



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ

FACULTY OF MECHANICAL ENGINEERING

ENERGETICKÝ ÚSTAV

ENERGY INSTITUTE

**POPIS ZÁKLADNÍCH METEOROLOGICKÝCH JEVŮ A
PŘÍSLUŠNÉ MĚŘÍCÍ TECHNIKY**

DESCRIPTION OF BASIC METEOROLOGICAL PRINCIPLES AND MEASURING INSTRUMENTS

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

BACHELOR'S THESIS

AUTOR PRÁCE

AUTHOR

Ondřej Klusáček

VEDOUCÍ PRÁCE

SUPERVISOR

Ing. BSc František Prinz

BRNO 2019

Zadání bakalářské práce

Ústav: Energetický ústav
Student: **Ondřej Klusáček**
Studijní program: Strojírenství
Studijní obor: Základy strojního inženýrství
Vedoucí práce: **Ing. BSc František Prinz**
Akademický rok: 2019/20

Ředitel ústavu Vám v souladu se zákonem č.111/1998 o vysokých školách a se Studijním a zkušebním řádem VUT v Brně určuje následující téma bakalářské práce:

Popis základních meteorologických jevů a příslušné měřicí techniky

Stručná charakteristika problematiky úkolu:

Meteorologie je vědním oborem zabývající se fyzikou atmosféry zejména z hlediska aplikací v předpovědi počasí. Procesy v atmosféře jsou komplexní a dochází v ní ke značnému množství jevů, které lze pozorovat nebo měřit.

Cíle bakalářské práce:

Popsat a vysvětlit základní meteorologické jevy a veličiny, jaké jsou jejich fyzikální příčiny a jaké mají případně dopady na běžný život. Dále provést rešerši používané měřicí techniky k uvedeným meteorologickým veličinám a jevům a vysvětlit, na jakém principu přístroje pracují.

Seznam doporučené literatury:

BEDNÁŘ, Jan. Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]. Praha: Portál, 2003. ISBN 80-7178-653-5.

HÄCKEL, Hans. Atlas oblaků. Vyd. 2. Praha: Academia, 2009. Atlas (Academia). ISBN 978-80-2-0-1783-3.

KARAS, Pavel, Alena ZÁRYBNICKÁ a Taťána MÍKOVÁ. Skoro jasno: průvodce televizní předpovědi počasí. Praha: Česká televize, 2007. Edice České televize. ISBN 978-80-85005-78-3.

Termín odevzdání bakalářské práce je stanoven časovým plánem akademického roku 2019/20

V Brně, dne

L. S.

doc. Ing. Jiří Pospíšil, Ph.D.
ředitel ústavu

doc. Ing. Jaroslav Katolický, Ph.D.
děkan fakulty

ABSTRAKT

Tato bakalářská práce je zaměřena na popis základních meteorologických jevů a na jejich dopad na běžný život. Je zde uveden stručný popis atmosféry a poté podrobný popis základních veličin a jednotlivých jevů odehrávající se v atmosféře. Na závěr této práce je ke každé veličině uvedena příslušná měřicí technika.

Klíčová slova

meteorologie, měřicí technika, tlak, teplota, vlhkost

ABSTRACT

This bachelor thesis is focused on the description of basic meteorological principles and their impact on everyday life. There is a brief description of the atmosphere and then detailed description of basic quantities and individual principles taking place in the atmosphere. In the end of this thesis is given measuring instruments for each quantity.

Key words

meteorology, measuring instruments, pressure, temperature, humidity

BIBLIOGRAFICKÁ CITACE

KLUSÁČEK, Ondřej. *Popis základních meteorologických jevů a příslušné měřicí techniky*. Brno, 2020. Dostupné také z: <https://www.vutbr.cz/studenti/zav-prace/detail/124407>. Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, Energetický ústav. Vedoucí práce František Prinz.

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma Popis základních meteorologických jevů a příslušné měřicí techniky vypracoval samostatně s použitím odborné literatury a pramenů, uvedených v seznamu, který tvoří přílohu této práce.

Datum

Ondřej Klusáček

PODĚKOVÁNÍ

Děkuji tímto Ing. BSc Františku Prinzovi za cenné připomínky a rady, které mi poskytl při vypracování závěrečné práce.

OBSAH

ÚVOD.....	11
1 Atmosféra Země.....	12
1.1 Složení atmosféry.....	12
1.2 Vertikální složení atmosféry	12
2 Tlak	15
2.1 Barometrická formule	15
2.2 Tlakové útvary	16
2.3 Proudění v atmosféře	18
2.4 Vítr	21
2.4.1 Typy větrů.....	22
2.5 Vliv na člověka	23
3 Vlhkost vzduchu	24
3.1 Vyjádření vlhkosti vzduchu	24
3.2 Oblaky.....	25
3.2.1 Druhy oblaků	25
3.3 Mlha	28
3.4 Srážky	29
3.4.1 Padající srážky	30
3.4.2 Usazené srážky	31
3.5 Vliv na člověka	32
4 Teplota	33
4.1 Teplotní stupnice.....	33
4.2 Přenos tepla v atmosféře	33
4.3 Stabilita atmosféry	34
4.4 Teplotní inverze	34
4.5 Denní a roční chod teploty	35
4.6 Pocitová teplota.....	36
4.7 Vliv na člověka	36
5 Měřicí technika.	37
5.1 Tlak	37
5.2 Vlhkost.....	39
5.3 Teplota	40

5.4 Měření dalších veličin.....	42
ZÁVĚR.....	43
SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ.....	44
SEZNAM POUŽITÝCH SYMBOLŮ A ZKRATEK.....	49
SEZNAM OBRÁZKŮ	52
SEZNAM TABULEK	53

Úvod

Meteorologie je vědní obor, jenž se zabývá fyzikou atmosféry. Studuje její složení, vlastnosti, jevy a děje, které v ní probíhají. Hlavním zaměřením meteorologie je předpověď a analýza počasí. Počasí je definováno jako okamžitý stav atmosféry. K jeho popisu slouží meteorologické prvky, jako jsou tlak, teplota, vlhkost vzduchu, rychlost větru nebo srážky. Jednotlivé prvky lze pozorovat a měřit pomocí různé měřicí techniky.

V první části se bude bakalářská práce nejdříve zabývat stručným popisem atmosféry. Dále bude následovat popis základních meteorologických veličin (tlak, vlhkost, teplota) a také popis jednotlivých jevů, které probíhají v atmosféře.

Rozložení tlaku na Zemi způsobuje proudění vzduchu a vítr. Vlhkost vzduchu podmiňuje vznik oblaků, mlh a srážky v atmosféře. Nejvíce ovšem ze základních meteorologických veličin ovlivňuje člověka teplota.

Druhá část bakalářské práce bude zaměřena na popis používané měřicí techniky k uvedeným meteorologickým veličinám a jevům a vysvětlení, na jakém principu přístroje pracují. Bude se jednat zejména o měření tlaku, vlhkosti a teploty. Dále pro úplnost bude uvedeno měření některých dalších významných veličin. Bude se jednat například o měření rychlosti větru, srážek nebo o měření oblačnosti. [1], [2], [3]

1 Atmosféra Země

Atmosféra je plynný obal Země. Jedná se o vrstvu plynů, která je udržována kolem Země zemskou gravitací. Změny v atmosféře nazýváme počasí. [1]

1.1 Složení atmosféry

Atmosféru můžeme rozdělit na tři základní složky. První složkou je tzv. suchá a čistá atmosféra. Tato složka je tvořena směsí plynů neboli vzduchem. Zastoupení plynů ve vzduchu je uváděno v objemových procentech, z nichž největší zastoupení má dusík a poté kyslík (viz tab. 1.1). Druhou složkou atmosféry je vodní pára, jenž může v různých podmínkách přecházet na vodu nebo na led. Obsah vodní páry se pohybuje mezi 0 až 4 objemovými procenty. Tento obsah závisí na geografické poloze nebo například na typu vzduchové hmoty. Třetí složkou jsou pevné částice. Může se jednat o prach, sopečný popel nebo o částice organického původu. [1], [4], [5], [6]

Složka	% objemu
dusík N ₂	78,084
kyslík O ₂	20,948
argon Ar	0,934
oxid uhličitý CO ₂	0,0314
neon Ne	0,001818
helium He	0,000524
metan CH ₄	0,0002
krypton Kr	0,000114
vodík H ₂	0,00005
oxid dusný N ₂ O	0,00005
xenon Xe	0,0000087
ozon O ₃	0,000005
oxid uhličitý NO ₂	0,000001

Tab. 1.1 Složení vzduchu. [7]

1.2 Vertikální složení atmosféry

Zemská atmosféra se rozděluje do vrstev podle různých hledisek. Jde např. o dělení podle chemického složení, intenzity promíchávání vzduchu, nebo podle průběhu teploty vzduchu s nadmořskou výškou, což je nejdůležitější a nejčastější dělení.

V případě členění podle průběhu teploty s výškou rozlišujeme následující vrstvy: troposféra, stratosféra, mezosféra, termosféra a exosféra. Hranice mezi jednotlivými vrstvami nazýváme tropopauza, stratopauza, mezopauza a termopauza. Hranice mezi atmosférou a vesmírem není ovšem jasně dána.

Troposféra sahá nad póly do výšky 8 km a nad rovníkem přibližně do výšky 16 km nad úroveň moře. Ve středních zeměpisných šířkách je horní hranice troposféry okolo 11 km. Příčinnou zploštění troposféry v oblasti pólů je zemská rotace. Teplota v troposféře s výškou klesá, a to přibližně o 0,65 °C na 100 m. Tento pokles je způsoben konvekcí vzduchu. Při ohřátí vzduchu o zemský povrch se sníží jeho hustota a vznikne vzestupné proudění. Tento

ohřátý vzduch poté stoupá vzhůru a na jeho místo se dostává studený vzduch z horních vrstev troposféry. Díky cirkulaci vzduchu a vyskytující se vodní páře se zde vytváří oblaka a srážky, tudíž se zde odehrává počasí.

Stratosféra se nalézá od horní hranice troposféry až přibližně do 50 km. Součástí stratosféry je ozónosféra. Jedná se o vrstvu s vysokým obsahem O_3 - ozónu, který chrání Zemi před škodlivým ultrafialovým zářením. Ozónová vrstva se nachází ve výšce asi 25 – 35 km. Teplota ve stratosféře se asi do 25 km prakticky nemění, ale poté díky absorpci ultrafialového záření roste.

Mezosféra sahá od 50 km do 80 km. Kvůli malé hustotě zde nedochází k zahřívání způsobené pohlcováním UV částic, proto zde teplota klesá a může klesnout až k $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$. V mezosféře se vyskytují noční svítící oblaka. Předpokládá se, že jsou složeny z jemných ledových krystalků nebo ze shluku kosmického prachu, který pronikl do atmosféry.

Od horní hranice mezoféry vzhůru se nachází termosféra, jejíž horní hranice se uvádí okolo 500 km. Teplota zde s výškou díky slunečnímu záření výrazně roste. V termosféře vzniká polární záře.

Vyšší oblasti atmosféry se nazývají exosféra.

Podle chemického složení atmosféru dělíme na homosféru a na heterosféru.

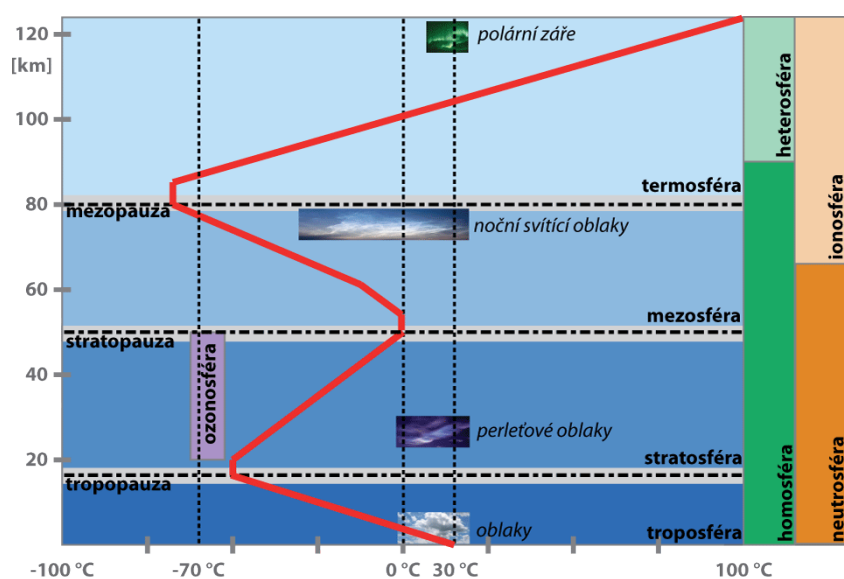
Homosféra, která se nachází do výšky přibližně 90 km, se vyznačuje neměnným objemovým složením hlavních plynů s výškou. Hlavní příčinou téměř konstantního složení je turbulentní promíchávání. Jedná se o promíchávání vzduchu v turbulentním proudění, tedy v proudění, kde se vyskytují nepravidelné turbulentní víry a fluktuace rychlosti. V homosféře se však mohou objevovat látky, které mají proměnné množství. Patří mezi ně ozon, vodní pára nebo oxid uhličitý.

Vrstva nad homosférou se nazývá heterosféra. V heterosféře ustává turbulentní promíchávání a začíná se uplatňovat difuzní rovnováha. Jedná se o vertikální rozložení plynů, které nejsou ovlivněny turbulentním promícháváním. V heterosféře se vyskytuje elektromagnetické záření.

Podle koncentrace iontů a volných elektronů dělíme atmosféru na ionosféru a neutrosféru.

Neutrosféra sahá od povrchu Země do výše 60 až 70 km. Koncentrace iontů je v této sféře velmi malá. Nepůsobí tedy odraz krátkých rádiových vln. Zahrnuje troposféru, stratosféru a část mezoféry.

V ionosféře se nachází ve vysoké koncentraci ionizované částice a volné elektrony, které způsobují odraz rádiových vln. Nachází se v části mezoféry a v termosféře a ve spodní části exosféry. [2], [5], [6], [8], [9], [10], [11]



Obr. 1.1 Vertikální složení atmosféry a závislost teploty na výšce. [12]

2 Tlak

Tlak je základní termodynamická stavová veličina. Je definována vztahem

$$p = \frac{F}{S}, \quad (2.1)$$

kde F [N] je síla působící kolmo na libovolně orientovanou plochu S [m²]. Základní jednotkou je pascal [Pa]. Dalšími jednotkami tlaku jsou např. bar, torr nebo fyzikální atmosféra.

Tlak vzduchu je jednou ze základních veličin v meteorologii a lze jej určit v libovolné výšce nad zemským povrchem. Je vyvolaný tíhou vertikálního vzduchového sloupce, který sahá od výškové hladiny, až k horní hranici atmosféry. Jako sledovaná hladina se většinou uvádí hladina moře. Na této úrovni je definován normální atmosférický tlak, tedy tlak jedné atmosféry. Hodnota normálního atmosférického tlaku se uvádí:

$$p = 101325 \text{ Pa} = 1013,25 \text{ hPa} = 1 \text{ atm}$$

Hmotnost jednotkového objemu vzduchu se nazývá hustota vzduchu ρ [kg/m³] neboli měrná hmotnost. Obrácená hodnota je nazývána měrným objemem v [m³/kg].

Hustota vzduchu se liší v závislosti na teplotě a tlaku, a na tom jestli se jedná o vzduch obsahující nasycenou vodní páru nebo o dokonale suchý vzduch. Jelikož vodní pára je za stejných podmínek lehčí než suchý vzduch, tak má také nižší hustotu. Při teplotě 20 °C a atmosférickém tlaku 1000 hPa se uvádí hodnota hustoty suchého vzduchu 1190 g/m³ a 1180 g/m³ pro vodní páru. [2], [4], [5], [13]

2.1 Barometrická formule

Pokles atmosférického tlaku s nadmořskou výškou lze matematicky vyjádřit pomocí tzv. barometrické formule. Pomocí této formule lze řešit např. úlohu redukce tlaku vzduchu na dohodnutou hladinu. Tato redukce je hojně využívána při tvorbě synoptických map a následné předpovědi počasí. Nejčastěji se provádí redukce na hladinu moře. Jedná se o přepočet tlaku vzduchu pro dohodnutou hladinu z hodnoty tlaku v určité nadmořské výšce s přihlédnutím k virtuální teplotě.

Virtuální teplotou nazýváme fiktivní teplotu, která odpovídá teplotě suchého vzduchu o stejných hodnotách tlaku vzduchu, jako má vzduch vlhký. Jde tedy o charakteristiku vlhkého vzduchu. Lze ji vypočítat ze vztahu:

$$T_v = T(1 + 0,606x) \quad (2.2)$$

kde T je termodynamická teplota a x měrná vlhkost vzduchu (viz kapitola 3. Vlhkost vzduchu). Virtuální teplota se používá v barometrické formuli pro vlhký vzduch.

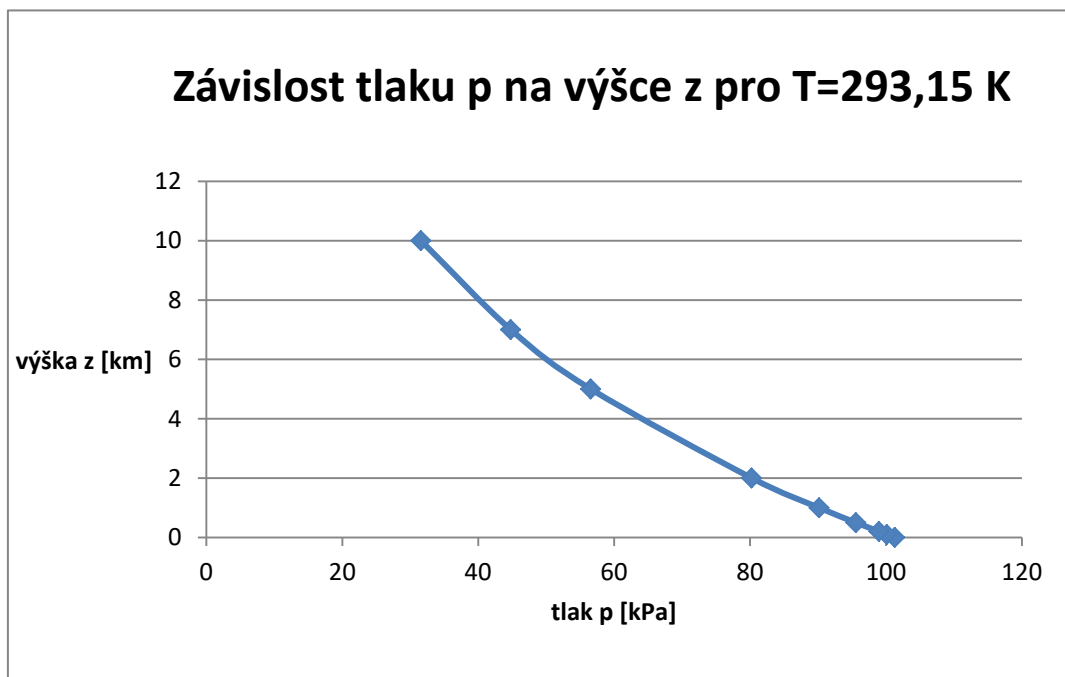
Základní verze barometrické formule lze napsat ve tvaru:

$$z_2 - z_1 = \frac{R_m}{g} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p}, \quad (2.3)$$

po integraci a následné úpravě na exponenciální tvar ji lze napsat ve tvaru:

$$p_1 = p_2 e^{\frac{g(z_2 - z_1)}{R_m \bar{T}}} \quad (2.4)$$

kde z_2 a z_1 značí výšku horní resp. dolní hranice, p_1 tlak v hladině z_1 , p_2 tlak v hladině z_2 , g velikost tíhového zrychlení, R_m měrnou plynovou konstantu suchého vzduchu a $\bar{T}$ průměrnou teplotu vrstvy vzduchu. Jedná se o aproximaci, kdy je dosazena průměrná teplota. Hodnota R_m se pro suchý vzduch uvádí $287,04 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{K}}$.



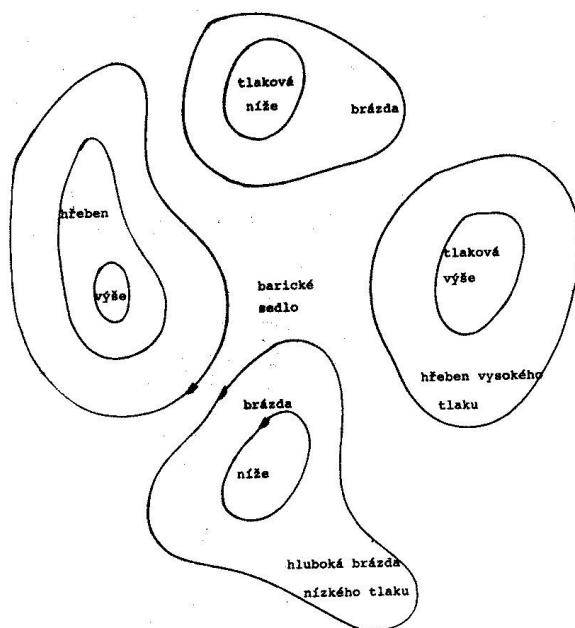
Obr 2.1 Pokles tlaku s výškou.

Pomocí barometrické formule (viz rovnice 2.4) byl sestaven graf závislosti tlaku p_2 na výšce horní hladiny z_2 (viz obr. 2.1). Tento graf byl sestaven pro teplotu 293,15 K, tedy pro 20 °C, a do výšky 10 km. Z obrázku je patrné, že s rostoucí výškou tlak klesá. Dále bylo vypočteno, že tlak klesne z původní hodnoty tlaku $p = 101,325$ kPa na polovinu při hodnotě $z = 5946$ m. Průměrný pokles tlaku s výškou je přibližně 0,70 kPa/100 m. Zároveň se pokles tlaku s výškou postupně snižuje. Na závěr byl proveden kontrolní výpočet pro hodnoty teploty 10 °C a 30 °C a bylo zjištěno, že při vyšší teplotě vzduchu je pokles tlaku nižší než při nižší teplotě vzduchu. Například při teplotě 30 °C byl zjištěn celkový pokles tlaku o 1,238 kPa nižší než při teplotě 20 °C. [2], [4]

2.2 Tlakové útvary

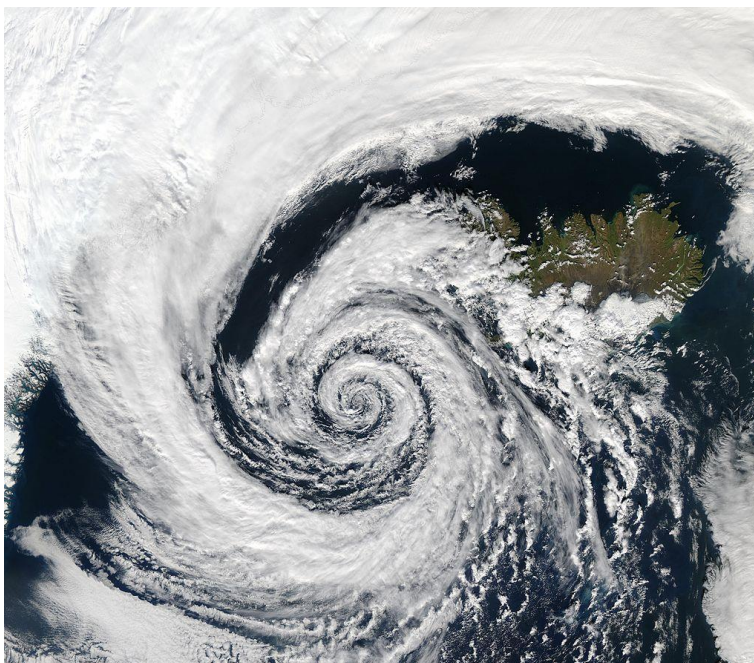
Tlak se na daném místě mění. Z tohoto důvodu se v atmosféře vyskytují oblasti, které mají rozdílný tlak oproti jejímu okolí. Tyto oblasti jsou souhrnně nazývány tlakové útvary. Mezi základní tlakové útvary řadíme tlakové níže (cyklony), tlakové výše (anticyklony), brázdy nízkého tlaku vzduchu a hřebeny vysokého tlaku vzduchu. Tlaková níže je oblast, ve které je atmosférický tlak nižší než v okolí oblasti. Naopak tlaková výše je oblast, kde je

atmosférický tlak vyšší než v okolí. Aby oblast mohla být označována jako tlaková výše či níže, musí kolem jeho středu existovat uzavřené izobary, tedy čáry spojující místa se stejným tlakem vzduchu. Pokud tato podmínka není splněna a oblasti neobsahují uzavřené izobary, pak oblasti vysokého tlaku nazýváme hřebeny vysokého tlaku a oblasti nízkého tlaku poté brázdy nízkého tlaku. Oblast mezi dvěma oblastmi nízkého tlaku vzduchu a dvěma oblastmi vysokého tlaku vzduchu nazýváme barické sedlo (viz obr. 2.2). Tlakové výše přináší v létě počasí teplé, slunečné a suché a naopak v zimě chladné, mrazivé a beze srážek. Tlaková níže zase naopak přináší počasí se srážkami a silným větrem. V létě s tlakovou níží přichází ochlazení a v zimě oteplení.



Obr. 2.2 Tlakové útvary. [14]

Oblasti, které mají vůči svému okolí trvale vyšší nebo nižší tlak, nazýváme celoroční tlakové útvary. Jedná se o rovníkovou tlakovou depresi, tedy o pás nižšího tlaku v rovníkové oblasti. Dále se nacházejí rovnoběžkové pásy vyššího tlaku mezi 25. a 30. stupněm zeměpisné šířky, jak na severní, tak na jižní polokouli. V těchto pásích, které nejsou zcela souvislé, se nacházejí jednotlivé tlakové výše. Jde například o Azorskou nebo o Havajskou tlakovou výši. V oblastech okolo 60. stupně zeměpisné šířky se vyskytují pásy nízkého tlaku. V severním Atlantiku významně ovlivňuje počasí Islandská tlaková níže (viz obr. 2.3). [2], [4], [8], [15], [16]



Obr. 2.3 Tlaková níže nad Islandem. [17]

2.3 Proudění v atmosféře

Díky rotaci Země, dochází k proudění neboli k cirkulaci v zemské atmosféře. Tento jev je důsledkem nerovnoměrného tlakového rozložení na Zemi, ke kterému dochází, protože slunce ohřívá zemský povrch na různých zeměpisných šířkách pod různými úhly. Pokud sluneční paprsky dopadají na zemský povrch pod ostrým úhlem, dochází k menšímu ohřevu, než když dopadají kolmo na zemský povrch. Z tohoto důvodu je v oblastech okolo pólů chladněji než na rovníku.

Pohybové pole se znázorňuje pomocí proudnic, tzn. křivek, které mají v každém bodě směr tečny totožný se směrem rychlosti proudění. Rozlišujeme pohyby vzduchu, které mají sbíhavé, nebo rozbíhavé proudnice. Jedná se o konfluenci resp. o difluenci proudnic. Trajektorie spojují polohy vzduchové částice v různém okamžiku. Pokud proudění pole je stacionární, tedy v čase neměnné, pak proudnice a trajektorie jsou totožné.

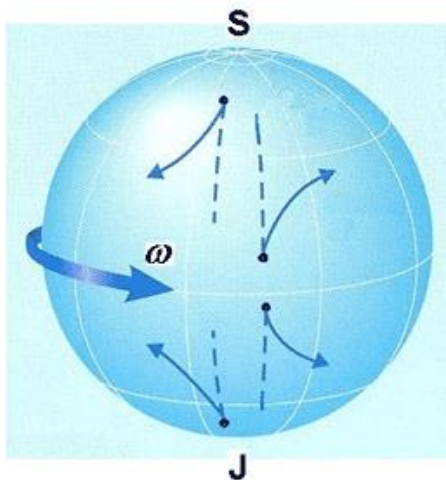
Na vzduch působí síla tlakového gradientu, Coriolisova síla a síla tíhová.

Nejvýznamnějším silovým účinkem je Coriolisova síla, jenž je způsobena rotací zeměkoule. Tato síla působí na objekty, které se pohybují relativně vůči Zemi. Lze rozdělit na horizontální a na vertikální složku, která je ovšem zanedbatelná. Horizontální složka je na rovníku rovna nule. Na severní polokouli stáčí Coriolisova síla pohybující se objekty doprava, a na jižní polokouli doleva. Protiváhou k Coriolisově síle je síla způsobena rozložením tlaku. V důsledku rovnováhy Coriolisovy síly a rozložení tlaku se tlakové útvary na severní polokouli točí proti směru hodinových ručiček a na jižní po směru hodinových ručiček (viz obr. 2.4).

Velikost Coriolisovy síly se vypočítá podle vztahu:

$$F_c = 2 \Omega v_r \sin \varphi_z \quad (2.5)$$

kde Ω značí velikost úhlové rychlosti zemské rotace, φ_z zeměpisnou šířku a v_r rychlost relativního pohybu objektu vůči Zemi.

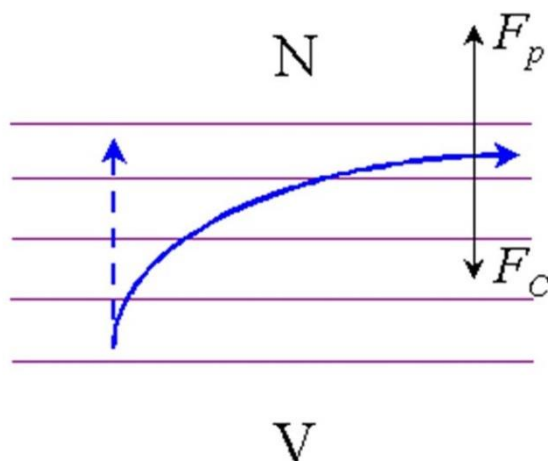


Obr 2.4 Stočení dráhy vzduchu. [18]

Proudění lze rozdělit na dva základní druhy - na geostrofické proudění a na gradientové proudění.

V případě geostrofického proudění se vzduchové částice pohybují díky působení horizontální složky tlakového gradientu F_p kolmo na izobary, a to z oblasti s vyšším tlakem vzduchu do oblasti s nižším tlakem vzduchu. Zároveň se částice pohybuje vůči zemskému povrchu, tedy působí na ni i Coriolisova síla, která stáčí její trajektorii, a to dokud nenastane rovnováha. Horizontální složky síly tlakového gradientu a Coriolisovy síly jsou stejně velké, ale mají opačný směr. Proudění, které splňuje tuto podmínku, nazýváme geostrofickým prouděním nebo také geostrofickým větrem (viz obr. 2.5.). Při tomto typu proudění je zanedbáváno tření. Částice pohybuje rovnoměrným přímočarým pohybem.

Geostrofický vítr je pouze aproximací reálného proudění v atmosféře. Vektory geostrofického proudění a skutečného proudění si tedy nejsou rovny, ale rozdíl jejich velikostí není příliš velký. Tento rozdíl nazýváme prouděním ageostrofickým. V atmosféře má ageostrofický vítr velký význam. Jsou s ním spojeny časové změny tlakového pole a tedy i vývoj tlakových útvarů. Kdyby tedy toto proudění neexistovalo, atmosféra by byla zcela bez vývoje.



Obr. 2.5 Vznik geostrofického proudění. [19], upraveno

F_p – síla horizontálního tlakového gradientu

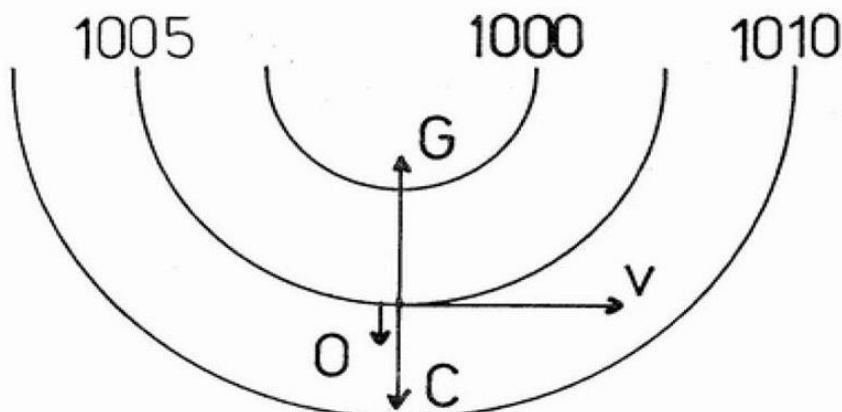
F_c – Coriolisova síla

V – oblast vyššího tlaku vzduchu

N – oblast nižšího tlaku vzduchu [4]

Pokud ke geostrofickému proudění přidáme působení normálového zrychlení, jenž je způsobené zakřivením izobar, dostaneme gradientové proudění nebo také gradientový vítr. Toto proudění vztahujeme k základním tlakovým útvarům. U geostrofického proudění jsme uvažovali přímkový tvar izobar, avšak v reálných případech jsou izobary lehce zakřiveny. Rozlišujeme cyklonální a anticyklonální zakřivení izobar. V důsledku orientace vektoru rychlosti horizontálního proudění se v tlakových nížích proudnice zakřívují na severní polokouli proti směru hodinových ručiček. Jde o cyklonální zakřivení. Na druhou stranu u tlakových výší se proudnice zakřívují po směru hodinových ručiček. V tomto případě je nazýváno jako anticyklonální zakřivení. Na jižní polokouli z důvodu opačné orientace Coriolisovy síly se tlakové níže i výše zakřívují opačným směrem. Při gradientovém proudění jsou v rovnováze tři síly. Jde o sílu tlakového gradientu, Coriolisovu sílu a také o sílu odstředivou, která je způsobena horizontálním zakřivením proudnic (viz obr. 2.6).

Jelikož přibližně do výšky 1,5 km nad zemským povrchem je proudění větru ovlivňováno třením o zemský povrch, představují ve skutečnosti gradientový i geostrofický vítr pouze idealizované podoby větru. [4], [7], [20]



Obr 2.6 Gradientový vítr. [19], upraveno

C – Coriolisova síla

O – odstředivá síla

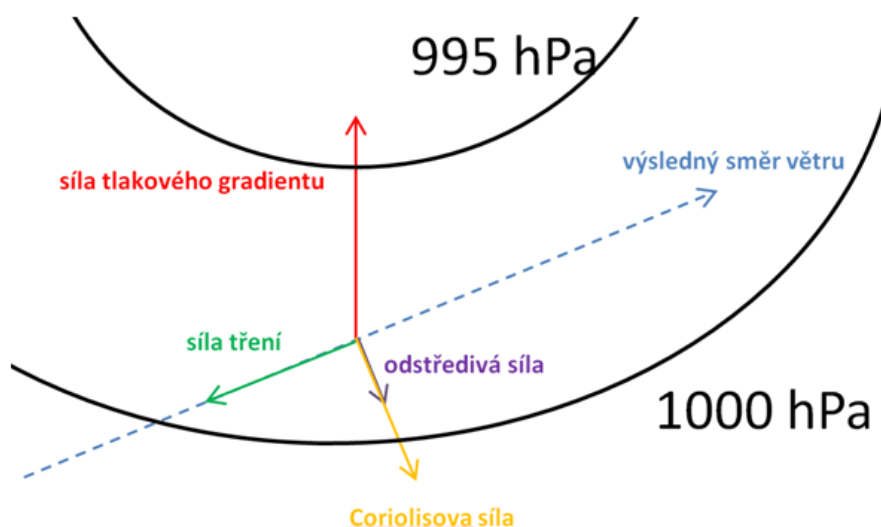
v – vektor gradientového větru

G – síla tlakového gradientu [4]

2.4 Vítr

Větr, jako jedním ze základních meteorologických prvků, je nazýván pohyb vzduchu v atmosféře vzhledem k zemskému povrchu. Jedná se o vektor, u kterého se sleduje odděleně velikost a směr. Vzniká mezi místy s různým tlakem vzduchu. Tlakový gradient uvádí do pohybu částice vzduchu, tak že se pohybují ve směru od oblasti vyššího tlaku do oblasti s tlakem nižším. Síla tlakového gradientu vzniká při rozdílech tlaku na různých místech a snaží se tyto rozdíly vyrovnat. Vzduch se přesouvá tak dlouho, dokud není dosaženo rovnováhy, tzn. až do doby než se vyrovnají rozdíly tlaku vzduchu. Čím jsou větší rozdíly tlaku, čili čím jsou izobary hustší na synoptické (meteorologické) mapě, tím je vítr silnější. Na částici při pohybu působí dále Coriolisova síla, odstředivá síla a v blízkosti zemského povrchu i síla třecí. Tato síla působí proti pohybu vzduchu a brzdí proudění. Zároveň dochází k určitému stočení směru větru a odklání se od směru izobar do strany s nižším tlakem vzduchu. Vektor větru tedy svírá s izobarami ostrý úhel, který v našich geografických podmínkách dosahuje přibližně hodnoty 30° .

Pomocí větru je prováděn přenos vody v atmosféře a přenos fyzikálních vlastností ve vzduchových hmotách. [1], [2], [7], [8], [21]



Obr. 2.7 Schéma sil působící na vzduch v tlakovém poli v blízkosti zemského povrchu. [21]

2.4.1 Typy větrů

Typické větry dostávají v různých částech světa své specifické názvy a označení. Některé z nich budou nyní popsány detailněji.

Blizardem nazýváme prudký, suchý, studený vítr, který je doprovázen silným sněžením. Minutový průměr větru dosahuje rychlosti minimálně 15 m/s. Je typický pro Severní Ameriku.

Bóra je označení pro studený vítr od severovýchodu. Vane z vnitrozemí Balkánu na pobřeží Jaderského moře. Přináší výrazné ochlazení. Vyskytuje se především na podzim a v zimě.

Bríza je rovnoměrně vanoucí mírný mořský vítr. Rychlost bývá mezi 3 – 5 m/s. Vzniká z důvodu rozdílného oteplování moře a pevniny v průběhu dne.

Na závětrné straně hor vzniká vítr zvaný fén. Jedná se o teplý, suchý a nárazovitý vítr. V zimě způsobuje velké tání sněhu.

Mistral je prudký, studený, suchý vítr, který vane v jižní Francii. Má charakter bóry. Vzniká při severním až severozápadním prouděním. Rychlost mistralu může dosahovat 80 – 130 m/s.

Monzunem nazýváme vítr, který vzniká na rozhraní moře a pevniny. Příčinnou jeho vzniku je rozdílné oteplování oceánu a pevniny v jednotlivých ročních obdobích. Jedná se tedy o sezónní vítr. Rozlišujeme letní monzun a zimní monzun. Letní monzun vane z moře nad pevninu díky výskytu nižšího tlaku vzduchu nad teplými oblastmi pevniny. Zimní monzun vane naopak z pevniny nad moře díky oblastem vyššího tlaku vzduchu nad chladnější pevninou.

V horských oblastech vane vítr zvaný orkán. Vane o průměrné rychlosti větší než 33 m/s. Způsobuje rozsáhlé škody.

Nad mořem a oceány dominují pasáty. Pasát je pravidelný vítr vanoucí po celý rok ze subtropických oblastí směrem k rovníku. Má stálý směr i rychlost proudění. Rychlost pasátů se pohybuje mezi 6 až 8 m/s.

Především v USA se vyskytují tornáda (viz obr. 2.8). Jedná se o speciální druh tromby, tedy o druh atmosférických vírů. Je spojeno se základnou mraku a spouští se směrem dolů až se dotkne zemského povrchu. Otáčí se v cyklonálním směru stejně jako tlaková níže. [1], [2]



Obr. 2.8 Tornádo. [22]

2.5 Vliv na člověka

Na frontách dochází ke změnám tlaku, které mohou mít výrazný vliv na jedince. Časovou změnu tlaku na daném místě nazýváme tlakovou tendencí. Tato charakteristika se určuje na meteorologických stanicích každé tři hodiny a má velký význam pro předpověď počasí.

Při výrazném poklesu atmosférického tlaku se mohou vyskytovat bolesti hlavy a tento pokles může způsobovat i dýchací problémy u starších osob. Naopak vysoký atmosférický tlak může způsobovat krvácení z nosu.

Změna tlaku je velmi nebezpečná např.: pro potápěče při rychlém vynořování. Jde o tzv. dekompresní nemoc. Při rychlém vynoření se nestačí vyrovnat hladiny tlaku a vytvoří se drobné bublinky v krvi a dojde k embolii.

Silný vítr a tornáda mohou způsobovat velké škody na majetku a obydlích obyvatel nebo také mohou poničit úrodu. Jedním z těchto příkladů v ČR byla bouře Kyrill. Tato bouře přešla přes ČR v roce 2007. Vítr během této bouře dosahoval rychlosti až přes 200 km/h. Tato bouře způsobila rozsáhlé škody a z velké části poničila lesy na Šumavě. Posledními velkými bouřemi v České Republice s velmi silným větrem byly orkán Eberhard (březen 2019) a Sabine (únor 2020). [2], [23], [24], [25], [26]

3 Vlhkost vzduchu

Vlhkost udává množství vodní páry v ovzduší. Množství je časově proměnné a zároveň podléhá místním vlivům. Vzduch podle obsahu vodní páry rozdělujeme na suchý a na vlhký, který může obsahovat až 4 objemová % vody. [1], [4], [13]

3.1 Vyjádření vlhkosti vzduchu

Pro určení stavu vlhkého vzduchu je potřeba určit tlak a teplotu a dále veličinu, která by vyjadřovala obsah vlhkosti ve vzduchu. Mezi nejčastější veličiny patří absolutní, relativní a měrná vlhkost a dále například teplota rosného bodu nebo také tlak vodních par.

Absolutní vlhkost vzduchu Φ vyjadřuje hmotnost vody v plynném skupenství (vodní páry), obsažené v objemové jednotce vlhkého vzduchu. Někdy se tato veličina také označuje jako hustota vodní páry. Lze ji vyjádřit ze vztahu:

$$\Phi = \frac{m_p}{V} = \rho \quad [\text{kg/m}^3] \quad (3.1)$$

kde m_p značí hmotnost páry, V objem a ρ hustotu. Tato veličina není ovšem v praxi příliš často používána.

Relativní vlhkost vzduchu φ je poměr absolutní vlhkosti vzduchu a absolutní vlhkosti nasyceného vzduchu (nebo také hustoty – viz rovnice 3.1) za stejného tlaku a teplotě

$$\varphi = \frac{\rho_p}{\bar{\rho}_p} = \frac{p_p}{\bar{p}_p} \quad [-] \quad (3.2)$$

kde p_p je parciální tlak vodní páry obsažené ve vlhkém vzduchu a $\bar{p}_p$ je parciální tlak syté páry při stejné teplotě. Tato veličina bývá také označována jako poměrná vlhkost.

Tlak vodních par e , dříve nazývaný napětí vodních par, je parciální tlak vyvolaný vodními parami, který přispívá podle Daltonova zákona k celkovému tlaku vzduchu. Daltonův zákon zní:

$$p = \sum_{i=1}^n p_i \quad (3.3)$$

Tento zákon říká, že celkový tlak p je roven součtu parciálních tlaků p_i . Jedná se o součet tlaků jednotlivých složek vzduchu. Vyjadřuje se v hektopascalech (hPa) nebo v milibarech (mbar).

Měrná (specifická) hmotnost vzduchu x je hmotnost vodní páry v jednotce vlhkého vzduchu

$$x = \frac{m_p}{m_d} \quad [\text{g/kg}] \quad (3.4)$$

kde m_p značí hmotnost páry a m_d hmotnost suchého vzduchu. Měrnou hmotnost lze vyjádřit i pomocí tlaku vodní páry e a tlaku vzduchu p vztahem:

$$x \cong \frac{e}{p} \quad (3.5)$$

kde ε je poměr měrné plynové konstanty pro suchý vzduch a pro vodní páru. Přibližná hodnota $\varepsilon \cong 0,622$.

Teplota rosného bodu t_r je teplota, při níž se stane pára nasycenou při stejném atmosférickém tlaku, tzn. hodnota relativní vlhkosti vzduchu $\varphi = 1 = 100 \%$.

Vodní pára je jednou z nejdůležitějších složek ovzduší, jelikož její množství ve vzduchu podmiňuje vznik oblaků, mlhy, srážek a zároveň určuje vlhkost či suchost podnebí. Proto má vlhkost vzduchu velký význam pro počasí. [1], [2], [4], [13], [27]

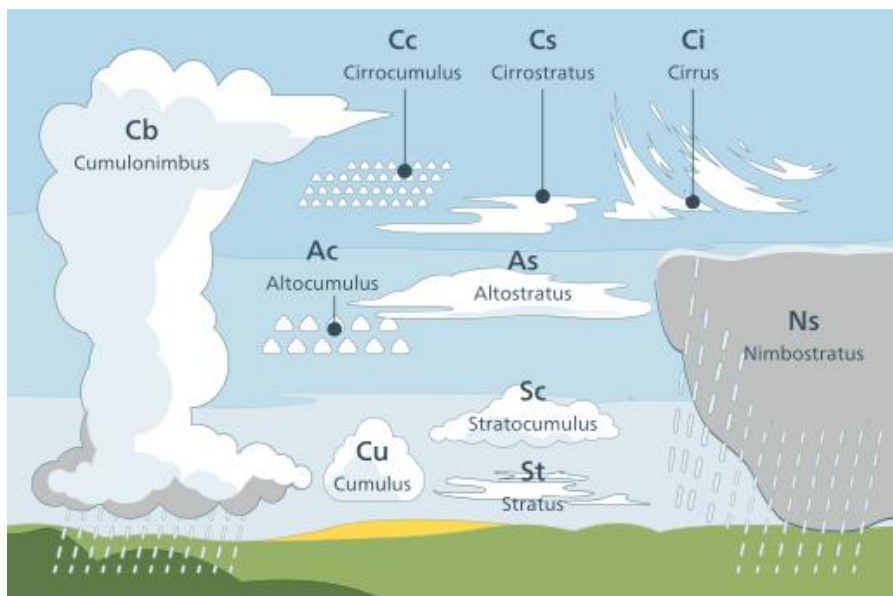
3.2 Oblaky

V atmosféře Země se vyskytují soubory s velkým počtem kondenzačních produktů vodní páry. Jedná se o vodní kapičky nebo o ledové krystalky. Tyto soubory souhrnně nazýváme oblak. Oblaky neboli mraky mohou vznikat tehdy, když se vzduch ochladí tak, že se vodní pára stane nasycenou a poté dojde ke kondenzaci a vytvoří se drobné kapičky. Ochlazení vzduchu může mít dvě základní příčiny. První příčinou jsou vzestupné pohyby vzduchu. Při nich se vzduchu adiabaticky, tedy při nulové výměně tepla s okolím, rozpíná a ochlazuje. V tzv. kondenzační hladině se poté vzduch stane nasyceným a při dalším vzestupu vzduchu vznikají v důsledku kondenzace vodní páry oblaky. Tímto způsobem vznikají např. oblaky typu cumulus. Druhou příčinou vzniku mraku je tzv. izobarické ochlazování. Probíhá za konstantního tlaku a dojde k poklesu teploty pod teplotu rosného bodu a poté ke kondenzaci vodní páry. Tímto způsobem vzniká inverzní oblačnost a jde často o mraky druhu stratus. [4], [7]

3.2.1 Druhy oblaků

Dle mezinárodní klasifikace oblaků rozlišujeme deset základních druhů. Dělíme je podle výšky, v které se v našich zeměpisných šířkách vyskytují. Jedná se o oblaky vysokého patra, středního patra a nízkého patra. Názvosloví jednotlivých mraků je kombinací slov cirrus (řasa), stratus (vrstva), cumulus (kupa), nimbus (déšť) a předpon alto (mraky středního patra, cirro (mraky vysokého patra) a nimbo (mohutné dešťové oblaky – jsou schopny se vyskytovat ve více patrech zároveň).

Ve vysokém patru se vyskytují mraky cirrus (Ci), cirrocumulus (Cc) a cirrostratus (Cs). Ve středním patru altostratus (As) a altocumulus (Ac). A v nízkém patru jsou to stratus (St), cumulus (Cu), stratocumulus (Sc). Oblaky typu nimbostratus (Ns) a cumulonimbus (Cb), mívají základnu v nízkém patru, ale mají rozsah až do vysokého patra. Schéma výskytu oblaků je znázorněno na obr. 3.1.



Obr. 3.1 Druhy oblāků podle výšky výskytu. [28], upraveno

Cirrus jsou jemné bílé obláčky s vláknitou strukturou. Jsou ve tvaru vláken a jejich shluků a jsou tvořeny ledovými krystalky. Vyskytují se většinou ve výškách nad 5 km. Tento oblak vzniká nejčastěji stoupáním stabilního vzduchu. Jsou předzvěstí zesílení přízemního větru.

Cirrocumulus je tvořen ledovými krystalky, avšak mohou se v něm vykytovat i kapičky přechlazené vody. Má tvar bílých vloček, téměř kulatých kup nebo útržků. Bývají často uspořádány do řad či skupin. Obvykle se vyskytují ve výšce nad 5 km. V mírných podnebních doprovází studené fronty.

Cirrostratus představuje jemný souvislý závoj bílé barvy. Díky němu obloha nabývá mléčného zbarvení. Může mít zřejmou vláknitou strukturu anebo může být tenký, stejnoměrný a téměř neviditelný. Je tvořen ledovými krystalky. Vyskytují se před příchodem teplé fronty. Vznikají zde halové jevy. Jde o optické jevy v atmosféře, které mají podobu bílých nebo barevných prstenců, kol či oblouků. Vyskytují se při prosvítání Slunce nebo Měsíce přes tyto oblaky.

Altostratus je oblačná vrstva světle šedé barvy. U vrcholu je složen z ledových krystalků a v nižších vrstvách obsahuje přechlazené vodní kapičky. Sluneční disk může slabě prosvítat, avšak oblak je většinou velmi hustý, tak že jej zcela zakrývá. Doprovází teplé fronty a obvykle přináší slabé srážky v podobě sněhu či deště. V létě se tyto srážky zpravidla stačí vypařit ještě před dopadem na zem.

Altopumulus jsou jednotlivé skupiny či vrstva bílých až tmavě šedých oblaků. Jsou uspořádány do jednotlivých řad, vln nebo do zřetelně oddělených kup. Skládá se především z vodních kapek. Jeho základna leží mezi 2 a 6 km. Záleží na oblasti, nad kterou se vyskytují. Jestli se jedná o polární oblasti, kde je základna níž, nebo jestli jde o tropickou oblast, kde naopak je základna až v 6 km. Doprovází studenou frontu a bývají předzvěstí hezkého počasí.

Stratus je charakterizován jako beztvářá jednotvárná šedá vrstva. Pokrývá většinou celou oblohu nebo aspoň její velkou část. Skládá se pouze z vodních kapiček. Jeho základna se vyskytuje obvykle níže než 2 km nad zemským povrchem. Může být až u země, v tom případě se ovšem stratus mění v mlhu. Díky neexistujícímu vertikálnímu proudění se ve stratu netvoří déšť nebo sníh. Pokud z něj vypadávají nějaké srážky, tak pouze v podobě mrholení ne-

bo v zimě velmi slabého sněžení. Vzniká především v noci za pěkného počasí nad vodními plochami. Poté, když teplota začíná stoupat, postupně se vypařuje a mizí.

Stratocumulus se skládá pouze z vodních kapiček. Má tvar hrubých roztrhaných oblaků v podobě hrud či valounů, které nemají ostré okraje. Při menší hustotě má světlá místa a mezery, kterými může prosvítat Slunce. Vzniká při stoupání vzduchu, který následně narazí na vrstvu teplejšího vzduchu, která mu brání v dalším stoupání.

Cumulus jsou husté oblaky s horizontální základnou a kupovitým vrcholem. Základna leží většinou ve výšce pod 2000 m. Jeho horní část je světlá z důvodu odrazení velkého množství slunečního záření. Je výsledkem konvekce vzduchu a tvoří se ve vzestupných prouděch teplého vzduchu, vznikající v důsledku nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Vyskytují se ve třech tvarech - humilis, mediocris a congestus. První dva jsou tvořeny vodními kapičkami a nevypadávají z nich srážky, ale congestus může být oblakem smíšeným, tedy může být tvořen vodními kapičkami i ledovými krystalky, které se vyskytují ve vyšších částech tohoto oblaku a mohou z něj vypadávat srážky v podobě deště nebo v zimě v podobě sněhových přeháněk. Congestus se může dále vyvíjet v cumulonimbus.

Cumulonimbus je mrak, který vertikálně roste do velkých výšek. Někdy může dosahovat až do tropopauzy nebo až do spodní části stratosféry. Je to bílá až tmavě šedá hmota, která má tvar vysokých věží (viz obr. 3.2). Spodní část oblaku je velmi tmavá, boky jsou jasně bílé. Vrcholky mívají vláknitou strukturu. Skládá se z vodních kapiček, ale u vrcholů se vyskytují ledové krystaly. Cumulonimbus je jediný mrak, u kterého mohou vznikat bouřky, které jsou spojeny se silným větrem, vypadáváním přívalových dešťů, sněhu nebo kroupami. Ne však každý cumulonimbus se musí nutně projevovat bouřkovými efekty. Vzniká při konvekčním proudění v nestabilní atmosféře. Při ochlazování teplého vzduchu, který rychle stoupá vzhůru, kondenzuje pára a uvolňuje se teplo, které ohřívá vzduch.

Nimbostratus je beztvářý, jednolitý oblak tmavošedé barvy. Základnu mívá okolo 2000 m nad zemí, ale díky vertikální mohutnosti může sahát až do střední nebo i horní troposféry. Jedná se o smíšený oblak, který je typickým srážkovým oblakem. Mohou z něj vypadávat srážky v podobě sněhu či deště. Tyto srážky mívají povětšinou trvalý charakter. [1], [4], [7], [8], [29]



Obr. 3.2 Cumulonimbus. [30]

3.3 Mlha

Speciální druh oblaku, jehož spodní základna se blíží nebo dotýká zemského povrchu, nazýváme mlha. Mlha snižuje dohlednost pod 1 km. Pokud je viditelnost při zemi větší než 1 km, nazýváme tento aerosol jako kouřmo. Mlha se vyznačuje bělavým zbarvením, avšak v průmyslových oblastech může mít naředlý nebo nahnědlý odstín. Může vzniknout jen tehdy, pokud teplota vzduchu klesne pod teplotu rosného bodu. Dalšími podmínkami jsou dostatečná absolutní vlhkost vzduchu (např.: radiační mlhy), relativní vlhkost, dosahující až 100 % (např.: frontální a advekční) a slabý vítr. Mlha vzniká při teplotách nad bodem mrazu, ale i pod bodem mrazu.

Rozlišujeme čtyři stupně intenzity mlhy podle dohlednosti. První stupeň je mlha slabá, s dohledností 500 až 1000 m, další stupeň mlha mírná (200 až 500 m). Dále mlha silná, kdy dohlednost dosahuje 50 až 200 m a nakonec mlha velmi silná s dohledností menší než 50 m.

Podle Willetta rozlišujeme dva hlavní druhy mlh - mlhy uvnitř vzduchových hmot a frontální mlhy.

Mezi mlhy uvnitř vzduchových front řadíme advekční mlhy, radiační mlhy a advekčně radiační mlhy.

Advekční mlhy vznikají tak, že spodní vrstvy vzduchu jsou ochlazovány při přílivu vzduchové hmoty o daných vlastnostech od chladnějšího povrchu, nad nímž se pohybují. Nad naším územím vznikají advekční mlhy způsobené přesouváním teplého a vlhkého vzduchu od oceánu. Vznikají většinou na podzim a v zimě, kdy je oceán teplejší než zemský povrch.

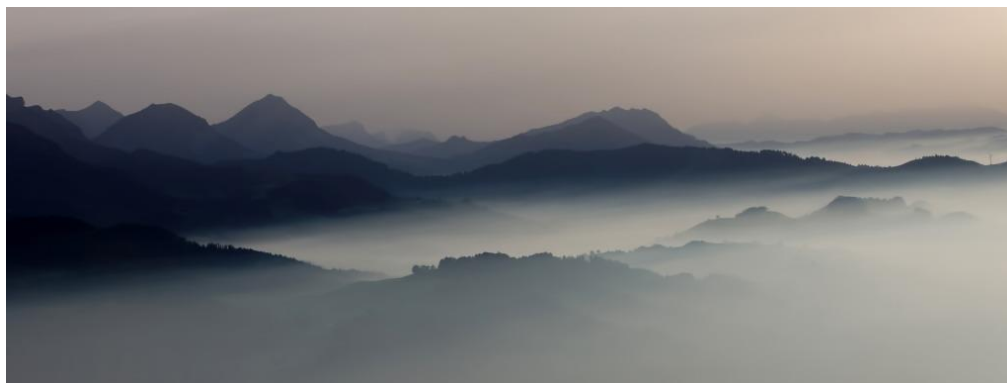
Dalšími advekčními mlhami jsou například monzunové mlhy. Ty vznikají nad mořem v pobřežních oblastech při přenosu teplého vzduchu z kontinentu nad chladnější povrch oceánu.

Dále zde řadíme mořské mlhy, které vznikají při pohybu vzduchu z teplejší pevniny nad studenější vodní hladinu. Existují také advekční mlhy, které naopak vznikají přesunem studeného vzduchu nad teplejší vodní povrch. Zde řadíme mlhy způsobené vypařováním arktických moří a také ranní výpary, které vznikají nad řekami nebo nad jezery v podzimním období.



Obr. 3.3 Advekční mlha. [31]

Radiační mlhy jsou mlhy způsobené vyzařováním. Během tohoto děje se ochladí spodní vrstva vzduchu až pod teplotu rosného bodu. Vznikají zejména nad pevninou, protože půda je při jasné obloze výrazně ochlazována. Typicky se vyskytují při teplotních inverzích, tedy při zvláštním jevu v atmosféře, kdy teplota s nadmořskou výškou vzrůstá. Radiační mlhy dělíme na mlhy přízemní a na výškové mlhy. Přízemní mlha se tvoří v noci nebo i nad ránem za jasné oblohy. Vzniká u země, protože vzduch při zemi se nejrychleji ochladí. U země je také nejsilnější, s výškou mlha řídne. Výšková mlha vzniká při jasné obloze zejména v zimě a na podzim. Z důvodu záporné radiační bilance může mlha pronikat do velké výšky. Může sahát do výšky až několika set metrů. Kondenzace začíná ve velké výšce a odtud se poté šíří dolů.



Obr. 3.4 Radiační mlha. [32]

Jestliže v zimě proniká z teplého moře nad studenou pevninu mořský vzduch, vzniká nad pevninou mlha v důsledku silného ochlazení půdy a intenzivního odpařování. Tuto mlhu nazýváme advekčně radiační. Jedná se velmi hustou mlhu, která zároveň pokrývá rozsáhlá území. Je typická pro západní Evropu.

Frontální mlhy se vyskytují podél jednotlivých front. Mohou se vyskytovat v kteroukoli roční či denní dobu. Dělíme je na předfrontální a zafrontální. Předfrontální mlha vzniká z předfrontálních srážek, které se vypařují a následně dochází ke kondenzaci. Zafrontální mlhy se nachází za teplou frontou a jsou velmi podobné mlhám advekčním. [1], [2], [4], [33], [34], [35]

3.4 Srážky

Atmosférické srážky jsou produkty kondenzace či sublimace vodní páry, které dopadají z oblaků na zemský povrch nebo na něm vznikají. Jde tedy o vodu vyskytující se v atmosféře v tuhém, nebo v kapalném skupenství. Jedná se o tzv. hydrometeory (mezi hydrometeory dále patří např.: mlha nebo kouřmo, ty ovšem neřadíme mezi srážky). Podle způsobu vzniku atmosférické srážky dělíme na srážky padající (vertikální) a na srážky usazené (horizontální). Mezi padající srážky řadíme např.: déšť, mrholení, sníh nebo kroupy. Usazené srážky jsou rosa, námraza, ledovka nebo jinovatka. Srážky, které vypadávají z mraků, ale nedopadnou na zemský povrch, nazýváme virga nebo také srážkové pruhy. Jedná se vlastně o prodloužení oblaku směrem k zemi. Z hlediska délky trvání srážky dělíme na trvalé, občasné a na přehánky. Trvalé padají po delší dobu pouze s malými přestávkami a to většinou z oblaku typu nimbostratus. Občasné jsou srážky přerušované a přehánky mají krátké trvání a náhlý začátek i konec.

Při pozorování srážek určujeme jejich kvantitativní charakteristiky. Množství nebo také úhrn srážek se vyjadřuje v milimetrech. Udává výšku vodní vrstvy na 1 m^2 ze spadlých a usazených srážek, která by byla možná se vytvořit na povrchu, kdyby se žádná voda nemohla vypařit, odtéct či vsáknout. V meteorologii se udává úhrn srážek za 24 hodin. Jedná se o časový úsek mezi 6. hodinou ráno a 6. hodinou ráno následujícího dne. Množství srážek spadlých za jednotku času nazýváme intenzita srážek. Zpravidla se udává v mm za minutu nebo v mm za hodinu.

Množství padajících srážek má velký vliv na běžný život kolem nás. Velké množství v krátkém čase, podpořené případným táním sněhu, může způsobit vznik povodní. Velké povodně zasáhly ČR v roce 1997. K těmto povodním došlo na řekách Morava a Odra. K největším zaznamenaným povodním došlo v roce 2002 na Vltavě a na Labi. Poslední rozsáhlé povodně se v ČR vyskytly v roce 2013, a to taktéž na Vltavě a na Labi. Na druhou stranu dlouhodobé malé množství srážek způsobuje sucha a nízké hladiny podzemních vod. K těmto jevům dochází v ČR v posledních letech velmi často. [1], [2], [4], [7], [35], [36]

3.4.1 Padající srážky

Srážky, které vypadávají z mraků a dopadnou na zemský povrch, nazýváme padající nebo také vertikální. Mezi hlavní typy padajících srážek patří déšť, sníh nebo kroupy.

Nejběžnější formou padajících srážek je déšť. Jedná se o srážky v podobě vodních kapek o průměru větším než 0,5 mm. Nejčastěji padá z oblaků typu cumulonimbus nebo nimbostratus. Déšť může být trvalý, tedy trvající delší dobu, anebo krátkodobý. Krátkodobý se vyznačuje trváním pouze po dobu několika minut, náhlým vznikem a také náhlým zánikem. Souhrnně je označován jako přehánka. Déšť rozdělujeme podle intenzity na slabý (do 2,5 mm/h), mírný (2,5 – 8 mm/h), silný (8 – 40 mm/h) a nakonec velmi silný (nad 40 mm/h).

Déšť, jehož kapky při dopadání na zemský povrch okamžitě namrzají, nazýváme mrznoucí déšť. Na povrchu poté tvoří usazeninu ledu, kterou nazýváme ledovkou. Intenzitu mrznoucího deště vyjadřujeme stejně jako u klasického deště.

Pokud vodní kapičky mají průměr menší než 0,5 mm a nedosahují takové intenzity, aby mohly být považovány za déšť, nazýváme tento typ srážek mrholením. Podle intenzity mrholení lze rozdělit na slabé (do 0,1 mm/h), mírné (0,1 – 0,2 mm/h) a na silné (0,2 – 0,3 mm/h).

Obdobně jako u deště rozlišujeme mrznoucí déšť, rozlišujeme u mrholení mrznoucí mrholení. Jedná se tedy o mrholení, jehož kapky při dopadu na zemi namrzají a vytváří ledovku. Intenzita mrznoucího mrholení je určována stejně jako u mrholení.

Srážky, které padají z oblaků a skládají se z ledových krystalků složitých tvarů - sněhových vloček, nazýváme sníh. Vypadávání sněhu označujeme jako sněžení. Sníh vytváří sněhovou pokrývku, která slouží jako izolace a chrání půdu před silným ochlazením. Sněhovou pokrývku lze charakterizovat dvěma základními veličinami, výškou sněhové pokrývky (v cm) a hustotou sněhu (v g/cm^3). Intenzita sněžení se udává výškou čerstvě napadnutého sněhu za jednotku času. Rozlišujeme sněžení slabé (0,5 cm/h), mírné (0,6 – 4 cm/h) a silné (více než 4 cm/h).

Pokud padají vodní kapičky a zároveň sněhové vločky, jedná se o tzv. déšť se sněhem. Intenzita tohoto jevu je určována stejně jako intenzita deště.

Neprůhledné ledové částice s velikostí okolo 3 mm nazýváme sněhové kroupky. Mají kulový tvar a při dopadu na zemský povrch odsakují a tříští se. Vyskytují se při teplotách kolem 0°C a jsou doprovázeny deštěm či sněhovými vločkami. Intenzita je určována stejně jako u sněžení.

Sněhová zrna jsou malé, neprůhledné kousky ledu. Velikost mají menší než 1 mm a mají zploštělý tvar. Vypadávají v malém množství nejčastěji z oblaku stratus nebo z mlhy. Při dopadu se netříští a ani neodskakují. Intenzitu sněhových zrn určujeme stejně jako u mrholení.

Zmrznutím dešťových kapek těsně před dopadem na zemský povrch vzniká zmrzlý déšť. Jde o průsvitné ledové částice kulového tvaru s velikostí do 5 mm.

Za velmi nízkých teplot lze v polárních oblastech a někdy i ve středních zeměpisných šířkách pozorovat jev zvaný ledové jehličky. Jde o ledové krystalky, které se vznášejí ve vzduchu nebo mírnou rychlostí padají k zemi.

Kousky ledu o průměru větším než 5 mm nazýváme kroupy. Vznikají v oblacích typu cumulonimbus, tedy v bouřkových oblacích. Vznikají z kroupových zárodků za vhodných podmínek namrzáním přechlazené vody. [1], [2], [4], [35]



Obr. 3.5 Kroupy. [37]

3.4.2 Usazené srážky

Srážky, které nevypadávají z oblaků, ale vznikají na předmětech na zemském povrchu nebo v atmosféře, nazýváme srážky usazené. Vznikají v důsledku kondenzace nebo sublimace vodní páry na zemském povrchu.

Vodní kapky usazené na předmětech na zemském povrchu nazýváme rosa. Rosa se tvoří na trávě, listech nebo na střeších domů. Vzniká srážením vodní páry obsažené v okolním vzduchu. Podmínkou pro vznik rosy je ochlazení povrchů pod teplotu rosného bodu. Tvoří se během večera či noci za bezvětří nebo při velmi slabém větru. Pokud vodní kapky zamrznou, je tento jev nazýván jako zmrzlá rosa.

Analogicky jako rosa, avšak sublimací za teploty pod bodem mrazu vzniká jíní. Jedná se o krystalky ledu s krystalickou strukturou. Tyto krystalky mívají většinou tvar jehliček či vějířků. Jíní se většinou usazuje na vodorovných plochách.

Při teplotách výrazně pod bodem mrazu (většinou pod $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) a s relativní vlhkostí blížíící se k 100% vzniká jinovatka (viz obr. 3.6). Tvoří se sublimací mlhy při nasycení vzduchu vodní parou při bezvětří nebo při slabém větru. Jde o bílou, kyprou usazeninu tvořenou ledovými krystalky. Vyskytuje se na elektrických vedeních, na jehličích či na hranách budov. Při lehkém poklepu na předmět, kde je jinovatka uchycena, opadáva.

Námraza vzniká okolo $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ rychlým zmrznutím kapiček vodní páry. Jde o bílou až šedivou sněhovou hmotu vláknité struktury. Tvoří se na drátech elektrického vedení, větvích na

vertikálních plochách budov nebo na letadlech. Námraza lehce přilnavá k povrchu, může odlávat silnému větru a svou tíhou lámat větve či přetrhávat dráty.

Při mrholení a dešti vzniká na předmětech, které mají teplotu těsně pod nulou ledovka. Jde o kompaktní ledový povlak usazující se na vodorovných a i na vertikálních plochách. Je důsledkem dopadu a následného zmrznutí, vodních kapiček na povrch, který má teplotu pod bodem mrazu. Při vhodných podmínkách vrstva ledovky dosahuje až několika centimetrů, a poté může lámat větve nebo i stromy. [1], [2], [4], [35]



Obr. 3.6 Jinovatka. [38]

3.5 Vliv na člověka

Relativní vlhkost ovlivňuje vnímání okolí jedince. Ideální relativní vlhkost se uvádí okolo 55 %. Při nižších vlhkostech, tedy při suchém vzduchu, může docházet k vysušení sliznic a k následnému kašli. Také může dojít k opakujícím se onemocněním dýchacích cest. Na druhou stranu vysoké vlhkosti vyvolávají tzv. pocit dusna. Jedná se o nepříjemný pocit vyvolaný vysokou vlhkostí vzduchu, vysokou teplotou vzduchu a bezvětrím. [2], [39]

4 Teplota

Teplota vyjadřuje míru střední kinetické energie při termickém (tepelném) pohybu molekul. Je jednou ze základních fyzikálních veličin soustavy SI a je to také základní termodynamická stavová veličina. Základní jednotkou v soustavě SI je kelvin. Teplota udávána v kelvinech, je označována jako termodynamická teplota. [13]

4.1 Teplotní stupnice

V meteorologii se nepoužívají pro vyjádření teploty kelviny. Místo toho se používají stupně Celsia nebo v anglosaských zemích stupně Fahrenheita. Přepočty mezi jednotlivými stupnicemi jsou následující:

- termodynamická teplota - Celsiova stupnice

$$t = T - 273,15 \text{ [}^{\circ}\text{C]} \quad (4.1)$$

kde t je teplota ve stupních Celsia a T je termodynamická teplota [K].

- Celsiova stupnice - Fahrenheitova stupnice

$$t_F = \frac{9}{5}t + 32 \text{ [}^{\circ}\text{F]} \quad (4.2)$$

kde t_F je teplota ve stupních Fahrenheita a t je teplota ve stupních Celsia. [13]

4.2 Přenos tepla v atmosféře

Teplota vzduchu je základní meteorologický prvek, který vyjadřuje tepelný stav atmosféry. Pomocí tohoto prvku jsme schopni určit teplotní poměry v atmosféře v krátkodobém i v dlouhodobém období v dané oblasti. Teplotu vzduchu nejvíce ovlivňuje teplo, které se šíří v atmosféře několika způsoby. Jde o radiaci (záření), konvekci (proudění) a o kondukcii (vedení), která je ovšem možná být u plynů považována za zanedbatelnou.

Radiační přenos je způsoben slunečním zářením, které se dostává na zemský povrch a následně ho ohřívá. Ohřátý zemský povrch je poté hlavním zdrojem tepla pro atmosférický vzduch. Během dne je zemský povrch teplejší než okolní vzduch a z tohoto důvodu přechází teplo ze zemského povrchu na vzduch a vzduch se otepluje. Naopak během noci ztrácí povrch teplo pomocí vyzařování a postupně se stává chladnějším než vzduch, který se začíná ochlazovat v důsledku předávání svého tepla chladnějšímu povrchu.

Při konvekci dochází k vertikálnímu pohybu vzduchu. Tento pohyb je termicky (tepelně) podmíněný. Při konvekci stoupají vrstvy teplejší vzduchu nahoru a na jejich místo se dostávají vrstvy studenějšího vzduchu a vznikají kompenzující sestupné proudy studeného vzduchu.

Vedení tepla je prováděno pomocí neuspořádaných pohybů souborů molekul v atmosféře. Je závislé na molekulární teplotní vodivosti λ a na vertikálním teplotním gradientu, tedy na změně teploty s výškou. Přenos tepla se poté uskutečňuje ve směru klesající teploty.

Hlavní charakteristikou jednotlivých přenosů tepla je veličina zvaná intenzita přenosu tepleného toku. Tuto veličinu lze pro všechny typy přenosu tepla obecně vyjádřit:

$$Q = -K \frac{\partial T}{\partial z} = -K\gamma \quad (4.3)$$

kde $\frac{\partial T}{\partial z}$ je vertikální teplotní gradient a K je koeficient přenosu tepla. Koeficient K má ovšem pro jednotlivé případy vedení tepla jiný fyzikální význam a také odlišné číselné hodnoty.

Při pohybu vzduchové částice s nadmořskou výškou se částice adiabaticky ochlazuje (otepluje) při výstupu (sestupu). Změnu teploty vzduchové částice poté nazýváme adiabatický teplotní gradient. Lze jej vypočítat ze vztahu:

$$\gamma_a = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.4)$$

Adiabatický gradient se liší podle toho, o jaký vzduch se jedná. Rozlišujeme gradient suchého vzduchu (bez obsahu páry), též suchoadiabatický gradient γ_a , a dále gradient nasyceného vzduchu γ_s . Platí, že $\gamma_s < \gamma_a$ z důvodu kondenzace páry a následného oteplení částice díky uvolněnému teplu u nasyceného vzduchu. Hodnoty gradientů se uvádí: $\gamma_a \cong 1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ a $\gamma_s = 0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$.

Pokud nedochází ke kondenzaci, lze teplotní gradient nahradit suchoadiabatickým gradientem. [4], [7], [40], [41]

4.3 Stabilita atmosféry

Při pohybu vzduchu v atmosféře na něj působí konvekční síla F_k , jenž je rozdílem vztahové a tíhové síly působící na vzduch. Zrychlení vyvolané silou F_k nazýváme konvektivní zrychlení a_k .

V důsledku tohoto působení rozlišujeme tři druhy stability: labilní rovnováhu, indiferentní rovnováhu a stabilní rovnováhu.

Pokud výsledná síla F_k působící na částici vzduchu směřuje nahoru a teplota s nadmořskou výškou klesá rychleji, než adiabatický gradient nasyceného vzduchu nazýváme tento stav jako labilní rovnováha.

Jestliže F_k má nulovou hodnotu a teplotní gradient klesá stejně rychle, jako gradient nasyceného vzduchu jedná se o indiferentní stav,

Stabilní rovnováha nastává, když pokles teploty s výškou je pomalejší než adiabatický gradient nasyceného vzduchu, nebo dokonce s výškou roste (teplotní inverze). V tomto případě má výsledná síla F_k zápornou hodnotu.

Pro nasycený vzduch je pokles teploty srovnáván s gradientem nasyceného vzduchu a naopak při nenasyčeném se suchoadiabatickým gradientem. [1], [2], [4], [7]

4.4 Teplotní inverze

Jev, při kterém v troposféře roste teplota s nadmořskou výškou, nazýváme inverze teploty. Jde o speciální příklad stability zvrstvení. Při tomto jevu vznikají tzv. inverzní vrstvy, které díky stabilnímu stavu zvrstvení mají velký vliv na některé atmosférické procesy. Jedná se například o omezení vývoje konvekčních oblaků (např.: oblaky typu cumulus) nebo také o omezení promíchávání vzduchu a s tím související rozptýl znečišťujících příměsí v atmosféře. Rozlišujeme inverze výškové a přízemní. U přízemních inverzí leží spodní hranice přímo

u zemského povrchu a u výškové inverze leží spodní hranice v určité výšce nad zemským povrchem.

Teplotní inverze mohou vznikat několika způsoby. Nejdůležitějšími z nich jsou inverze radiační a advekční. Radiační inverzi rozdělujeme na noční, zimní a výškovou. Jedná se o inverze způsobené vyzařováním studeného vzduchu ze zemského povrchu. Při advekční inverzi se nad studený zemský povrch dostává vrstva teplého vzduchu a je postupně ochlazována. Tato situace často nastává nad sněhovou pokrývkou. [1], [2], [4], [7]

4.5 Denní a roční chod teploty

V důsledku přenosu tepla mezi atmosférou a zemským povrchem dochází ke kolísání teploty během dne. Teplota má během dne jedno minimum a jedno maximum. Denní minimum obvykle nastává okolo doby východu Slunce a denní maximum nastává z důvodu tepelné setrvačnosti mezi 14 a 15. hodinou odpolední místního času. Bylo ovšem pozorováno, že ve městech nastávají denní maxima později než mimo města. Průběh teploty nad oceánem během dne se ovšem liší. Teplotní maximum vzduchu nad oceánem nastává již okolo 12. hodiny z důvodu přímého zahřívání vzduchu slunečními paprsky.

Denní amplituda, rozdíl mezi minimem a maximem během dne, závisí na mnoha dalších faktorech. Jde o faktory, které souvisí s polohou pozorovaného místa (např.: zeměpisná šířka nebo výška nad zemským povrchem) a také s měnícím se časem (např.: roční období). Pokud zeměpisná šířka roste, pak se zmenšuje denní teplotní amplituda. Zároveň pokud se zvětšuje nadmořská výška, pak klesá denní amplituda teploty. Z důvodu velkého oteplování půdy během léta je největší denní amplituda právě v létě. Naopak nejmenší denní amplituda je na jaře a na podzim. Zároveň za jasného počasí je denní amplituda větší než při velké oblačnosti.

Teplota vzduchu se taktéž mění během roku. Rozdíl průměrné teploty v nejteplejším a v nejchladnějším měsíci roku poté nazýváme jako roční amplituda teplot. Ve většině oblastí (kromě oblastí kolem rovníku) dochází k jednomu maximu a jednomu minimu teplot během roku. Okolo rovníku nastávají obvykle dvě maxima (po rovníkových oblastech) a dvě minima (po slunovratech). Na severní polokouli nad kontinentem je nejvyšší roční teplota v červenci a nejnižší obvykle v lednu. Na jižní polokouli je to přesně naopak. Nad oceány ovšem dochází k minimu během února či března a k maximu v srpnu. Roční amplitudu teplot ovlivňuje několik faktorů. Jde například o zeměpisnou šířku nebo o nadmořskou výšku. Směrem k pólům se roční amplituda teplot zvětšuje a s nadmořskou výškou se nepatrně zmenšuje.

Během roku se mohou vyskytovat různé aperiodické změny teploty. Tyto změny jsou souhrnně nazývány jako singularity. Mezi nejznámější singularity ve střední Evropě patří např.: ledoví muži – ochlazení na začátku května, dále medardovské počasí – výrazné ochlazení na začátku června, nebo také vánoční obleva.

V současné době dochází na planetě ke zvyšování průměrné teploty během roku. Tento stav způsobuje celkové oteplování planety (tzv. globální oteplování). Díky zvyšování teploty dochází k tání ledovců a také k teplotní roztažnosti mořské vody. V důsledku těchto dvou faktorů se zvyšuje hladina světových oceánů a moří.

Teplotní roztažnost lze vypočítat dle vzorce:

$$\beta = \frac{1}{V} \frac{\Delta V}{\Delta T} \quad [^{\circ}\text{C}^{-1}] \quad (4.5)$$

kde V je objem kapaliny, ΔV změna objemu a ΔT změna teploty. [1], [2], [4], [42], [43]

4.6 Pocitová teplota

Vnímání teploty vzduchu člověkem ovlivňuje několik faktorů. Jedná se o rychlost větru a o vlhkost vzduchu. Rozlišujeme dva indexy zahrnující vlivy těchto faktorů. Jde o Heat Index a o Wind chill index. Heat Index se používá v teplé části roku a vlivem vlhkosti vzduchu se pocitová teplota oproti naměřené teplotě zvyšuje. Tento index platí pro teplotu vyšší než 27 °C a pro vlhkost vyšší než 40 %. Při nižších hodnotách je vliv tohoto indexu zanedbatelný. Wind chill je používán v chladnější části roku. Jde o ovlivňování teploty vlivem rychlosti větru. Je používán pro teploty nižší než 10 °C a pro rychlost větru vyšší než 1,3 m/s. Tyto indexy vycházejí z empirických vzorců a tabulek. Jednotlivé vzorce se mohou lišit v závislosti na geografických podmínkách. [2], [44]

		Teplota (°C)												
		10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50
Vitr (km/h)	10	9	3	-3	-9	-15	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63
	15	8	2	-4	-11	-17	-23	-29	-35	-41	-48	-54	-60	-66
	20	7	1	-5	-12	-18	-24	-31	-37	-43	-50	-56	-62	-68
	25	7	1	-6	-12	-19	-25	-32	-38	-45	-51	-57	-64	-70
	30	7	0	-7	-13	-20	-26	-33	-39	-45	-52	-59	-65	-72
	35	6	-1	-7	-14	-20	-27	-33	-40	-47	-53	-60	-66	-73
	40	6	-1	-7	-14	-21	-27	-34	-41	-48	-54	-61	-68	-74
	45	6	-1	-8	-15	-21	-28	-35	-42	-48	-55	-62	-69	-75
	50	6	-1	-8	-15	-22	-29	-35	-42	-49	-56	-63	-70	-76
	55	5	-2	-9	-15	-22	-29	-36	-43	-50	-57	-63	-70	-77
	60	5	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-43	-50	-57	-64	-71	-78

Obr. 4.1 Wind chill index. [44]

4.7 Vliv na člověka

Ze základních veličin nejvíce ovlivňuje člověka teplota. Ovlivňuje například volbu oblečení nebo třeba volbu venkovních aktivit. Velký vliv má teplota i na organismus. Při dlouhodobém vystavení velmi nízkým teplotám může dojít podchlazení organismu. Naopak při vysokých teplotách a vystavení přímému slunci dochází k dehydrataci organismu a k následným úpalům nebo úžehům.

Jak už bylo řečeno, vnímání teploty vzduchu člověkem ovlivňuje pocitová teplota. Pokud jsou tedy nízké teploty doprovázeny silným větrem, je dobré volit např.: teplejší oblečení. Naopak v létě při vysokých teplotách a vysoké vlhkosti vzduchu vnímáme tzv. pocit dusna. Při tomto nepříjemné pocitu dochází např.: k zhoršení dýchání nebo k nadměrnému pocení jedince.

5 Měřicí technika.

Měření, jako vědní obor, dělíme na metrologii a měřicí techniku. Metrologie se zabývá teoretickým základem měření a měřicí technika je zaměřena na aplikační oblasti měření. Měřicí techniku dělíme na provozní, vědeckou a na laboratorní techniku. K zajištění přesnosti měření jsou jednotlivá zařízení kalibrována.

V meteorologii jsou měření na pozemních meteorologických stanicích prováděna v psychrometrických (meteorologických) budkách¹. Tyto budky jsou dřevěné, bíle natřené, po stranách mají žaluzie, které umožňují dobré proudění vzduchu a zároveň zabraňují proniknutí slunečního svitu. Měření jsou uskutečňována vždy v 7, 14 a 21 hodin Středoevropského času resp. Středoevropského letního času. Teplota a vlhkost jsou měřeny ve výšce 2 m nad zemí. Teplota musí být zároveň měřena ve stínu. Tlak je měřen kdekoli v prostoru, v místě se stálou teplotou a vlhkostí a následně je přepočítáván na referenční místo. Dále např.: směr a síla větru jsou měřeny ve výšce 10 m nad povrchem.

V této kapitole budou podrobněji popsána měření tří základních veličin (tlak, vlhkost, teplota). Na konci kapitoly bude stručně uvedeno měření některých dalších veličin. [45], [46], [47]

5.1 Tlak

Atmosférický tlak se v meteorologii zpravidla měří pomocí dvou metod. Jedná se o metodu absolutní (od nulové hodnoty tlaku) a o metodu diferenční (vůči referenčnímu tlaku). Používanější je ovšem metoda pomocí absolutního tlaku, kde se poté změřený tlak přepočítává na hladinu moře.

Přístroje pro měření tlaku se souhrnně nazývají tlakoměry. Podle principu tlakoměry dělíme na kapalínové a na deformační. Přístroje, které slouží k měření atmosférického tlaku, nazýváme barometry.

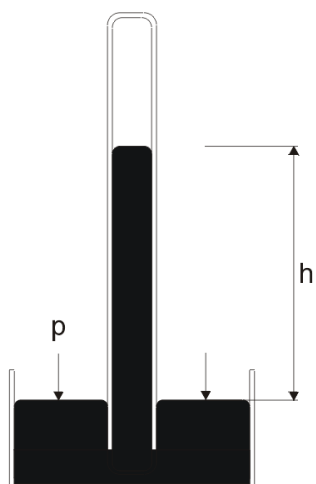
Kapalínové tlakoměry fungují na principu hydrostatického tlaku, kde hodnota tlaku je rovna výšce sloupce použité kapaliny. Jako náplň jsou nejčastěji používány voda, rtuť nebo etylalkohol. V meteorologii jsou hojně využívány zejména rtuťové tlakoměry, kde je tedy tlak vzduchu roven výšce rtuťového sloupce podle vzorce pro hydrostatický tlak:

$$p = h\rho g \quad (5.1)$$

kde p je tlak, h výška sloupce kapaliny, ρ hustota kapaliny a g gravitační zrychlení.

Výška sloupce je měřena s přesností na 0,1 mm a je redukována na teplotu 0 °C, na hladinu moře a na tíhové zrychlení $g = 9,81 \text{ m/s}^2$. U rtuťových tlakoměrů byla používána jednotka mm Hg – milimetr rtuťového sloupce, která byla později nahrazena jednotkou torr (1 torr = 133,322 Pa).

¹ Dnes se již místo meteorologických budek používají také radiační štíty.



Obr. 5.1 Rtuťový tlakoměr. [48]

Druhým typem jsou deformační tlakoměry. Tyto tlakoměry fungují na principu pružné deformace měřicích členů. Jedná se o změnu geometrického tvaru prvků vlivem působení tlaku. Následně se deformace přenáší na stupnici. Jedním z deformačních tlakoměrů využívaných v meteorologii je aneroid. Uvnitř aneroidu se nachází několik Vidieho aneroidových krabiček, které fungují jako čidla. Jedná se o kovové krabičky se stěnami, které jsou vyrobeny z pružného materiálu. Z těchto krabiček je také částečně nebo i zcela odčerpán vzduch. Při působení tlaku, který na krabičku působí zvenku, se mění vzdálenost stěn. Při růstu tlaku se vzdálenost zmenšuje a při poklesu zvětšuje. Deformaci stěn ovlivňuje teplota okolí, jejíž vliv je potlačen pomocí bimetalu². Aneroidy jsou vhodné k měření tlakové difference. Jedním z příkladů aneroidu je barograf. Jeho cílem je poskytovat záznam průběhu tlaku v závislosti na čase a určení tlakové tendence. Vlivem změny tlaku je způsoben pohyb sady Vidieho krabiček, který je následně přenášen na rameno s perem. Pero následně zaznamenává hodnoty tlaku na pásek. Výsledný záznam je nazýván barogram.

Na meteorologických stanicích se pro měření tlaku používají staniční tlakoměry. Z důvodu ochrany před vlivem okolních podmínek bývají mimo budovu umísťovány do ochranných krytů. V současné době jsou na stanicích zejména využívány elektronické membránové tlakoměry. Tyto tlakoměry obsahují rovnou křemíkovou membránu, která uzavírá prostor uvnitř senzoru. Pro měření tlaku využívají deformace právě této křemíkové membrány. Membrána má většinou průměr do 10 mm. Tyto snímače jsou vhodné pro měření absolutních tlaků. Velkou výhodou těchto tlakoměrů je, že bývají přesné a stabilní. V dnešní době existují už i inteligentní membránové snímače tlaku, které umožňují digitalizaci signálu. Dále jsou schopny kompenzovat změny okolí a také zajišťují lepší přesnost. Mohou obsahovat analogový nebo digitální výstup a mají také paměť či vestavěný počítač. [1], [2], [13], [45], [49]

² Bimetal se skládá ze dvou kovových pásků z materiálů s různými koeficienty tepelné roztažnosti. [2]



Obr. 5.2 Barometr Airflow. [45]

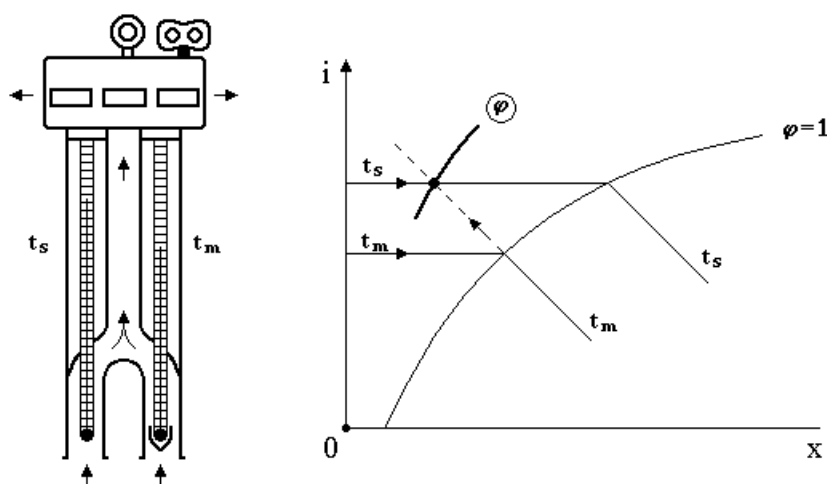
5.2 Vlhkost

U vlhkosti vzduchu rozlišujeme, jestli se jedná o vlhkost absolutní, relativní nebo o měrnou vlhkost vzduchu, jak již bylo zmíněno (viz kapitola 3.1). V meteorologii bývá nejčastěji měřena relativní vlhkost vzduchu. Pro tyto měření jsou používány psychrometry, elektrolytické vlhkoměry nebo dilatační vlhkoměry. Dále lze také vlhkost měřit nepřímo pomocí teploty rosného bodu nebo také pomocí kondenzační metody.

Psychrometr se skládá ze dvou teploměrů. Ze suchého a z mokrého teploměru. Suchý teploměr má suché čidlo a měří teplotu vzduchu a mokrý teploměr má čidlo v navlhčeném obalu. Z tohoto důvodu dochází na mokrému teploměru k vypařování vody a tedy i ke ztrátě tepla. Při měření pomocí psychrometru je potřeba znát tlak vzduchu. Relativní vlhkost lze poté určit pomocí Mollierova h-x diagramu, který zobrazuje měrnou entalpii v závislosti na měrné vlhkosti vzduchu (viz obr. 5.3). Další možnost určení je pomocí psychrometrických tabulek nebo také Sprungova experimentálního vztahu:

$$p_p = \bar{p}_p - 66 \cdot (t_s - t_m) \cdot \frac{p}{100670} \quad (5.2)$$

kde p_p je parciální tlak páry, $\bar{p}_p$ je parciální tlak syté páry, p je tlak vzduchu, t_s je teplota suchého teploměru a t_m teplota mokrého teploměru.



Obr. 5.3 Psychrometr a určení relativní vlhkosti pomocí h - x diagramu. [45]

Elektrolytický vlhkoměr měří elektrický stav elektrolytu a pomocí suchého teploměru také teplotu vzduchu. Z rovnovážné teploty je poté po kalibraci možné dopočítat relativní vlhkost vzduchu. Tento vlhkoměr může pro barometrický tlak také vyhodnotit např.: teplotu rosného bodu, měrnou vlhkost nebo i měrnou entalpii vzduchu. Výhodou elektrolytického vlhkoměru je dlouhodobá stabilita, avšak je nutná častá kalibrace.

Měření vlhkosti pomocí dilatačních vlhkoměrů patří k nejstarším a také k nejjednodušším metodám. Jedná se měření vlhkosti na základě změny rozměrů různých organických materiálů (vlasy, blány). Nejčastěji používaným materiálem bývají lidské vlasy (vlasový vlhkoměr). S rostoucí relativní vlhkostí se může vlas zvětšit až o 2,5 %. Deformace vlasu je poté pomocí mechanismu přenesena na stupnici. Kvůli změně vlastností vlasu v průběhu času je nutné provádět častou regeneraci a kalibraci. Regenerace je prováděna pomocí tzv. justáže. Tedy vystavení senzorů vysoké vlhkosti vzduchu (100 %), aby byla obnovena dilatační schopnost.

Kondenzační metoda slouží k určení teploty rosného bodu. Tato teplota je určena pomocí teploty suchého teploměru. Měření se provádí až do okamžiku, kdy se na měřeném kovovém povrchu objeví první známka kapalně fáze vody – tedy rosa. Výsledná vlhkost vzduchu lze určit z Mollierova h - x diagramu nebo pomocí výpočtu (viz rovnice 3.2). Tato metoda je používána především v laboratořích. V meteorologii nemá moc velké uplatnění. [2], [45], [50]

5.3 Teplota

V meteorologii je teplota vzduchu měřena ve výšce přibližně 2 metry nad zemí. Určuje se na meteorologických stanicích v meteorologických budkách, aby byl teploměr chráněn před slunečním zářením. Teplotu je možno měřit pomocí kapalinových teploměrů (rtuťový, lihový, Sixův, maximální, minimální), bimetalových teploměrů nebo pomocí odporových teploměrů. Dále lze také měřit teplotu pomocí teploty rosného bodu. K zaznamenání průběhu teploty slouží termograf.

Kapalinové teploměry fungují na principu rozdílných teplotních roztažností pro kapalinu a pro nádobku. Teplotní roztažnost se vypočítá podle vzorce:

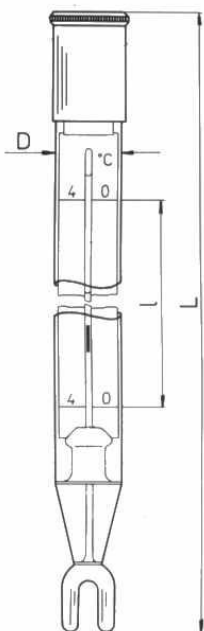
$$\Delta l = \alpha l_0 \Delta t \quad (5.3)$$

kde Δl je změna délky, α součinitel teplotní roztažnosti, l_0 původní délka a Δt změna teploty.

Nejčastěji používanou kapalinou bývá rtuť, dále líh (etanol) či toluen nebo cín. Teplota je určena pomocí výšky sloupce kapaliny, která je vytlačena do skleněné kapiláry, která je spojena s nádobkou.

V meteorologii jsou nejčastěji využívány teploměry maximální, nebo teploměry minimální.

Pro určení maximální denní teploty se používá teploměr maximální. Obsahuje rtuť a má nad nádobkou kapiláru se zúženým průřezem. Rtuť může proniknout tímto zúžením pouze v případě zvyšování teploty. Délka rtuťového sloupce poté určuje maximální dosaženou teplotu během dne. Na podobném principu funguje teploměr minimální. Ten na rozdíl od maximálního neobsahuje rtuť, ale líh. Uvnitř kapiláry je index, který při poklesu teploty je vlivem povrchového napětí stahován dolů do nádobky. Díky tomuto jevu je poté možno určit minimální teplotu během dne.



Obr. 5.4 Meteorologický teploměr – minimální. [51]

D – průměr teploměru
L – celková délka
l – měřicí rozsah

Další z typů kapalinových teploměrů je teploměr Sixův, neboli teploměr maximo-minimální. Jedná se o staniční teploměry, které se používají v psychrometrických budkách. Tento teploměr může měřit maximální i minimální teplotu během dne. Bývá naplněn dvěma různými kapalinami. Jedná se o většinou o líh a rtuť. Kromě aktuální teploty ukazuje také maximální a minimální teploty během dne a to v ramenech trubice ve tvaru U. Tento teploměrem je z důvodu velké nepřesnosti málo využíván.

Teploměry, které využívají rozdílné teplotní roztažnosti dvou kovů, se nazývají bimetalové. Obsahují bimetalické pásky, které se deformují v závislosti na změně teploty. Tento typ teploměru patří mezi teploměry deformační. U těchto teploměrů dochází k deformaci čidla při změně teploty.

Při změně teploty dochází ke změnám elektrického odporu. Tohoto faktu je využito u tzv. odporových teploměrů. Odpor se mění podle vztahu:

$$R = R_0[1 + \alpha_2(t - t_0)] \quad (5.4)$$

kde R je elektrický odpor při teplotě t , R_0 odpor při počáteční teplotě t_0 a α_2 je teplotní součinitel odporu. Tento součinitel je závislý na materiálu vodiče. [2], [5], [45], [52], [53]

5.4 Měření dalších veličin

V meteorologii se měří mnoho dalších veličin. Jedná se například o vítr, srážky, oblačnost, výška sněhu nebo také sluneční svit.

Přístroj, který slouží k měření rychlosti a směru větru, se nazývá anemometr. Na meteorologických stanicích se nejčastěji používají anemometry fungující na mechanickém principu. Tyto anemometry obsahují otočné čidlo, které se otáčí působením větru. Rychlost větru je poté možno určit z počtu otáček čidla za jednu minutu. Rychlost větru je měřena v m/s. Pomocí rychlosti lze poté určit silové účinky větru z Beaufortovy stupnice. Dnes už se ovšem tato stupnice příliš nepoužívá.

K měření úhrnu srážek slouží přístroj zvaný srážkoměr. Jedná se o kovovou nádobu válcovitého tvaru, která bývá obvykle umístěna ve výšce přibližně 1 m nad zemí. Množství srážek se poté určí například pomocí přelítí obsahu srážkoměru do odměrné nádoby.

Stupeň pokrytí oblohy oblaky nazýváme oblačnost. Jde o množství mraků, které se vyskytují v daném místě a čase. V meteorologii se udává v osminách relativního pokrytí oblohy.

Výška sněhu je měřena pomocí sněhoměru. Tento přístroj kromě výšky sněhové pokrývky může měřit vodní hodnotu pokrývky pomocí tzv. váhového sněhoměru. K určení výšky je používána sněhoměrná tyč, která je svisle zapuštěná do země, a pomocí centimetrového měřidla je poté určena výška sněhu.

Trvání slunečního svitu během dne zaznamenávají přístroje zvané slunoměry. Dříve byly používány slunoměry ve tvaru skleněné koule, jenž měly uvnitř papírový pásek, který byl propalován slunečními paprsky. V dnešní době jsou ovšem nahrazeny elektronickými slunoměry, které obsahují fotoelektrické diody nebo termoelektrické články. [1], [2], [4], [7]

Závěr

Úkolem bakalářské práce bylo popsat základní meteorologické veličiny a jevy a vysvětlit jejich fyzikální význam. Dále byly uvedeny přístroje, jímž se měření těchto veličin provádí a popis fyzikálního principu této měřicí techniky. K významným bodům, jenž byly v rámci této práce uvedeny, patří:

Atmosféra je plynný obal Země a je složena ze směsi plynů, vodní páry a pevných částic. Z plynů je nejvíce zastoupen dusík. Atmosféra se skládá z několika vrstev. Nejniž se nachází troposféra a nejvyš termosféra.

Atmosférický tlak je tíha vzduchového sloupce od hladiny moře až k hornímu okraji atmosféry. Hodnota normálního atmosférického tlaku se uvádí 1013,25 hPa. V atmosféře se nacházejí tlakové útvary, jenž mají rozdílnou hodnotu tlaku oproti svému okolí. Jedná se o tlakové níže a o tlakové výše. Při proudění na vzduch působí tři síly: tíhová, síla tlakového gradientu a Coriolisova síla, jenž na severní polokouli stáčí pohybující se objekty doprava. V místech s rozdílným tlakem vzduchu vzniká vítr. Rozlišujeme několik druhů větru, z nichž nejsilnější je orkán.

Z barometrické formule vyplývá, že atmosférický tlak s výškou klesá. Při 20 °C je průměrný pokles tlaku přibližně 0,70 kPa/100 m. Při různých teplotách se pokles liší.

Vlhkost vzduchu udává množství vodní páry ve vzduchu. Rozlišujeme vlhkost absolutní, relativní a měrnou. V meteorologii je nejčastěji používána relativní vlhkost. Soubor kondenzačních produktů vodní páry nazýváme oblak. Pokud základna oblaku dosahuje až na zemský povrch, je tento oblak nazýván mlhou. Produkty vodní páry nazýváme srážky. Podle toho jestli vznikají na zemském povrchu, nebo na něj dopadají, rozlišujeme srážky usazené a padající.

K určení teploty vzduchu se v meteorologii nejčastěji používají Celsiova a Fahrenheito-va stupnice. Teplota kolísá jak během dne, tak i během roku. Z tohoto důvodu rozlišujeme denní a roční amplitudu teplot. Během roku se vyskytuje i několik aperiodický změn teploty zvané singularity. Vnímání teploty vzduchu člověkem ovlivňuje pocitová teplota, jenž je ovlivněna dvěma indexy – Wind chill index a Heat index.

Měření jednotlivých veličin jsou prováděna vždy v 7, 14 a 21 hodin ve výšce 2 m nad zemí. Směr a síla větru jsou měřeny ve výšce 10 m na zemském povrchem. K měření tlaku používáme deformační, staniční a kapalinové tlakoměry. Kapalinové tlakoměry fungují na principu hydrostatického tlaku. Vlhkost je měřena pomocí psychrometrů, dilatačních vlhkoměrů a elektrolytických vlhkoměrů. Dále ji lze měřit nepřímo např.: pomocí teploty rosného bodu. Teplota vzduchu bývá nejčastěji měřena pomocí kapalinových teploměrů. Ty fungují na principu rozdílných teplotních roztažností pro kapalinu a pro nádobku.

SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

- [1] MUNZAR, Jan a kol. *Malý průvodce meteorologií*. Praha: Mladá fronta, 1989. ISBN 23-011-89.
- [2] Česká meteorologická společnost [online]: Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS) [cit 27.05.2020]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz>
- [3] RUDA, Aleš. Úvod do studia meteorologie: Pro učitele. *Klimatologie a hydrogeografie pro učitele: Pedagogická fakulta Masarykovy univerzity* [online]. Brno: Masarykova univerzita, c2014 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/pages/01-uvod.html#soul
- [4] KOPÁČEK, Jaroslav a Jan BEDNÁŘ. *Jak vzniká počasí*. Praha: Karolinum, 2009. ISBN 978-80-246-1002-3.
- [5] Encyklopedie meteorologie a klimatologie - Meteocentrum.cz. *Meteocentrum.cz* [online]. meteocentrum.cz, c2007-2020 [cit. 2020-06-12]. Dostupné z: <https://www.meteocentrum.cz/encyklopedie/>
- [6] Složení a vertikální členění atmosféry. *Fakulta pedagogická: Oddělení fyziky* [online]. Plzeň: Západočeská univerzita, 1970 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://kof.zcu.cz/st/dp/hosnedl/html/slozeni.html>
- [7] BEDNÁŘ, Jan. *Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]*. Praha: Portál, 2003. ISBN 80-717-8653-5.
- [8] *Země*. V Praze: Knižní klub, 2004. ISBN 80-242-1225-0.
- [9] Planety - Země - Atmosféra Země. *Astronomia - astronomický server Fakulty pedagogické ZČÚ v Plzni* [online]. Plzeň: KMT FPE ZČU v Plzni, c2020 [cit. 2020-06-02]. Dostupné z: <http://planety.astro.cz/zeme/1943-atmosfera-zeme>
- [10] TRŽICKÝ, Tomáš a kol. Noční svítící oblaky - optické jevy v atmosféře. *Optické úkazy v atmosféře* [online]. Tomáš Tržický a uvedení autoři, c1999-2020 [cit. 2020-06-02]. Dostupné z: <http://ukazy.astro.cz/nlc.php>
- [11] REICHL, Jaroslav a Martin VŠETIČKA. Troposféra. *Encyklopedie fyziky* [online]. Creative Commons Attribution-Noncommercial-No Derivative Works 3.0., c2006-2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <http://fyzika.jreichl.com/main.article/print/997-troposfera>
- [12] KRÁLOVÁ, Magda. Vrstvy v atmosféře. In: *Eduportál: Eduportál Techmania* [online]. Techmania Science Center [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/meteorologie/atmosfera/vrstvy-v-atmosfere>

- [13] PAVELEK, Milan a kol. *Termomechanika*. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2011. ISBN 978-80-214-4300-6.
- [14] 4.05 Tlakové útvary. In: *Výcvikové středisko paraglidingu* [online]. Weby Google [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://sites.google.com/site/paraglidingskola/meteorologie/tlakove-utvary>
- [15] LYNCH, John. *Počasí*. Praha: Euromedia Group - Knižní klub, 2003. Universum (Knižní klub). ISBN 80-242-0939-X.
- [16] Tlaková výše a níže, znáte rozdíly? *Pocasicz.cz* [online]. POCASICZ.CZ, 2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.pocasicz.cz/aktuality-o-pocasi/aktualita-471/tlakova-vyse-a-nize-znate-rozdily-1338>
- [17] Cyklóna. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/b/bc/Low_pressure_system_over_Iceland.jpg/1024px-Low_pressure_system_over_Iceland.jpg
- [18] Působení Coriolisovy síly v oběžných kolech hydrodynamických strojů. In: *Asociace strojních inženýrů ČR* [online]. Praha: Asociace strojních inženýrů ČR, c2007-2020 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <http://www.asicr.cz/content/images/bulletin/2010-05/bulletin-4.png>
- [19] Tlak vzduchu, tlakové útvary - ppt. In: *SlidePlayer - Nahrávejte a Sdílejte své Power-Point prezentace* [online]. SlidePlayer.cz, c2020 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://slideplayer.cz/slide/3057877/>
- [20] Atmosférické proudění obecně. *METEO AKTUALITY - METEOBLOG* [online]. blog.cz [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <http://meteo-aktuality.blog.cz/1601/atmosfericke-proudeni-obecne>
- [21] ŽÁK, Michal. Proč fouká a jak vzniká vítr. *IN-POČASÍ* [online]. InMeteo, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/vitr-jak-vznika/>
- [22] Tornádo. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Torn%C3%A1do#/media/Soubor:F5_tornado_Elie_Manitoba_2007.jpg
- [23] Orkán. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://cs.wikipedia.org/wiki/Ork%C3%A1n>
- [24] Meteocentrum v našem těle: Jak vnímáme změny tlaku vzduchu. *Lékarny PharmaPoint* [online]. PHOENIX lékárenský velkoobchod, c2013 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.pharmapoint.cz/zajimavosti/meteocentrum-v-nasem-tele-jak-vnimame-zmeny-tlaku-vzduchu/>

- [25] Dekompresní nemoc. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Dekompresn%C3%AD_nemoc
- [26] ŽÁK, Michal. Tlak vzduchu výrazně klesá - je to zátěž pro lidi? *IN-POČASÍ* [online]. InMeteo, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/tlak-vzduchu-pokles-29.1.2014/>
- [27] Vlhkost vzduchu. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-02]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Vlhkost_vzduchu
- [28] Oblak. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Oblak#/media/Soubor:Cloud_types_en.svg
- [29] VODIČKOVÁ, Kateřina. Atlas mraků: Meteopress. *Meteopress* [online]. Meteopress, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.meteopress.cz/vysvetleni/atlas-mraku/>
- [30] Cumulonimbus. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://cs.wikipedia.org/wiki/Cumulonimbus#/media/Soubor:Wagga-Cumulonimbus.jpg>
- [31] Jaké existují druhy mlh?: Meteopress. In: *Meteopress* [online]. Meteopress, c2020 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://www.meteopress.cz/wp-content/uploads/2019/03/thisiscolossal-com.jpg>
- [32] Jaké existují druhy mlh?: Meteopress. In: *Meteopress* [online]. Meteopress, c2020 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://www.meteopress.cz/wp-content/uploads/2019/03/technologist-eu.jpg>
- [33] Atlas oblaků: Mlhy. *Atlas oblaků* [online]. Petr Skřehot a kol., c2005 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <http://mraky.astronomie.cz/mlha.php#advekcni>
- [34] PEŠTOVÁ, Zuzana. Jaké existují druhy mlh?: Meteopress. *Meteopress* [online]. Meteopress, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.meteopress.cz/vysvetleni/jake-existuji-druhy-mlh/>
- [35] VAŠÍČEK, J. *Popis atmosférických jevů a jejich intenzity*, dokument ČHMÚ
- [36] Seznam povodní v Česku. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Seznam_povodn%C3%AD_v_%C4%8Cesku

- [37] ŽÁK, Michal a Jaroslav NĚNIČKA. Jak vznikají v bouřkových oblacích kroupy? In: *IN-POČASÍ* [online]. InMeteo, c2020 [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/kroupy-vznik-1.7.2019/>
- [38] Jinovatka. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/4/43/Frost_on_ground.jpg
- [39] O vzduchu. *BONECO CR: Zdravotnická technika* [online]. BONECO CR, c2007-2016 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <http://www.boneco-cr.cz/clanky/o-vzduchu.php>
- [40] Teplota vzduchu. *Meteo Aktuality: Počasí odborně a seriózně* [online]. WordPress, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://pocasimeteoaktuality.wordpress.com/meteorologie/teplota-vzduchu/>
- [41] Teplota vzduchu a půdy: prezentace. *Meteo Aktuality: Počasí odborně a seriózně* [online]. WordPress, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://pocasimeteoaktuality.files.wordpress.com/2019/04/meteorologie-11.pptx>
- [42] REDAKCE. Denní chod teploty - kdy měříme nejvyšší. *IN-POČASÍ* [online]. InMeteo, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/denni-chod-teploty/>
- [43] NUNEZ, Christina. Sea level rise, facts and information. *National Geographic* [online]. National Geographic Partners, c2015-2020 [cit. 2020-06-15]. Dostupné z: <https://www.nationalgeographic.com/environment/global-warming/sea-level-rise/>
- [44] REDAKCE. Pocitová teplota, nespolehejte jen na teploměr. *IN-POČASÍ* [online]. InMeteo, c2020 [cit. 2020-06-04]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/pocitova-teplota/>
- [45] PAVELEK, Milan. Experimentální metody I. *Energetický ústav, Fakulta strojního inženýrství, Vysoké učení technické v Brně* [online]. Brno: Energetický ústav, Fakulta strojního inženýrství, Vysoké učení technické v Brně, c2020, 2013 [cit. 2020-05-27]. Dostupné z: <https://eu.fme.vutbr.cz/pro-studenty-podpora-vyuky-experimentalni-metody-i-ii>
- [46] VAŠÍČEK, J. *Vysvětlení některých meteorologických pojmů a jevů*, dokument ČHMÚ
- [47] VAŠÍČEK, J. *Vysvětlení některých meteorologických pojmů a jevů2*, dokument ČHMÚ
- [48] Kapalinový tlakoměr. In: *Wikipedia: the free encyclopedia* [online]. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001- [cit. 2020-06-05]. Dostupné z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Kapalinov%C3%BD_tlakom%C4%9Br#/media/Soubor:Rtut_tlakomer.png

- [49] JAKUBEC, Jan. *Měření tlaku* [online]. Brno, 2009 [cit. 2020-05-27]. Dostupné z: <https://www.vutbr.cz/studenti/zav-prace/detail/19313>. Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně.
- [50] CHLAD, Miloslav. *Bezdrátový senzor teploty a relativní vlhkosti vzduchu* [online]. Brno, 2014 [cit. 2020-05-27]. Dostupné z: <https://www.vutbr.cz/studenti/zav-prace/detail/74196>. Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně.
- [51] Teploměr meteorologický - minimální: METEOshop.cz. *METEOshop.cz* [online]. Bibetus, c2013 [cit. 2020-06-13]. Dostupné z: <https://www.meteoshop.cz/produkt/teplomer-meteorologicky-minimalni/>
- [52] TOMŠEJ, Radek. *Dynamické vlastnosti teploměrů* [online]. Brno, 2018 [cit. 2020-05-27]. Dostupné z: <https://www.vutbr.cz/studenti/zav-prace/detail/108975>. Bakalářská práce. Vysoké učení technické v Brně.
- [53] Teplotní roztažnost. *Wikipedia: the free encyclopedia*. San Francisco (CA): Wikimedia Foundation, 2001-. Dostupné také z: https://cs.wikipedia.org/wiki/Teplotn%C3%AD_rozta%C5%BEnost

SEZNAM POUŽITÝCH SYMBOLŮ A ZKRATEK

Symbol	Veličina	Jednotka
a_k	Konvektivní zrychlení	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
e	Tlak vodních par	Pa
F	Síla	N
F_c	Coriolisova síla	N
F_k	Konvekční síla	N
g	Gravitační zrychlení	$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
h	Výška sloupce kapaliny	m
K	Koeficient přenosu tepla	K^{-1}
l_0	Původní délka	m
m_d	Hmotnost suchého vzduchu	kg
m_p	Hmotnost páry	kg
p	Tlak	Pa
p_p	Parciální tlak vodní páry	Pa
$\bar{p}_p$	Parciální tlak syté páry	Pa
p_1	Tlak v hladině z_1	Pa
p_2	Tlak v hladině z_2	Pa
Q	Intenzita přenosu tepla	W
R	Elektrický odpor	Ω
R_m	Měrná plynová konstanta suchého vzduchu	$\text{J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}$
R_0	Elektrický odpor při počáteční teplotě t_0	Ω

S	Plocha	m^2
t	Teplota	$^{\circ}\text{C}$
t_F	Teplota	$^{\circ}\text{F}$
t_m	Teplota mokrého teploměru	$^{\circ}\text{C}$
t_s	Teplota suchého teploměru	$^{\circ}\text{C}$
t_0	Počáteční teplota	$^{\circ}\text{C}$
T	Termodynamická teplota	K
T_V	Virtuální teplota	K
$\bar{T}$	Průměrná teplota	K
v	Měrný objem	$\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$
v_r	Rychlost relativního pohybu objektu vůči zemi	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
V	Objem	m^3
w	Směšovací poměr	—
x	Měrná vlhkost vzduchu	$\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$
z	Vertikální souřadnice	m
z_1	Výška dolní hranice	m
z_2	Výška horní hranice	m
α	Součinitel teplotní roztažnosti	K^{-1}
α_2	Teplotní součinitel odporu	K^{-1}
β	Teplotní roztažnost kapaliny	$^{\circ}\text{C}^{-1}$
γ	Vertikální teplotní gradient	$^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$
γ_a	Adiabatický teplotní gradient	$^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$

γ_a	Gradient nasyceného vzduchu	$^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$
Δl	Změna délky	m
Δt	Změna teploty	K
ΔT	Změna teploty	$^{\circ}\text{C}$
ΔV	Změna objemu	m^3
ε	Poměr měrné plynové konstanty pro suchý vzduch a vodní páru	—
ρ	Hustota	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
φ	Relativní vlhkost vzduchu	—
φ_z	Zeměpisná šířka	$^{\circ}$
ϕ	Absolutní vlhkost vzduchu	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
Ω	Úhlová rychlost zemské rotace	$\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1.1 Vertikální složení atmosféry a závislost teploty na výšce [12]

Obr. 2.1 Pokles tlaku s výškou

Obr. 2.2 Tlakové útvary [14]

Obr. 2.3 Tlaková níže nad Islandem [17]

Obr. 2.4 Stočení dráhy vzduchu [18]

Obr. 2.5 Vznik geostrofického proudění [19], upraveno

Obr. 2.6 Gradientový vítr [19], upraveno

Obr. 2.7 Schéma sil působících na vzduch v tlakovém poli v blízkosti zemského povrchu [21]

Obr. 2.8 Tornádo [22]

Obr. 3.1 Druhy oblaků podle výšky výskytu [28], upraveno

Obr. 3.2 Cumulonimbus [30]

Obr. 3.3 Advekční mlha [31]

Obr. 3.4 Radiační mlha [32]

Obr. 3.5 Kroupy [37]

Obr. 3.6 Jinovatka [38]

Obr. 4.1 Wind chill index [44]

Obr. 5.1 Rtuťový tlakoměr [48]

Obr. 5.2 Barometr Airflow [45]

Obr. 5.3 Psychrometr a určení relativní vlhkosti pomocí h-x diagramu [45]

Obr. 5.4 Meteorologický teploměr – minimální [51]

SEZNAM TABULEK

Tab. 1.1 Složení vzduchu [7]