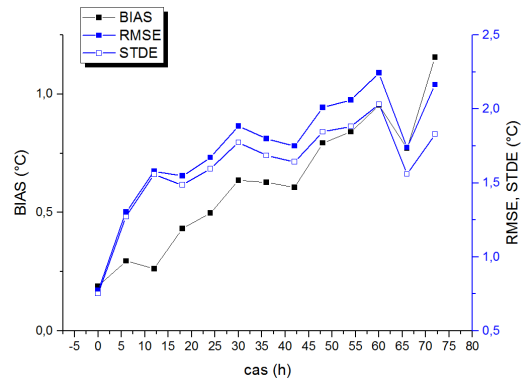
(c) Pardubice



(d) Svatouch

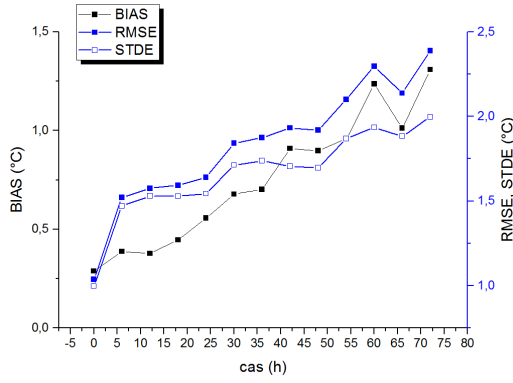


(e) Přimda

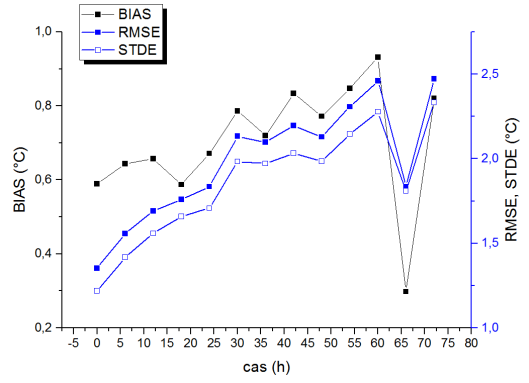


(f) Cheb

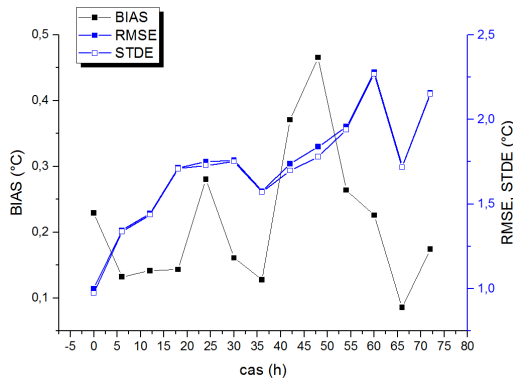
Obr. 4.5: Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 2.



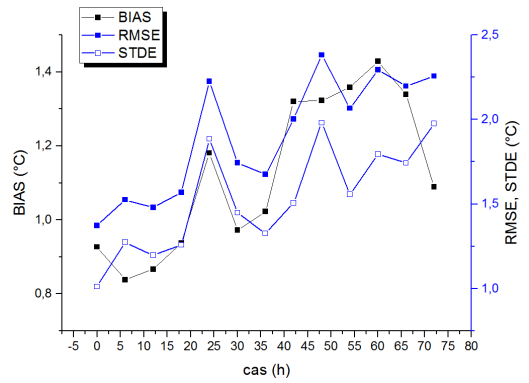
(a) Karlovy Vary



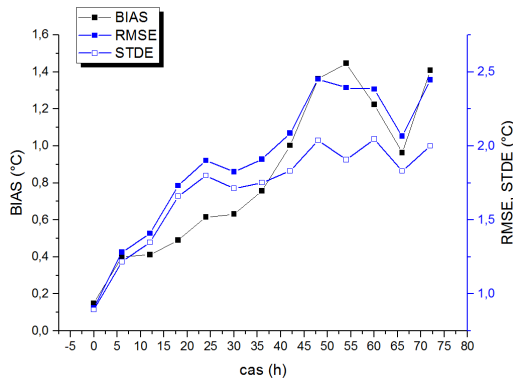
(b) Lysá hora



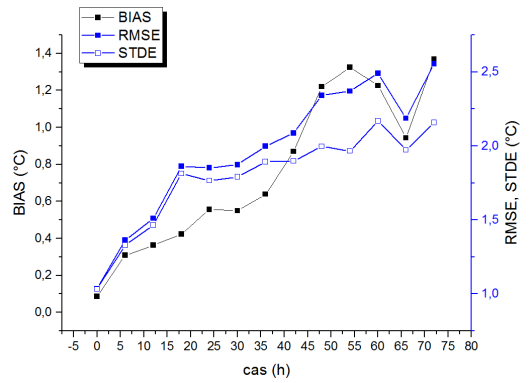
(c) Ostrava-Mošnov



(d) Luká

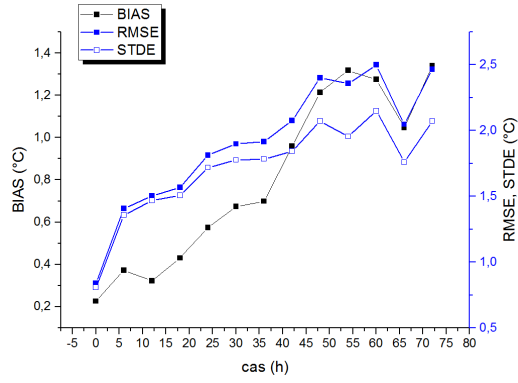


(e) Praha-Karlov

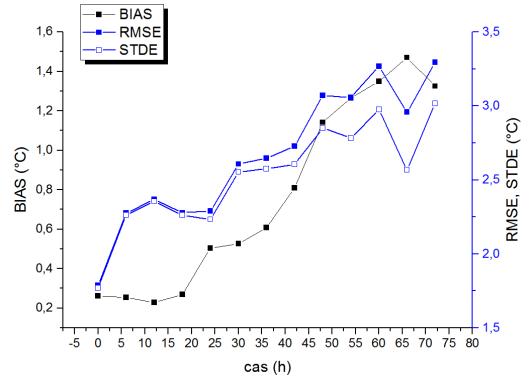


(f) Praha-Libuš

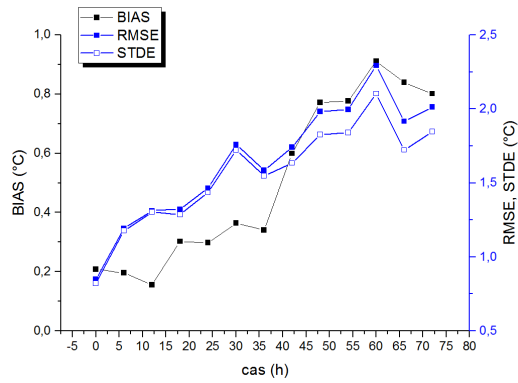
Obr. 4.6: Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 3.



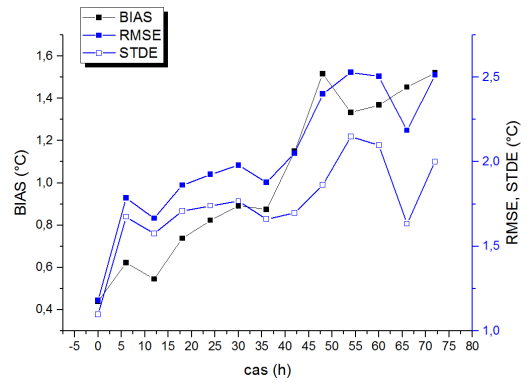
(a) Praha–Ruzyně



(b) Doksany



(c) Tušimice



(d) Liberec

Obr. 4.7: Štatistické charakteristiky meteorologických staníc, časť 4.