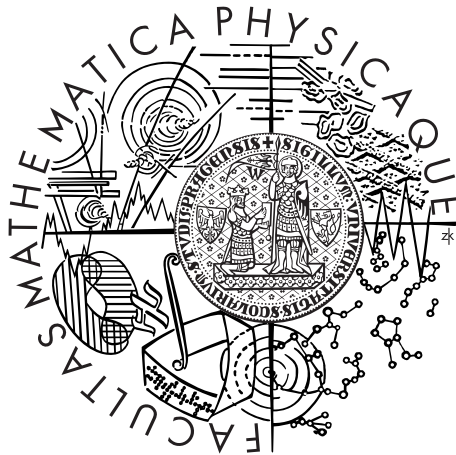


Univerzita Karlova v Praze  
Matematicko-fyzikální fakulta

## ZÁVĚREČNÁ PRÁCE

Kurz Vyučování všeobecně vzdělávacího  
předmětu fyzika



Mgr. Jan Karlický

### Záludné otázky z meteorologie

Konzultant závěrečné práce: doc. RNDr. Zdeněk Drozd, Ph.D.

Praha 2014

Kurz je akreditován u MŠMT na základě § 25 a § 27 zákona č. 563/2004 Sb., o pedagogických pracovnících a o změně některých zákonů, a v souladu se zákonem č. 500/2004 Sb. Pod č. j. 27 655/2012-25-591.

Chtěl bych poděkovat panu doc. RNDr. Zdeňku Drozdovi, Ph.D., vedoucímu této závěrečné práce, za její námět a četné poznámky vedoucí ke zkvalitnění textu.

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

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona, v platném znění.

V ..... dne .....

Podpis autora

# Obsah

<b>Úvod</b>	<b>1</b>
<b>1 Tlak vzduchu</b>	<b>2</b>
1.1 Měření atmosférického tlaku, jeho běžné hodnoty a jednotky . . . .	2
1.2 Pokles tlaku s výškou nad povrchem Země . . . . .	3
1.3 Změny atmosférického tlaku v horizontálním směru, tlakové útvary	5
<b>2 Teplota vzduchu</b>	<b>8</b>
2.1 Různé druhy teplot . . . . .	8
2.2 Denní a roční chod teplot vzduchu . . . . .	10
2.3 Změny teploty s výškou . . . . .	14
<b>3 Vertikální pohyby vzduchu a tvorba oblačnosti</b>	<b>17</b>
3.1 Výstupy vzduchu vynucené průběhem terénu . . . . .	18
3.2 Termická konvekce . . . . .	19
3.3 Vertikální pohyby v tlakových útvarech . . . . .	20
3.4 Vertikální pohyby na atmosférických frontách . . . . .	21
<b>Závěr</b>	<b>26</b>
<b>Seznam použité literatury</b>	<b>27</b>

# Úvod

Cílem této práce je vysvětlit na středoškolské úrovni základní jevy a procesy související s tvorbou počasí, tedy obecně z meteorologie či fyziky atmosféry. Úroveň textu je volena tak, aby byl srozumitelný pro studenty, kteří mají za sebou na střední škole kurzy mechaniky a termodynamiky, s tím, že nejdůležitější poznatky z těchto témat, ze kterých se dále vychází, jsou v textu většinou zopakovány. Z matematického hlediska se vyskytují v práci prostředky, které by středoškolačkem na dané úrovni rozhodně měly být zvládnutelné.

Kromě toho může tato práce oslovit ty, kteří mají zájem o meteorologii nebo o témata týkající se vývoje počasí, avšak nemohou si z různých důvodů dovolit studovat tato témata z knih na vysokoškolské úrovni. Zároveň by tato práce mohla sloužit i jako pomůcka pro pedagogy vyučující na středních školách, zmiňující se ve své výuce o některém tématu z meteorologie.

Celá práce je rozdělena do tří kapitol, rozebírajících postupně základní veličiny týkající se stavu atmosféry, tedy atmosférický tlak, teplotu vzduchu a oblačnost spolu se srážkami. Samozřejmě působení všech těchto veličin je vzájemné, takže nelze výklad o dané veličině úplně extrahovat od jiných veličin, avšak někde se začít musí.

Mimo rozdělení do kapitol jsou v textu také obsaženy otázky, které by mohly leckterého čtenáře napadnout a které často kolují mezi lidmi nebo na které neexistují tak jednoduché odpovědi, jak by se mohlo na první pohled zdát.

# 1. Tlak vzduchu

Jedna ze základních veličin týkající se stavu atmosféry, tedy počasí, je atmosférický tlak. Jak dále uvidíme, jeho rozložení je přímo odpovědné za veškeré pohyby vzduchu v atmosféře, včetně pohybů ve vertikálním směru, které významně souvisejí s tvorbou oblačnosti a případně i srážek.

## 1.1 Měření atmosférického tlaku, jeho běžné hodnoty a jednotky

Z hodin fyziky a kapitoly o mechanice kapalin a plynů všichni víme, že tlak  $p$  je definován jako podíl síly  $F$  působící na určitou plochu a velikostí této plochy  $S$ , tedy

$$p = \frac{F}{S}, \quad (1.1)$$

z čehož můžeme snadno odvodit jednotku tlaku. Je jí 1 N na 1 m<sup>2</sup>, označována jako 1 Pa (Pascal). Jelikož běžné hodnoty atmosférického tlaku v nulové nadmořské výšce jsou blízké hodnotě 100 000 Pa, neboli 10<sup>5</sup> Pa, používají se v meteorologii výhradně násobné jednotky hPa (hektopascal), tedy 1 hPa = 100 Pa. Běžné hodnoty atmosférického tlaku jsou pak blízké 1 000 hPa, konkrétně hodnota tzv. normálního atmosférického tlaku na úrovni mořské hladiny činí 1 013,25 hPa [1].

V souvislosti se změnami počasí se mění i atmosférický tlak. Hodnoty atmosférického tlaku v našich podmínkách většinou náleží do intervalu 990 až 1 030 hPa, přičemž nejvyšší a nejnižší hodnoty naměřené na území Česka a Slovenska (ovšem po přepočtení na úroveň moře – viz další kapitola) činí 1 055,4 a 970,1 hPa. V celosvětovém měřítku bylo rekordně naměřeno 1 083,2 hPa (centrum sibiřské tlakové výše) a 870 hPa (v centru tajfunu v Tichém oceánu) [1].

Nyní se vraťme zpět k jednotkám tlaku, užívají se totiž i další jednotky mimo Pa a hPa. Dříve se v meteorologii používaly milibary (mbar), přičemž 1 mbar je roven přesně 1 hPa. 1 bar je pak roven 1 000 hPa, tedy přibližně tlaku atmosféry. Tato jednotka se pak často užívá pro vyjádření maximálního únosného tlaku pod vodní hladinou např. pro vodotěsné hodinky či jiné přístroje.

Existuje však i jednotka tlaku, která není násobná ani dílčí vůči 1 Pa. Tato jednotka souvisí s nejstarším, nicméně však stále používaným měřením tlaku pomocí rtuťového barometru, založeném na stejném principu, jakým byl proveden známý Torricheliho pokus. Při něm se ukázalo, že tlak atmosféry udrží ve shora uzavřené trubici sloupec rtuti o výšce přibližně 0,75 m. Vyšší atmosférický tlak znamená vyšší sloupec rtuti, tedy tlak atmosféry můžeme kvantifikovat rovnou pomocí výšky sloupce rtuti v trubici, nejčastěji v milimetrech, z čehož plyne jednotka tlaku 1 mm rtuťového sloupce neboli 1 torr. Pro přepočet mezi jednotkami 1 Pa a 1 torr si stačí uvědomit, že tlak atmosféry je roven hydrostatickému tlaku sloupce rtuti v barometru a tento tlak spočítat např. pro 1 mm rtuťového sloupce. Snadno pak lze dopočítat do těchto jednotek tzv. normální atmosférický tlak, který činí 760 torr. Ačkoli v meteorologii se tato jednotka již dlouho nepoužívá, stále se s ní setkáváme např. u lékaře při měření krevního tlaku.

***Jak měříme tlak atmosféry?*** Nejstarší, avšak stále hojně používaný a velice přesný způsob měření tlaku jsme si právě popsali, všechny druhy tzv. rtuťových barometrů jsou na principu výše zmíněného Torricheliho pokusu. Při samotném návrhu přístroje a měření je pak nutné brát ohled na přesné měření výšky sloupce rtuti, tedy rozdílu mezi hladinami rtuti v uzavřené trubici a v nádobce, stejně jako na zamezení úniku výparů rtuti do okolního prostředí.

Dále jsou pro měření atmosférického tlaku používány tzv. deformační manometry, jejichž princip je založen na uzavřeném pružném tělese, které na měnící se tlak atmosféry reaguje měnícím se objemem či určitou deformací. Pomocí měření této deformace můžeme spočítat výsledný tlak. Protože tyto manometry nejsou přesnější než ty rtuťové, jsou užívány často tam, kde není vhodné užití rtuti (např. sondy vypouštěné na meteorologických balónech), nebo kde je velký rozptyl hodnot (např. měření tlaku v pneumatikách). Kromě toho lze tyto přístroje snadněji digitalizovat, což kromě snadnějšího odečtu může přispět i ke zmenšení přístroje.

## 1.2 Pokles tlaku s výškou nad povrchem Země

***Čím je tvořen tlak atmosféry?*** Na tuto otázku lze odpovědět velice jednoduše: Tlak atmosféry je hydrostatický tlak vertikálního sloupce vzduchu od daného místa až po horní hranici atmosféry.

***Proč a jak rychle klesá tlak s nadmořskou výškou?*** Ve vyšší nadmořské výšce tlak vzduchu způsobuje sloupec atmosféry pouze od daného místa výše, který je menší než celý sloupec atmosféry, odpovídající za tlak atmosféry na úrovni moře. Pro hydrostatický tlak  $p_h$  platí známý vztah

$$p_h = \rho g h, \quad (1.2)$$

kde  $h$  je výška sloupce atmosféry,  $\rho$  hustota vzduchu a  $g$  velikost tíhového zrychlení. Tento vztah však pro atmosféru jako celek nelze užít, protože hustota vzduchu se s výškou významně mění, neboť vzduch jako směs plynů, na rozdíl od všech kapalin, je velice dobře stlačitelný. Nicméně vztah (1.2) lze použít pro tenké vrstvy vzduchu, v rámci nichž předpokládáme zanedbatelné změny v jeho hustotě. Tímto způsobem lze odvodit pokles tlaku s výškou nebo opačně výškový rozdíl mezi hladinami lišícími se atmosférickým tlakem o 1 hPa. Vyjdeme ze vztahu (1.2), za tlak a výšku dosadíme jen jejich malé přírůstky a vyjádříme přírůstek výšky:

$$\Delta h = \frac{\Delta p}{\rho g} \quad (1.3)$$

Pro stanovení hustoty vzduchu si pomůžeme stavovou rovnicí, ve které nejprve dosadíme za látkové množství  $n$  podíl hmotnosti  $m$  a molární hmotnosti  $M$  a posléze celý vztah vydělíme objemem  $V$ , přičemž hustota je podíl hmotnosti a objemu:

$$pV = nRT = \frac{m}{M} \cdot RT, \quad (1.4)$$

$$p = \rho T \cdot \frac{R}{M}, \quad (1.5)$$

kde  $T$  je termodynamická teplota,  $R$  univerzální plynová konstanta s hodnotou  $R = 8,314 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\text{mol}^{-1}$ ,  $M$  molární hmotnost vzduchu ( $M = 28,96 \cdot 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{mol}^{-1}$ )



[2], což je blízko molární hmotnosti dusíku  $N_2$ ). Jelikož obě veličiny jsou pro vzduch konstantní, uvažuje se většinou již jen jejich podíl, který se označuje (bohužel) stejně jako univerzální plynová konstanta [1, 2]. Nazvěme tento podíl pro odlišení plynovou konstantou pro vzduch s označením  $\bar{R}$ , jejíž hodnota činí  $\bar{R} = 287,10 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\text{K}^{-1}$  [2].

Nyní už můžeme dosadit za hustotu ve vztahu (1.3) a dostaneme výsledný vztah

$$\Delta h = \Delta p \cdot \frac{\bar{R}T}{pg}, \quad (1.6)$$

do kterého dosadíme  $\Delta p = 1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$ ,  $T = 273 \text{ K}$ ,  $p = 1000 \text{ hPa} = 10^5 \text{ Pa}$ ,  $g = 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ , čímž dostaneme přibližně  $\Delta h = 8 \text{ m}$ . Tedy výškový rozdíl mezi hladinami lišícími se tlakem atmosféry o 1 hPa činí za normálních podmínek a blízko povrchu asi 8 m. Toto číslo si zapamatujeme, později se k němu vrátíme při srovnání tlakových změn v horizontálním směru.

Jestliže bychom však brali, že toto platí pro celou atmosféru, dospěli bychom k modelu tzv. homogenní atmosféry [3] s konstantní teplotou a hustotou vzduchu a horní hranicí v 8 km, což jsou všechno velice nereálné předpoklady. Povšimněme si ve vztahu (1.6), že rozdíl výšek  $\Delta h$  závisí, jak na teplotě, tak i na tlaku vzduchu, tedy v jaké výšce uvedený rozdíl počítáme. Např. pokud bychom byli v nadmořské výšce 5,5 km, kde je tlak atmosféry zhruba 500 hPa, tak zde pak klesá tlak s výškou dvakrát pomaleji, tedy na 1 hPa připadá 16 m.

Nyní se ukazuje, proč je atmosférický tlak nutno přepočítávat na úroveň hladiny moře, neboť i malá změna ve výšce měření (např. 8 m odpovídá necelým třem patřům v budově a rozdílu 1 hPa) nám výsledek významně ovlivňuje. Pokud ovšem chceme přepočítávat atmosférický tlak naměřený v určité nadmořské výšce na úroveň mořské hladiny, vztah (1.6) nelze použít, protože platí jen pro tenké vrstvy vzduchu s konstantní hustotou, což ale při přepočítávání z nadmořských výšek měřících stanic na úroveň moře již rozhodně neplatí. Proto se používají složitější vztahy, platné teoreticky pro libovolně vysoké vrstvy:

$$p_2 = p_1 e^{\left[-\frac{g}{\bar{R} \cdot \bar{T}}(z_2 - z_1)\right]}, \quad (1.7)$$

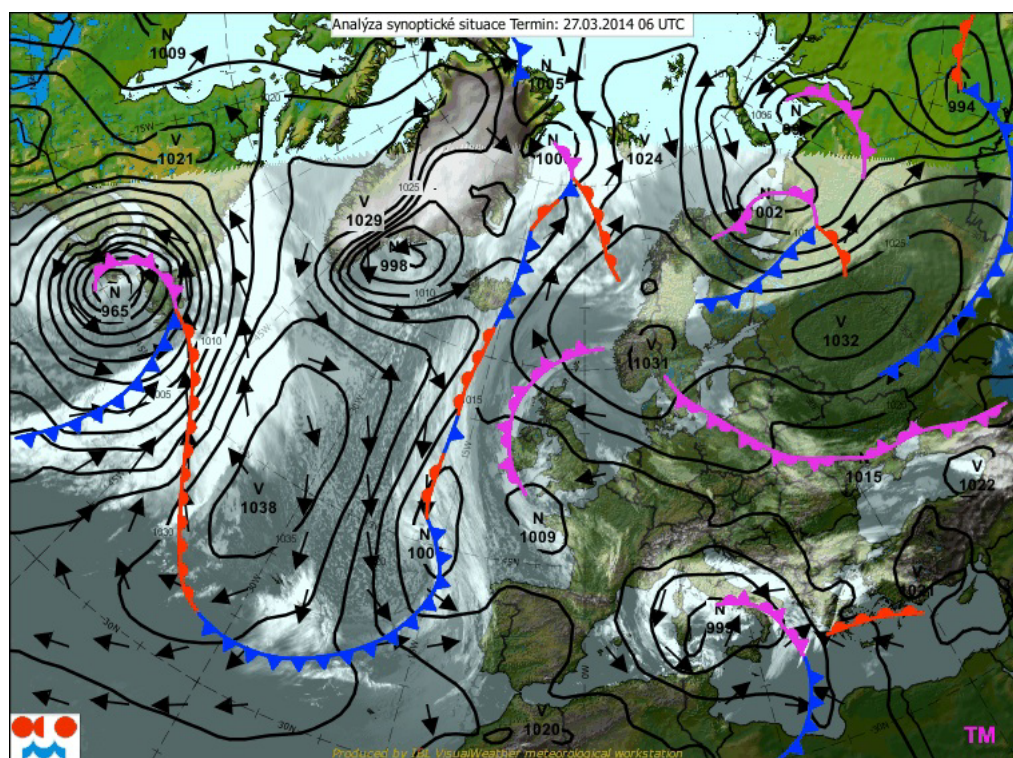
$$z_2 - z_1 = \frac{\bar{R} \cdot \bar{T}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2}, \quad (1.8)$$

kde  $\bar{T}$  je vertikálně zprůměrovaná teplota,  $z_1$  a  $z_2$  nadmořské výšky příslušející hodnotám tlaku  $p_1$  a  $p_2$ . Druhý ze vztahů je možno dopočítat úpravou z prvního. Pomocí těchto vztahů tzv. barometrické formule [1] lze jednak přepočítat naměřený tlak na úroveň moře pomocí známé nadmořské výšky nebo i obráceně určit nadmořskou výšku z poklesu tlaku (princip výškoměrů), ale také i určit průběh atmosférického tlaku v závislosti na výšce, pokud za  $p_1$  dosadíme tlak na úrovni moře a  $z_1 = 0$ . Existují však ještě i složitější vztahy, které berou v úvahu i další proměnné, např. vliv vlhkosti vzduchu nebo i změny v tíhovém zrychlení – viz např. [1].

### 1.3 Změny atmosférického tlaku v horizontálním směru, tlakové útvary

Pokud pro všechny stanice měřící atmosférický tlak provedeme přepočtení tlaku na úroveň moře, můžeme vytvořit mapu se zakreslenými údaji přízemního tlaku. Pokud bude síť měření dostatečně hustá, lze pak na mapě spojovat místa se stejným přízemním tlakem křivkami, které se nazývají izobary, a tím získáme představu o rozložení tzv. přízemního tlakového pole. V dnešní době pomáhají meteorologům s vytvářením spojitého tlakového pole ze staničních měření počítačové programy, výsledkem může být mapa na obrázku 1.1, kde jsou kromě tlakového pole a směru větru vyznačeny i atmosférické fronty, o nichž se zmíníme později.

Ať zvolíme jakýkoli způsob vytváření pole izobar na mapě, dospějeme k závěru, že ve výsledku se nám na mapě objevují místa s vyšším či nižším tlakem, a dokonce i taková místa, kde je tlak lokálně nejvyšší či nejnižší, což je jakýsi ekvivalent vrcholu či dolíku v poli vrstevnic zobrazující průběh terénu. Nicméně v meteorologii jsou tato místa označována jako tlaková výše (anticyklona) či tlaková níže (cyklona). Ekvivalentně k hřebenům a brázdám v terénu jsou tyto útvary v poli tlaku označovány jako hřebeny vyššího tlaku či brázdy nižšího tlaku vzduchu.



**Obrázek 1.1:** Analýza tlakového pole pro 27. 3. 2014 06 UTC s vyznačenými izobarami (černě), tlakovými výšemi (V) a nížemi (N) včetně hodnot přízemního tlaku v hPa, atmosférickými frontami (různé barvy) a směry proudění (šipky), přejato z [4]

***Proč je v určitých místech větší či menší tlak?*** Nehomogenita v přízemním tlakovém poli je důsledkem odlišného ohřívání zemského povrchu v různých místech. V oblastech s větším ohřevem povrchu a tím i přízemních vrstev vzduchu dochází často k jeho výstupu, neboť teplejší vzduch má menší hustotu. Díky tomu, že v daném místě dochází k výstupům vzduchu, a tedy vzduch odtud proudí pryč, musí určitým způsobem docházet i k nějakému přísunu vzduchu, jinak by v daném místě vznikalo vakuum, což ale není možné. Dá se to brát i tak, že pokud v daném místě dochází k výstupům vzduchu, klesne zde o něco tlak, nicméně pokud je v okolí tlak vyšší, je tendence tyto tlaky vyrovnat, což se realizuje přesunem vzduchu v horizontálním směru, tedy jeho prouděním, neboli větrem. Tedy celkově v místech s větším ohřevem dochází k výstupům vzduchu, což se projevuje snížením tlaku a s tím souvisejícími přesuny vzduchu do daného místa.

Tento mechanismus je vidět např. v rovníkové oblasti, kde velký ohřev způsobuje rozsáhlé výstupy vzduchu, které jsou kompenzovány tzv. pasáty, což jsou větry směřující do těchto oblastí z vyšších zeměpisných šířek, zároveň je v rovníkových oblastech trvale o něco nižší tlak. Popsaný jev lze však vidět i v mnohem menším časovém a prostorovém měřítku, např. na rozhraní moře a pevniny, kdy ve dne se pevnina ohřívá mnohem více než moře, tudíž nad pevninou dochází k výstupům vzduchu, na jehož místo proudí chladnější vzduch od moře, což vytváří tzv. mořskou brízu [1].

Na tomto místě by bylo dobré se zmínit o velikosti rozdílů tlaků, které zapříčiňují přesuny vzduchu. Např. na obrázku 1.1 jsou izobary lišící se o 5 hPa ve střední Evropě vzdálené od sebe několik stovek km, tedy zhruba platí horizontální tlaková změna 1 hPa na 100 km. Pro srovnání, v minulé kapitole jsme spočetli, že ve vertikálním směru klesne tlak o 1 hPa při vystoupaní o 8 m (!). Samozřejmě horizontální tlaková změna může být prudší než uvedený poměr (čím prudší, tím rychlejší vítr), nicméně i tak je vidět, že za prouděním vzduchu a tím i za všemi změnami počasí stojí vzhledem k vertikálnímu poklesu tlaku velice pozvolné změny tlaku v horizontálním směru, tedy opět je vidět nutnost přepočítávání měřených hodnot tlaku na nulovou hladinu, zmiňovaná v minulých kapitolách. Kromě toho je jasně vidět, že změny počasí nemohou působit na člověka skrze změny tlaku, neboť rychlost i absolutní velikost těchto změn je minimální vzhledem k změnám tlaku nastávajícím při výstupu o několik pater výše nebo dokonce na nějakou horu.

***V jakém směru fouká vítr?*** V odpovědi na minulou otázku jsme zmínili, že vzduch proudí ve směru do míst s výstupy vzduchu, což jsou zároveň místa s relativně menším tlakem. Jenže když se podíváme ještě jednou na obrázek 1.1, tak uvidíme, že šipky znázorňující směry proudění rozhodně přímo do míst s nejmenším tlakem (centra tlakových níží) nesměřují. Je tomu tak proto, že na částice vzduchu kromě tlakové síly působí i tzv. Coriolisova síla [3], tedy jedna z tzv. nepravých sil projevujících se v neinerciální vztažné soustavě, což je i vztažná soustava spojená s povrchem Země v důsledku její rotace. Na rozdíl od odstředivé síly (ta je na povrchu Země zahrnuta do tíhové síly) působí Coriolisova síla pouze na pohybující se tělesa vzhledem k dané neinerciální vztažné soustavě, tedy povrchu Země, a to tak, že pohyb těchto těles je na severní polokouli vychylován doprava, přitom velikost této síly je úměrná rychlosti pohybu.

V běžném životě se za normálních podmínek s Coriolisovou silou (např. při jízdě na kole – teoreticky působí doprava ve směru jízdy) příliš nesetkáváme, neboť je vzhledem k jiným působícím silám (síla bočního větru, tření pneumatik o silnici) většinou zanedbatelná. Nicméně částice vody v řece jsou mírně vychylovány doprava, tedy i celkově řeky mají tendenci posouvat se doprava, což v dlouhodobém měřítku i nastává, proto často pravé břehy řek na severní polokouli bývají prudší než levé břehy.

Coriolisova síla tedy vychyluje směr proudu vzduchu doprava, tím však už vektor rychlosti větru nesměruje do oblasti nejmenšího tlaku, ale vpravo vedle ní. V hraničním případě může nastat i situace, kdy dojde k rovnováze tlakové a Coriolisovy síly a směr větru by byl rovnoběžný s izobarami. V tomto případě by však ustal přísun vzduchu do centra tlakové níže potřebný ke kompenzaci výstupů vzduchu v těchto místech, neboť vzduch by kolem tlakové níže a podél izobar jen kroužil. V reálných případech (např. tlaková níže v levé části obrázku 1.1) je většinou proud vzduchu od izobar mírně vychýlen ve směru do tlakové níže a částice vzduchu se tak pohybují po spirálovité trajektorii do centra tlakové níže.

Všimněme si, že nebýt Coriolisovy síly, proud vzduchu by směřoval přímo do centra tlakové níže a okamžitě by nahrazoval vzduch, který směřuje nahoru. V tomto případě by stačily ke kompenzaci výstupů mnohem menší rychlosti větru (a tedy i nižší rozdíly tlaku) než v případě spirálovité trajektorie a tedy žádné hluboké tlakové níže by vůbec nevznikaly. Tato situace nastává v blízkosti rovníku, kde je Coriolisova síla nulová a kde jak už jsme si řekli existují rozsáhlé výstupy vzduchu spojené s relativně nižším tlakem, avšak žádné uzavřené hluboké tlakové níže zde nevznikají (jako v našich zeměpisných šířkách) a proto se tato oblast nazývá někdy jako rovníkové tlakové bahno.

Vidíme tedy, že Coriolisova síla je přímo odpovědná za stabilitu tlakových níží i tlakových výší, neboť analogicky ke tlakové níži v tlakové výši převládají sestupy vzduchu, přičemž vzniklý přebytek vzduchu je kompenzován spirálovitým proudem vzduchu ve směru od tlakové výše. Promyšlení v jakém smyslu je rotace kolem tlakové výše už nechám na čtenáři.

## 2. Teplota vzduchu

Další důležitá veličina, týkající se stavu atmosféry, je teplota vzduchu. Na rozdíl od tlaku ji vnímáme mnohem citlivěji, ovlivňuje nás a biosféru přímo, její denní a roční chody vytváří spolu se srážkami a slunečním svitem základní charakteristiku klimatu daného místa. Kromě toho teplota vzduchu výrazně ovlivňuje i tlakové pole a s ním související pohyby vzduchu popsané v minulé kapitole.

### 2.1 Různé druhy teplot

Nejprve si musíme říci, čím myslíme běžně užívaný pojem teplota vzduchu. Standardní měření teploty na měřicích stanicích probíhá v tzv. meteorologické budce [5] umístěné ve 2 metrech nad povrchem. Pro zaznamenání nejvyšší a nejnižší denní teploty bývají vloženy také tzv. teploměry maximální a minimální, které zaznamenávají krajní hodnoty, podobně jako např. lékařský teploměr. Jinak odečty teplot probíhají ve stanovené termíny, maximální a minimální teploty se odečítají pochopitelně jednou za den. V případě automatizovaných měření (dnes již převažujících) se data z měřicích stanic aktualizují každých 10 minut, čímž se vytváří téměř spojité průběhy teplot [6].

Pokud tedy mluvíme o teplotě vzduchu bez dalších přívlastků, myslíme tím automaticky teplotu vzduchu ve 2 metrech. To se týká jak hodnocení aktuální situace (uváděné např. ve sdělovacích prostředcích), tak i předpovědí.

Avšak měření teploty probíhá na některých stanicích i v jiných hladinách, naměřené hodnoty se přitom mohou velice lišit. Např. často se uvádí tzv. přízemní teplota, tedy teplota vzduchu blízko povrchu, kde nastávají případy, že přízemní teplota klesne pod bod mrazu, zatímco vzduch ve 2 m má teplotu nad nulou. Tyto případy nastávají často na jaře a na podzim a nazývají se noční a ranní mrazy na povrchu půdy [1], někdy jen přízemní mrazíky.

Kromě přízemní teploty se také určuje teplota půdy, a to v různých hloubkách pod povrchem. Na druhé straně, měření ve vyšších hladinách nad povrchem Země se provádí pomocí tzv. sondážních měření [7], které spočívají ve vypouštění tzv. meteorologických balónů se sondou měřící teplotu, vlhkost vzduchu, tlak (slouží k určení výšky balónu – viz minulé kapitoly) a polohu (slouží k určování větru).

***Co znamená pocitová teplota?*** Tzv. pocitová teplota, se kterou se tu a tam setkáme v médiích, slouží k popsání pocitu chladu či horka, který nezávisí jen na naměřené teplotě (ve 2 m), ale také na rychlosti větru a vlhkosti vzduchu. Vítr zvyšuje pocit chladu v zimě, neboť rozrušuje vrstvu vzduchu kolem našeho těla, která se vytváří při bezvětří a tepelně nás od chladného okolí izoluje. Naopak v létě vyšší relativní vlhkost zvyšuje pocit horka či dusna, neboť proti přehřívání lidský organismus bojuje pocením, přičemž díky odpařování vodní páry z povrchu těla se odvádí latentní teplo, čímž se organismus ochlazuje. S rostoucí relativní vlhkostí se však tento mechanismus zpomaluje, tím dochází k menšímu ochlazení těla pocením a ke zvýšení pocitu horka.

Vliv faktoru větru na pocit chladu je zohledněn tzv. Wind chill indexem [8], pro který platí empirické vztahy

$$W = 13,12 + 0,6215 \cdot t - 11,37 \cdot v^{0,16} + 0,3965 \cdot t \cdot v^{0,16}, \quad (2.1)$$

$$W = t + \frac{-1,59 + 0,1345 \cdot t}{5} \cdot v, \quad (2.2)$$

kde  $t$  je teplota ve 2 m ve  $^{\circ}\text{C}$ ,  $v$  průměrná rychlost větru v 10 metrech nad povrchem v km/h a  $W$  je pak výsledná pocitová teplota. První ze vztahů platí pro teploty nižší než  $0^{\circ}\text{C}$  a rychlosti větru vyšší než 5 km/h. Druhý ze vztahů platí pro stejné teploty a rychlosti větru nižší než 5 km/h. Některé zdroje připouštějí pro první vztah větší rozmezí teplot, až do  $10^{\circ}\text{C}$ . Podle těchto vztahů je např. při teplotě  $-3^{\circ}\text{C}$  a větru 10 km/h pocitová teplota téměř  $-9^{\circ}\text{C}$ , při  $0^{\circ}\text{C}$  a 15 km/h pocitová teplota přibližně  $-4,5^{\circ}\text{C}$  nebo při  $-10^{\circ}\text{C}$  a 3 km/h pocitová teplota zhruba  $-12^{\circ}\text{C}$ . Wind chill index nám v podstatě udává teplotu při bezvětří, při které bychom cítili stejný chlad.

Vliv faktoru vlhkosti vzduchu na pocit horka vyjadřuje tzv. Heat index [9], avšak jeho závislost na teplotě a relativní vlhkosti vzduchu je tvořena složitou polynomiální rovnicí, proto si uvedeme pouze tabulku Heat indexu pro některé hodnoty teploty a relativní vlhkosti  $r$ :

r (%)	teplota ( $^{\circ}\text{C}$ )															
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
40	27	28	29	30	31	32	34	35	37	39	41	43	46	48	51	54
45	27	28	29	30	32	33	35	37	39	41	43	46	49	51	54	57
50	27	28	30	31	33	34	36	38	41	43	46	49	52	55	58	
55	28	29	30	32	34	36	38	40	43	46	48	52	55	59		
60	28	29	31	33	35	37	40	42	45	48	51	55	59			
65	28	30	32	34	36	39	41	44	48	51	55	59				
70	29	31	33	35	38	40	43	47	50	54	58					
75	29	31	34	36	39	42	46	49	53	58						
80	30	32	35	38	41	44	48	52	57							
85	30	33	36	39	43	47	51	55								
90	31	34	37	41	45	49	54									
95	31	35	38	42	47	51	57									
100	32	36	40	44	49	54										

**Tabulka 2.1:** Heat index ( $^{\circ}\text{C}$ ) v závislosti na teplotě a relativní vlhkosti ( $r$ ), hodnoty přejaté z [9]

Analogicky Heat index nám udává teplotu při relativně nízké vlhkosti, při které bychom cítili stejné horko. Oba vztahy však nelze brát absolutně, neboť nezachycují zdaleka všechny efekty ovlivňující pocit horka či chladu, např. sluneční záření nebo vítr v Heat indexu.

**Co znamená rosný bod a proč se stanovuje?** Před odpovědí na tuto otázku si nejprve zopakujeme definici relativní vlhkosti vzduchu:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%, \quad (2.3)$$

kde  $e$  je tzv. parciální tlak vodní páry a  $E$  tlak nasycené vodní páry [3], který udává maximální možný parciální tlak vodní páry za dané teploty. Pokud nastane  $e = E$ , tak relativní vlhkost vzduchu je 100 % a znamená to stav, kdy nedochází k výparu a pokud by z nějakého důvodu došlo k přísunu vodní páry, okamžitě by zkondenzovala, tedy vzduch zkrátka více vodní páry nepojme. Ovšem toto maximální množství vodní páry, vyjádřené tlakem nasycených par  $E$ , silně závisí na teplotě vzduchu [3]:

$$E = E^0 \cdot 10^{\frac{8,5t}{273,15+t}}, \quad (2.4)$$

kde  $t$  je teplota ve °C,  $E^0$  tlak nasycených par při 0 °C. Dosazováním různých hodnot teploty do tohoto vztahu snadno ověříme, že s rostoucí teplotou roste také tlak nasycených par. To ovšem znamená, že ke stavu nasycení vodní parou se můžeme dostat nejen zvyšováním parciálního tlaku vodní páry  $e$ , ale také snižováním teploty, tedy i tlaku nasycené vodní páry  $E$ .

Rosný bod (nebo lépe tzv. teplota rosného bodu  $t_d$ ) nám udává právě tu teplotu, při které by během ochlazování za stálého tlaku došlo ke stavu nasycení. Většinou platí  $t > t_d$ , rovnost znamená stav nasycení vodní parou. Pokud však teplota klesá dále pod rosný bod, nutně už musí docházet ke kondenzaci. Jestliže např. v létě po západu Slunce klesá teplota, při dosažení teploty rosného bodu by se teoreticky měla začít vytvářet rosa (kondenzací vodní páry), proto název rosný bod. Zároveň by mělo dojít ke zpomalení poklesu teploty díky uvolněnému latentnímu teplu výparu. Mimo to je teplota rosného bodu dobrou a také relativně stálou charakteristikou vzduchových hmot, neboť udává obsah vodní páry nezávislejší na aktuální teplotě, která se nad úrovní rosného bodu může libovolně měnit.

## 2.2 Denní a roční chod teplot vzduchu

V rámci jednoho místa se nám teplota (ve 2 m nad povrchem) mění jednak během dne, ale také její denní průměry během roku, obojí v důsledku různého slunečního svitu během dne a roku. Uvedené pohyby teplot nazýváme denní a roční chod teploty vzduchu.

***Co ovlivňuje teplotu vzduchu?*** Protože přízemní vrstvy vzduchu energii záření slunečního světla příliš neabsorbují a zároveň se samy příliš neochlazují vyzařováním dlouhovlnného elektromagnetického záření, změny teploty vzduchu jsou podmíněny teplotou povrchu půdy, přitom přizpůsobování teplot vzduchu probíhá pomocí proudění vzduchu a je tedy zřejmé, že ve větší vzdálenosti od povrchu se změny teploty povrchu projevují méně.

Teplota samotného povrchu je ovlivňována jednak slunečním zářením, které dělíme na dvě části [1]: Přímé sluneční záření (rovnoběžné paprsky od slunečního disku) a difúzní záření (vznik v důsledku rozptylu přímého slunečního záření na molekulách plynu a jiných částicích v atmosféře – záření oblohy). Dále je teplota povrchu ovlivňována vyzařováním dlouhovlnného záření z povrchu, neboť povrch Země vyzařuje elektromagnetické záření jako každé těleso s nenulovou termodynamickou teplotou, přičemž Země nejvíce vyzařuje na vlnové délce přibližně 10 mikrometrů, zatímco Slunce na 0,5 mikrometru, proto hovoříme o dlouhovlnném záření Země a někdy o krátkovlnném záření Slunce.

Pokud se podíváme na oba zmíněné členy tzv. radiační bilance zemského povrchu podrobněji, uvážíme, že množství energie přijaté od Slunce závisí na propustnosti atmosféry (množství a typ oblačnosti, aerosoly), výšce Slunce nad obzorem a odrazivostí povrchu (tzv. albedo). Množství vyzářeného dlouhovlnného záření závisí na vyzařovacích schopnostech povrchu a jeho teplotě, ale je však také snižováno tzv. zpětným zářením atmosféry, které je tvořeno tepelným zářením především oblaků, vodních par a také oxidu uhličitého a jež je povrchem téměř úplně pohlceno. Rovnici pro radiační bilanci zemského povrchu (teplo přijaté zářením za jednotku času a na jednotku plochy – jednotky  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) můžeme psát v tomto tvaru:

$$R_B = (I' + J)(1 - A) - (G - E) = S(1 - A) - E^*, \quad (2.5)$$

kde  $I'$  značí tzv. insolaci (bere na rozdíl od intenzity slunečního záření na kolmou plochu  $I$  v úvahu výšku slunce nad obzorem  $\alpha$ , tedy  $I' = I \cdot \sin\alpha$ ) a  $J$  množství difúzního záření, což se v součtu nazývá globální záření  $S$ . Dále je ve vztahu (2.5) obsaženo již zmíněné albedo  $A$ , což je poměr mezi množstvím odraženého a dopadajícího slunečního záření.  $G$  pak značí množství vyzářeného dlouhovlnného záření povrchem,  $E$  zpětné záření atmosféry, jejichž rozdíl se nazývá efektivní vyzařování  $E^*$  [1].

Pohledem na vztah (2.5) snadno uvážíme, že radiační bilance zemského povrchu bude kladná (tedy povrch teplo zářením přijímá) tehdy, pokud množství přijatého slunečního záření je větší než množství vyzářeného dlouhovlnného záření. To nastává pouze ve dne, ovšem ne vždy, neboť pokud je Slunce nízko nad obzorem (typicky v zimě), tak je často efektivní vyzařování větší než přijímané sluneční záření a celková radiační bilance je záporná, tedy povrch Země ztrácí teplo zářením.

Nyní je potřeba ozřejmit vztah mezi radiační bilancí zemského povrchu a teplotou vzduchu. Teplo dodané povrchu pomocí záření se nezužítkuje pouze na ohřátí půdy, ale také na ohřátí přilehlých vrstev vzduchu (to nás zajímá nejvíce) a na latentní teplo potřebné k výparu vody z povrchu:

$$R_B = H_0 + LV_0 + Q_0, \quad (2.6)$$

kde  $H_0$  značí přenos tepla do atmosféry,  $L$  latentní (skupenské) teplo vypařování,  $V_0$  hmotnost odpařené vodní páry a  $Q_0$  tok tepla do půdy. Všechny členy této rovnice tepelné bilance zemského povrchu mohou nabývat kladných i záporných hodnot, např. ve dne díky kladné radiační bilanci dochází k ohřevu půdy i vzduchu včetně výparu (všechny členy kladné), naopak při záporné radiační bilanci se může ochlazovat vzduch i půda a padat rosa (latentní teplo je naopak přijímáno povrchem), tedy všechny členy rovnice (2.6) jsou záporné. Nastávají však i případy, kdy např. při téměř nulové radiační bilanci se ohřívá vzduch na úkor půdy (typicky na podzim) nebo na úkor latentního tepla výparu, tedy při tvorbě rosy (typicky při západu Slunce v létě). Členy v tepelné bilanci tedy mohou nabývat i hodnot vzájemně s odlišným znaménkem.

Vzduch je ohříván či ochlazován tehdy (tedy první člen je nenulový), pokud existuje rozdíl mezi teplotou povrchu a přilehlými vrstvami vzduchu, přičemž případné změny v teplotě povrchu se projevují nejvíce u vrstev vzduchu nejbližší povrchu, což se projevuje např. již zmíněnými přízemními mrazíky, kdy se vlivem



záporné radiační bilance povrchu Země v noci prochládí nejvíce přízemní vrstvy vzduchu, méně už v úrovni 2 m nad povrchem a např. v hladině 850 hPa (zhruba 1 500 m n. m.) již žádný denní chod teplot není pozorován. Opačná situace nastává analogicky ve dne při silném slunečním záření.

Zmíněný efekt velkých rozdílů teplot blízko povrchu mezi dnem a nocí (velké amplitudy denního chodu teplot) může být zmírněn v závislosti na ostatních členech v rovnici (2.6). Pokud půda obsahuje hodně vody, tak se hodně energie spotřebuje na výpar, což může jít na úkor ohřátí atmosféry ve dne. Pokud vzduch obsahuje hodně vodní páry, dochází v noci při poklesu teploty k padání rosy, což zmírňuje ochlazování. Sušší půda a vysušenější vzduch v tomto ohledu vedou k větší denní amplitudě teploty, extrémním případem je poušť. Důležitou roli zde může hrát také tepelná vodivost půdy, neboť spolu s vertikálním spádem teploty v půdě rozhoduje o velikosti posledního členu v rovnici tepelné bilance.

Specificky se v tomto ohledu projevují vodní plochy, neboť voda má velkou tepelnou kapacitu, na rozdíl od pevného povrchu se může promíchávat a pro sluneční záření je částečně propustná, tedy zde se při kladné radiační bilanci téměř veškerá energie spotřebuje na ohřev vody (i v hloubce), případně i na výpar, přitom teplota povrchové vrstvy vody a vzduchu se příliš nezmění. Podobně v noci se záporná radiační bilance silně kompenzuje přísunem tepla z hloubky vodní plochy, popř. kondenzací na vodní hladině. Proto jsou vodní plochy povrchy s nejmenší denní amplitudou teplot. Pochopitelně je zde závislost na velikosti a hloubce dané vodní plochy, např. denní amplituda teplot povrchů jezer v mírném pásu je 2 až 5 °C, denní amplituda teplot na povrchu oceánů jen 0,1–0,5 °C [1].

Naproti tomu denní amplituda teploty povrchu půdy bývá v létě až 20 °C, v některých oblastech až 40 °C. Samozřejmě rozpětí teplot ve výšce 2 m je podstatně nižší, je zde závislost na reliéfu krajiny (v kotlinách je rozpětí větší než na vrcholech), rychlosti větru (zvětšuje přenos tepla do atmosféry od povrchu, tedy snižuje rozpětí teplot mezi dnem a nocí) i na vegetaci.

***Proč je v určitých oblastech tepleji?*** Podobně jako v případě denního chodu teplot použijeme rovnice (2.5) a (2.6) pro úvahy o ročním chodu teplot. Především rozložení globálního záření v závislosti na zeměpisné šířce a roční době se liší velice výrazně. Zatímco na rovníku je hodnota globálního záření během roku víceméně podobná, se zvyšující se zeměpisnou šířkou narůstají v tomto ohledu rozdíly mezi létem a zimou, přičemž v létě i na pólech (ve dnech okolo letního slunovratu) je množství globálního záření stejné jako na rovníku (díky dlouhým dnům), avšak v zimě (za polárních nocí) je hodnota globálního záření zanedbatelná. Tento efekt je ještě navýšen velkým albedem sněhu a ledu v polárních oblastech. Naproti tomu hodnoty efektivního vyzařování se vzájemně liší méně. Vyzařování sice závisí na teplotě povrchu, ale také na typu povrchu (velice dobře vyzařuje dlouhovlnné záření zasněžený povrch), kromě toho efektivní vyzařování počítá i se zpětným zářením atmosféry, které závisí na množství vodní páry a oblačnosti v atmosféře.

Z uvedených skutečností plyne, že v oblastech blízkých rovníku je radiační bilance v ročním průměru kladná, zatímco v severnějších a jižnějších oblastech (hranicí jsou přibližně 40. rovnoběžky) je radiační bilance v ročním průměru záporná, neboť v globálním průměru musí být celková radiační bilance nulová, jinak by se Země jako celek oteplovala nebo ochlazovala, což se naštěstí téměř

(viz dále skleníkový efekt) neděje. Tedy zde máme jednoduché vysvětlení, proč je v rovníkových oblastech tepleji, kladná radiační bilance zde vede k velkému ohřevu vzduchu, půdy i oceánů a moří, a k velkému výparu.

Jenže takovýto model by vedl k tomu, že v rovníkových oblastech by stále rostla teplota, zatímco v polárních oblastech by se stále ochlazovalo, což však nepozorujeme. A to je díky transportu tepla do vyšších zeměpisných šířek, který probíhá v atmosféře (pravidelné proudění) i v oceánech (oceánské proudy). Výsledný stav je pak dán rovnovahou mezi rozdíly v radiačních bilancích a transportem tepla.

Roční chod teplot je pak dán především ročním kolísáním globálního záření nebo pravidelnými změnami v proudění ovlivňují transport tepla (např. monzunové oblasti). Podobně jako u denního chodu teplot opět platí, že vodní plochy (nyní především oceány) zapříčiňují menší amplitudu teplot, což se projevuje i na souši do určité vzdálenosti od pobřeží či na ostrovech (tzv. oceánské klima). Zde je roční amplituda průměrných měsíčních teplot v našich zeměpisných šířkách do 10 °C (Anglie, pobřeží Atlantiku), avšak s rostoucí vzdáleností od moře tato amplituda roste (tzv. kontinentální klima), v evropské části Ruska je přibližně 30 °C, dál na východ ještě větší [10].

***Jaké nejvyšší a nejnižší teploty se naměřily?*** V oblasti České republiky byla nejvyšší teplota naměřena dne 20. 8. 2012 v Dobřichovicích, hodnota činí 40,4 °C [11]. Rekord nejnižší teploty drží 11. únor roku 1929, kdy se v Litvínovicích u Českých Budějovic naměřila teplota −42,2 °C [1]. Tento rekord byl sice málem překonán začátkem února 2012, ovšem to je důsledkem dnešního rozmístění měřících stanic i v mrazových kotlinách a nikoliv téměř stejným mrazem jako v roce 1929.

V celosvětovém měřítku byla nejvyšší teplota naměřena na stanicích El Azizia v Libyi a San Louis v Mexiku, v obou případech 57,8 °C. Nejnižší teplota byla naměřena na stanici Vostok v Antarktidě, a to −89,2 °C [1]. Na severní polokouli nastávají nejnižší teploty v severovýchodní oblasti Ruska a nikoliv u pólu, neboť na kontinentu jsou větší roční amplitudy teplot a tím i teplotní extrémy.

***Co je to skleníkový efekt?*** Pro vysvětlení tohoto jevu se vraťme k rovnici radiační bilance (2.5) s tím, že ji budeme brát pro Zemi jako celek, tedy jednotlivé členy budou znamenat globální průměry či součty. Rovnovážná teplota na Zemi pak plyne z rovnosti mezi množstvím přijímaného krátkovlnného záření od Slunce a vyzařovaného dlouhovlnného záření (Radiační bilance musí být v globálním průměru nulová, aby se neměnila průměrná teplota na Zemi), přitom množství vyzařovaného dlouhovlnného záření od Země závisí na její teplotě. Pokud by z nějakého důvodu došlo ke zmenšení příjmu krátkovlnného slunečního záření, ustanovila by se po čase nová rovnováha mezi přijímaným a vyzařovaným zářením, kde menší vyzařování znamená nižší teplotu Země.

Reálná situace je však složitější o již zmíněné zpětné záření atmosféry, což znamená v podstatě to, že část dlouhovlnného záření od povrchu Země je v atmosféře absorbováno a částečně emitováno zpět směrem k Zemi, čímž atmosféra vytváří jakousi ochrannou vrstvu (přirovnávanou ke skleníku), která snižuje radiační ztráty povrchu a má pozitivní vliv na teplotu Země, neboť pokud by zpětné záření atmosféry neexistovalo a veškeré dlouhovlnné záření by unikalo od Země do

vesmíru beze ztrát, průměrná teplota na Zemi by byla asi  $-18\text{ °C}$ , zatímco s absorpcí a zpětným zářením atmosféry (tedy skleníkovým efektem) je příjemných, zhruba  $15\text{ °C}$  [12].

Jak už jsem se zmínil, zpětné záření atmosféry, a tím i absorpce dlouhovlnného záření je zásluhou především oblaků, molekul vodní páry a dále pak tzv. radiačně aktivních plynů (někdy též skleníkových plynů), což je především oxid uhličitý, metan a oxid dusný, případně i stratosférický ozón. Zde nastává problém, neboť koncentrace skleníkových plynů (vyjma ozónu) od dob před průmyslovou revolucí výrazně vzrostly a dál rostou, což s sebou nese větší absorpci dlouhovlnného záření spolu s větším zpětným zářením atmosféry, což vede za jinak stejných podmínek k vyšší rovnovážné teplotě na Zemi. To by mohlo znamenat nepříjemné dopady pro život na Zemi, proto se tolik mluví o potřebě snižování emisí těchto plynů [12].

## 2.3 Změny teploty s výškou

Tuto kapitolu začneme tím, že si zopakujeme první termodynamický zákon, který zní, že teplo přijaté tělesem se transformuje jednak na zvýšení vnitřní energie tělesa a také na vykonání práce tělesem. Je tím vyjádřen zákon zachování energie v termodynamice a matematicky jej zapíšeme jako

$$Q = \Delta U + W, \quad (2.7)$$

kde  $Q$  je teplo přijaté tělesem,  $\Delta U$  zvýšení vnitřní energie tělesa a  $W$  práce vykonaná tělesem. Například plyn v balonku přijal teplo od plamene svíčky, přitom zvýšil svoji teplotu (tedy vnitřní energii) a zároveň zvětšil svůj objem (balonek se rozepnul, tedy plyn vykonal práci). Samozřejmě jednotlivé členy mohou nabývat i záporných hodnot (teplo odevzdané tělesem, snížení teploty a zmenšení objemu tělesa) nebo nulových hodnot.

Pokud je teplo dodané tělesu nulové, práce vykonaná tělesem může probíhat jen na úkor vnitřní energie (tedy při snižování teploty) či naopak. Takovému jevu říkáme adiabatický děj, který má v meteorologii značný význam, neboť vzduchové hmoty se mnohem častěji rozpínají či smršťují při pohybech ve vertikálním směru (díky rozdílnému tlaku v okolí), než že by přijímaly teplo od okolí či záření. Ovšem při těchto pohybech vzduchu ve vertikálním směru dochází v důsledku menšího tlaku ve výšce k rozpínání vzduchu (tlak vzduchové hmoty se musí vyrovnat s okolním tlakem), to znamená vykonanou práci, která je na úkor vnitřní energie, při výstupu vzduchu tedy dojde ke snížení jeho teploty. Opačný proces probíhá při sestupech vzduchu.

Nyní si popíšeme tento pokles teploty při adiabatickém výstupu vzduchu matematicky. Obvykle udávaný tvar rovnice popisující adiabatický děj je

$$pV^\kappa = \text{konst}, \quad (2.8)$$

$$\kappa = \frac{c_p}{c_v}, \quad (2.9)$$

kde  $c_p$  a  $c_v$  jsou měrné tepelné kapacity vzduchu při konstantním tlaku, resp. konstantním objemu. Tento vztah nám popisuje závislost objemu na tlaku a jelikož  $\kappa$  je kladné číslo, vidíme i z tohoto vztahu, že při výstupu vzduchu do hladin

s nižším tlakem dojde k zvětšení objemu. Pomocí Mayerova vztahu  $c_p = \bar{R} + c_v$  [1] a pomocí stavové rovnice (1.4) můžeme rovnici (2.8) přepsat do tvaru

$$T = konst \cdot p^\eta, \quad (2.10)$$

$$\eta = \frac{\bar{R}}{c_p}, \quad (2.11)$$

který nám přímo udává vztah pro teplotu v závislosti na tlaku při adiabatickém ději, opět je vidět, že s klesajícím tlakem klesá i teplota, neboť  $\eta$  je kladné číslo. Nyní už můžeme snadno odpovědět na otázku:

**Proč je na horách chladněji?** Je tak díky tomu, že při adiabatických výstupech a sestupech vzduchu se jeho teplota snižuje, resp. zvyšuje. I pokud by se vlivem kladné radiační bilance zemského povrchu prohřály jemu blízké vrstvy vzduchu, třeba i ve vyšší nadmořské výšce v horách, po promíchání vzduchu opět dojde ke stavu, kdy v nížinách je tepleji.

Prostředky vyšší matematiky (derivováním) lze pomocí vztahu (2.10) dospět k závislosti poklesu teploty s výškou při adiabatickém výstupu, což vyjadřuje tzv. suchoadiabatický gradient  $\gamma_d$  [13]:

$$\gamma_d = -\frac{\Delta T}{\Delta h} = \frac{g}{c_p}, \quad (2.12)$$

přičemž hodnota měrné tepelné kapacity vzduchu při konstantním tlaku činí  $c_p = 1004 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\text{mol}^{-1}$ , tedy hodnota  $\gamma_d$  je rovna přibližně  $0,01 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$  neboli  $1 \text{ K}$  na  $100 \text{ m}$ . Zapamatujme si tedy, že při adiabatickém výstupu klesá teplota vzduchové hmoty o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  na  $100 \text{ m}$  výšky.

Pro lepší pochopení tohoto jevu si uvedeme jeden příklad. Představme si velkou tovární halu  $100 \text{ m}$  vysokou, uvnitř ní výkonný ventilátor, který stále promíchává vzduch uvnitř haly. K měření teploty jsou určeny dva teploměry, jeden při zemi, druhý těsně pod střechou, tedy o  $100 \text{ m}$  výše. Zajímá nás bude rozdíl v naměřených teplotách na teploměrech. Na první pohled se může zdát, že teplota na obou teploměrech bude při dostatečném promíchávání vzduchu stejná, nicméně musíme vzít na zřetel, že promíchávání vzduchu nejsou nic jiného než adiabatické výstupy a sestupy vzduchu, tedy že se v hale ustaví vertikální pokles teploty s hodnotou suchoadiabatického gradientu, což je  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  na  $100 \text{ m}$  výšky, tedy na horním teploměru bude stále o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  nižší teplota. Nic by na tom nezměnil žádný zdroj tepla umístěný v hale, po promíchání opět nastane zmíněný rozdíl v teplotách.

Zmíněný příklad lze aplikovat na celou spodní část atmosféry (troposféru) za podmínky dostatečného větru (promíchávání) a suchého vzduchu. Pokud nám začne stoupat naopak vlhký vzduch, dojde dříve či později ke stavu nasycení, neboť v důsledku poklesu teploty klesá i tlak nasycených par, zatímco parciální tlak vodních par se příliš nemění, což vede k růstu relativní vlhkosti – viz rovnice (2.4). Při dalším poklesu teploty pak dochází již ke kondenzaci vodních par, přitom se uvolní latentní teplo výparu, které ohřívá danou vzduchovou hmotu. Proto je pokles teploty v nasyceném vzduchu menší než v případě suchého vzduchu, hodnota poklesu teploty silně závisí na tlaku a teplotě a pohybuje se okolo

0,65 °C na 100 m výšky [13], což je i průměrný pokles teploty s výškou v troposféře, tudíž vliv vlhkosti na pokles teploty s výškou v troposféře je podstatný a nelze jej v žádném případě zanedbat.

Nyní si dovolím malou odbočku. Mějme sud s vodou, vodu promícháme a ve všech místech bude stejná teplota. Zde vidíme rozdíl od atmosféry nebo od zmíněné tovární haly, tam by teplota ve všech místech stejná nebyla, nicméně voda je téměř nestlačitelná, přesunem vody do jiné tlakové hladiny se nám její objem nezmění, nekoná se tedy žádná práce na úkor vnitřní energie, tudíž i teplota zůstane stejná.

Pokud bychom vodu v sudu nepromíchali, mohou nastat co se týče rozložení teplot tři případy: Teplota vody v sudu s výškou stoupá, teplejší voda má menší hustotu, proto hustota s výškou klesá, což je stabilní uspořádání, žádné vertikální pohyby nebudou samovolně vznikat. Pokud teplota vody s výškou klesá, hustota naopak s výškou roste, což je nestabilní uspořádání, ve kterém budou vznikat vertikální pohyby (tzv. konvekce, např. ve vodě v hrnci na vařiči). Jakýsi mezní stav (indiferentní rovnováha) nastává při promíchání, kdy teplota a tím i hustota s výškou neklesají ani nerostou.

Podobně i v atmosféře, jen s tím rozdílem, že mezní stav s indiferentní rovnováhou (po promíchání) nastává ne při izotermii (teplota je s výškou konstantní), ale při poklesu teploty s výškou o suchoadiabatický gradient, tedy 1 °C na 100 m (platí pro suchý vzduch). Pokud teplota s výškou klesá méně než zmíněná hodnota nebo neklesá vůbec (izotermie), případně dokonce roste s výškou (teplotní inverze), jedná se o stabilní uspořádání vzduchu. Zvláště teplotní inverze představuje velmi stabilní uspořádání, charakteristické hromaděním aerosolů, znečišťujících příměsí (špatné rozptylové podmínky) a výskytem mlh, které lze rozrušit pouze silným větrem, tedy promícháním vedoucím k ustavení indiferentní rovnováhy. Naproti tomu pokud je pokles teploty s výškou větší než 1 °C na 100 m, jedná se o nestabilní (instabilní) rovnováhu, ve které vznikají vertikální pohyby (konvekce) podobně jako v hrnci s vodou na vařiči. Pokud vzduch obsahuje vodní páru, nastane v určité hladině vlivem poklesu teploty při výstupu vzduchu stav nasycení a kondenzací vodních par začnou vznikat kapičky vody, což pozorujeme jako vznik oblačnosti od určité hladiny.

***Proč se v zimě při větru oteplí?*** Vítr způsobuje promíchání vzduchu, při kterém se ustavuje indiferentní rovnováha, tedy pokles teploty s výškou o 1 °C na 100 m. Pokud před výskytem větru byla v daném místě teplotní inverze či izotermie (časté v zimě v důsledku záporné radiční bilance zemského povrchu a následného prochlazení přízemních vrstev vzduchu), dojde k jejímu rozrušení a k povrchu se dostává vzduch např. z výšky 1 km, který měl původně třeba stejnou teplotu, nicméně u povrchu je jeho teplota vlivem adiabatického sestupu o 10 °C vyšší. Pocitová teplota sice stoupne vlivem větru o menší hodnotu, nicméně může to znamenat např. významnou oblevu spolu s vyčištěním spodních vrstev atmosféry od aerosolů a znečišťujících příměsí. Oteplení u povrchu je však na úkor teploty ve výšce, proto na horách může dojít za těchto situací i k ochlazení, navíc pocitově zesílené větrem.

# 3. Vertikální pohyby vzduchu a tvorba oblačnosti

Nyní se už dostáváme k veličině, která nám rozhoduje o tom, jak se lidově říká, zda je počasí pěkné či škaredé. Jde tedy o množství a typ oblačnosti, resp. obráceně množství slunečního svitu. S množstvím a typem oblačnosti pochopitelně souvisí i charakter případných srážek.

Obklady, tedy shluky kapiček vody (ve vyšších patrech též krystalky ledu), nám obecně vznikají kondenzací vodní páry při takovém ochlazování vzduchu, kdy dojde ke stavu nasycení vodní parou. K tomu může dojít v důsledku dvou jevů: Ochlazováním vzduchu v daném místě při neměnném tlaku nebo při výstupu vzduchu do vyšších hladin, který je provázen snížením teploty (viz minulé kapitoly).

Ochlazením vzduchu při konstantním tlaku na teplotu rosného bodu dojde k nasycení vodní parou, další pokles teploty je již provázen kondenzací vodní páry, což se typicky kromě rosy či produktů kondenzace na povrchu [13] projevuje vznikem mlh a nízké nesrážkové oblačnosti typu stratus. V denních hodinách se mlhy v důsledku slunečního záření rozpouští, ale v noci je vznik mlh podporován mimo jiné i intenzivním vyzařováním dlouhovlnného záření nahromaděnou vodní parou [1].

***Jak souvisí výstupy vzduchu s tvorbou oblačnosti?*** Při výstupu vlhkého vzduchu dochází k jeho adiabatickému ochlazování podle rovnice (2.10), tím však zároveň klesá tlak nasycených par dle vztahu (2.4) a roste tak relativní vlhkost – vztah (2.3), až dojde ke stavu nasycení. Pokud výstup vzduchu pokračuje, nutně už musí docházet ke kondenzaci vodní páry a vzniku kapiček, tedy částic oblaků.

***Proč oblaky nespadnou?*** Na částice oblaků (vodní kapičky či ledové krystalky) působí tíhová síla  $F = mg$ , ale také odporová síla vzduchu, která působí ve směru proti pohybu kapičky vzhledem k okolnímu vzduchu. Pro kapičky o velikosti 0,1 mm či menší lze pro vyjádření odporové síly použít Stokesův vztah

$$F_o = 6\pi\eta r v, \quad (3.1)$$

kde  $\eta$  je koeficient dynamické viskozity (vazkosti),  $r$  je poloměr kapičky a  $v$  její rychlost vzhledem k okolnímu vzduchu [13]. Porovnáním tohoto vztahu s tíhovou silou můžeme dospět k rovnoměrné rychlosti, kterou by kapička o daném poloměru padala. Např. pro kapičky mlhy (0,01 mm) je tato rychlost jen  $0,3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , pro kapičky mrholení (0,1 mm) zhruba  $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , pro kapky deště (1 mm, zde již neplatí Stokesův vztah) je podle měření rychlost pádu již  $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  [13]. Tedy čím menší kapička, tím je její pádová rychlost menší, proto kapičky mlhy se z atmosféry pádem téměř vůbec neodstraňují. Hranice mezi srážkovým a oblačným elementem je udávána jako 0,1 mm, u větších kapiček je už významné jejich vypařování, a proto je lze považovat za srážky, kdežto menší kapičky spíše setrvávají na svém místě a tvoří oblaky.

Na tomto místě je ještě nutné nezapomenout na případy, kdy jsou kapičky nadnášeny vzestupnými proudy, které nabývají rychlostí od řádově  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  až po jednotky  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  (viz dále), což vede k tomu, že se v atmosféře udrží někdy i mnohem větší kapičky nebo krystalky ledu a mohou tak vyrůst kondenzací do velikosti jednotek mm, dříve než vypadnou z oblaku.

***Proč dochází k výstupům vzduchu?*** K výstupům vzduchu dochází z různých příčin, které si následně podrobněji probereme. Jsou to přetékání vzduchu přes horskou překážku (vynucené výstupy vzduchu v důsledku terénu), nerovnoměrné zahřívání zemského povrchu a přízemních vrstev vzduchu (termická konvekce), tlakové útvary (uspořádané vertikální pohyby) a atmosférické fronty.

### 3.1 Výstupy vzduchu vynucené průběhem terénu

Při proudění vzduchu přes horskou překážku dochází k vynucenému výstupu vzduchu, výška výstupu vzduchu závisí na výšce masívu vůči okolnímu terénu. Příkladem je zde přetékání horských hřebenů v nejlépe kolmém směru, v našich podmínkách je typické přetékání proudů vzduchu ze západu přes Šumavu nebo Krušné hory.

V těchto případech je užitečné znát tzv. výstupnou kondenzační hladinu, což je hladina, ve které se původně nenasyčený vzduch vlivem adiabatického rozpínání a poklesu teploty při výstupu stává nasyceným [3]. Při výstupu nad tuto hladinu se začíná tvořit oblačnost, výstupná kondenzační hladina tak zároveň udává výšku spodní hranice oblačnosti. Ke tvorbě oblačnosti při přetékání horské překážky tedy dochází tehdy, pokud je výška výstupné kondenzační hladiny menší než výška horské překážky vůči okolí.

Kromě toho dochází v důsledku platnosti rovnice kontinuity ke zrychlení proudění nad horskými hřebeny, neboť plocha, skrz kterou proudí vzduch je zde horskou překážkou zmenšena oproti okolí, což se musí projevit větší rychlostí.

***Co je to fénové proudění?*** Pokud je vzduch před výstupem přes horskou překážku dostatečně vlhký, dojde rychle k nasycení a kondenzaci, v důsledku toho je další výstup provázen poklesem teploty o zhruba  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$  na  $100\text{ m}$  výšky, což je méně než suchoadiabatický gradient, neboť na rozdíl od výstupu nenasyčeného vzduchu se zde uvolňuje skupenské teplo vypařování (viz minulé kapitoly). Kondenzovaná vodní pára se zde (na návětrné straně) projevuje vypadáváním srážek. Po překonání hřebenu hor dochází k sestupu vzduchu, při něm roste teplota rychlostí suchoadiabatického gradientu, v důsledku rostoucího tlaku nasycených par klesá i relativní vlhkost. Po návratu na původní hladinu obsahuje vzduch na závětrné straně méně vodní páry a je také teplejší, neboť při sestupu rostla teplota rychleji než klesala při výstupu.

Pokud máme horský hřeben o výšce  $1000\text{ m}$  nad okolním terénem a na návětrné straně vzduch o teplotě  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , který je téměř nasycen, tak po vystoupení na hřeben bude jeho teplota přibližně  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , přitom na návětrné straně vypadávají srážky. Po poklesu na původní hladinu na závětrné straně dojde k oteplení vzduchu na přibližně  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , přitom oblačnost zdánlivě zůstává na návětrné straně

a nad hřebenem, při sestupu na závětrné straně se okamžitě rozpouští. Z pohledu pozorovatele na závětrné straně je tedy vidět nad horami oblaky tvořící tzv. fénovou zeď [1], přitom od hor proudí relativně teplejší a sušší vzduch, vytvářející pěkné počasí. Fén je tedy možno nazvat jako teplý vítr z hor.

Efekt fénu je tím větší, čím je vyšší horská překážka, kterou vzduchová hmota přetéká. Např. v Alpách může znamenat fén výrazné oteplení na závětrné straně, což v kombinaci s větrem vede k velkým oblevám. Avšak fénové proudění má podstatný vliv také na prostorové rozložení srážek, neboť srážky při dané situaci vypadávají jen na návětrné straně. Pokud pak určité směry proudění převládají (u nás proudění ze západu), tak i srážky jsou v určitých místech pravidelně větší (efekt návětrí) a jinde mnohem menší (srážkový stín). Není proto divu, že roční úhrny srážek bývají u nás nejvyšší na hřebenech hor a nejnižší v místech ve směru od západu za horami (např. Žatecko), neboť při převládajícím západním proudění jsou tyto oblasti většinou v závětrí hor.

## 3.2 Termická konvekce

Jak už jsme si řekli v minulých kapitolách, v důsledku slunečního záření dochází k ohřevu povrchu a od něj se ohřívají nejvíce přízemní vrstvy vzduchu. To může mít za následek, že pokles teploty s výškou bude větší než  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  na 100 m výšky (hranice nestability v nenasyčeném vzduchu), což se projeví vznikem vertikálních pohybů. K většímu rozvoji vertikálních pohybů napomáhá to, že ohřev povrchu, a následně i přízemních vrstev vzduchu probíhá z důvodu různých vlastností povrchů nerovnoměrně, tím nad místy se silnějším ohřevem vznikají vze-stupy vzduchu a nad místy se slabším ohřevem vzduch klesá. Tyto samovolně vzniklé vertikální pohyby se souhrnně označují jako tzv. termická konvekce [13].

Pro tyto případy se určuje tzv. konvekční kondenzační hladina, která určuje výšku hladiny, v níž by docházelo ke kondenzaci při termicky vyvolaných vertikálních pohybech. Tato hladina se liší od výstupné kondenzační hladiny, protože k vynucenému výstupu vzduchu může dojít i při stabilním vertikálním uspořádání vzduchu.

Termicky vyvolané vertikální pohyby se mohou svojí rychlostí, vertikálním a horizontálním rozsahem i svojí uspořádaností velice lišit, což vede k velké různorodosti vzniklých jevů. Pokud je rozsah vertikálních pohybů shora omezen tak, že ani nedojde ke kondenzaci (horní hranice konvekce je pod konvekční kondenzační hladinou), nastává tzv. suchá konvekce, charakteristická často viditelným tetelením vzduchu a malou uspořádaností. Pokud je horní hranice konvekce výše než konvekční kondenzační hladina, dochází již ke kondenzaci a vzniku konvekční (někdy konvektivní nebo též kupovité) oblačnosti.

Zde opět závisí na vertikálním rozsahu a uspořádanosti výstupných proudů. Pokud je obojí nevelké, vznikají oblaky typu cumulus humilis (zn. Cu hum), nazývány též oblaky pěkného počasí, z nichž srážky nevypadávají a jejichž výška je většinou zdánlivě menší než jejich šířka. Jestliže však je rozsah a uspořádanost výstupných proudů větší, vznikají oblaky s větším vertikálním rozsahem, cumulus mediocris (Cu med) nebo až cumulus congestus (Cu con), což jsou vyšší kupovité oblaky mající často vzhled kvěťákových hlávek [1]. Vzhledem k výšce už často obsahují i ledovou fázi a také se už mohou projevit krátkými, nicméně intenzivními přeháňkami.



Nejrozsáhlejší a do největších výšek sahající vertikální pohyby se projevují vznikem bouřkových oblaků typu cumulonimbus (Cb), jejichž vertikální rozsah je často přes celou troposféru a částečně i nad ní. Rychlosti vzestupných proudů zde dosahují až několika  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , což umožňuje vytvoření větších kapek nebo krup. Vzhledem k velké výšce oblaku dochází od určité hladiny ke vzniku ledové fáze, procesy spojené s krystalizací jsou důležité jak pro vznik velkých kapek, tak i pro separaci elektrického náboje do různých míst oblaku, projevující se následně elektrickými výboji vnímanými člověkem jako blesk a hrom.

Nebezpečnost bouřkových oblaků nespočívá pouze v bleskových výbojích, ale také v intenzivních srážkách, doprovázených někdy krupobitím. Kromě toho rychlé a uspořádané vzestupy vzduchu vyžadují přísun vzduchu z okolí, což se projevuje silnými nárazy větru v blízkosti bouře, v centru bouře vzniká jakási malá tlaková níže. Největší cumulonimby, nazývané supercely, charakterizované rotací vzduchu kolem vertikální osy podobně jako okolo tlakové níže, jsou občas provázeny výskytem tornád nebo tromb. Tornáda a tromby jsou nevelké pohybuující se útvary charakteristické rychlou rotací kolem přibližně vertikální osy, přičemž tornádo se liší od tromby jen tím, že se během své existence alespoň jednou dotkne povrchu Země, kde má devastující účinky [14].

Ve střední Evropě je naštěstí výskyt supercel a tornád celkem řídký, častější je v teplejších a méně kopcovitých oblastech, ve kterých vzniká konvektivní oblačnost (např. stepní oblasti USA, Austrálie). Kromě toho v našich podmínkách bouřkové oblaky většinou nevznikají čistě spontánně termickou konvekcí, ale jsou iniciovány např. již zmíněnými vynucenými výstupy vzduchu při přetékání horských překážek (typická téměř každodenní bouřková činnost v létě v Karpatech) nebo přechodem atmosférických front, o nichž se ještě zmíníme. Nicméně i tak u nás bouřkové oblaky každoročně způsobují mnoho škod, především v důsledku nárazů větru a intenzivních srážek, které mohou vést k lokálním povodním.

### 3.3 Vertikální pohyby v tlakových útvarech

V první kapitole se rozebíraly tlakové útvary z hlediska pohybů vzduchu a došlo se k závěru, že v tlakových nížích dochází k výstupům vzduchu, zatímco v tlakových výších vzduch klesá. Oproti konvektivní oblačnosti jsou však rychlosti výstupných proudů nejméně o řád menší, typické hodnoty těchto rychlostí jsou  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$  [13].

Výstupné pohyby v tlakových nížích vedou k tvorbě oblačnosti a srážek, většinou se jedná o vrstevnatou (stratovitou) oblačnost typu stratus (do 2 km, zn. St), altostratus (mezi 2–5 km, As), cirrostratus (výše než 5 km, Cs) a nimbostratus (srážkový oblak s větším vertikálním rozvojem, Ns). Srážky jsou většinou méně intenzivního, avšak trvalejšího charakteru a pokrývající větší území. Konkrétní rozložení oblačnosti a srážek pak závisí na poloze atmosférických front, které jsou většinou součástí tlakových níží v našich podmínkách – viz obrázek 1.1.

Naopak v tlakových výších dochází k sestupům vzduchu (subsudencím), což vede k rozpouštění oblačnosti a k omezování vzniku konvektivní oblačnosti. V létě tak vznikají slunečné dny s minimem oblačnosti, avšak v zimní polovině roku vedou sestupné pohyby často k hromadění aerosolů a znečišťujících látek v blízkosti povrchu, k vytváření teplotních inverzí a mlh, což vede k epizodám s chladným počasím beze Slunce a se zvýšenými koncentracemi škodlivých látek v ovzduší.

Z tohoto hlediska znamená tlaková níže díky výstupům vzduchu a srážkám vždy lepší rozptylové podmínky.

Tlakové níže spolu s frontami během svého vývoje putují většinou skrz Evropu od západu na východ rychlostmi 30–40 km·hod<sup>-1</sup>, přičemž srážky jsou vytvářeny z vlhké vzduchové hmoty původně z prostoru Atlantského oceánu. Občas se však stává, že k nám přicházejí tlakové níže (cyklony) z oblasti Středozevního či Černého moře, v tom případě daná vzduchová hmota obsahuje více vlhkosti, neboť tyto oblasti jsou (v létě) teplejší a teplejší vzduch je schopen kumulovat více vodní páry, neboť tlak nasycených par s teplotou roste – viz rovnice (2.4). Více nakumulované vlhkosti ve vzduchové hmotě pak znamená intenzivnější srážky, proto cyklony přicházející z těchto oblastí (tzv. retrogradní cyklony [13]) vytvářejí ve střední Evropě velice nebezpečné situace, které stály za většinou povodní v posledních letech u nás (v roce 1997 a 2010 na Moravě, 2002 a 2013 v Čechách).

V zimním období občas dochází v severním Atlantiku k tvorbě hlubších tlakových níží, které přinášejí zvláště v přímořských oblastech Evropy silný vítr a sněžení i tam, kde to není úplně obvyklé, a dokonce v zimě neobvyklé bouřky [15]. Vzhledem k velkým negativním dopadům těchto cyklon je zvykem je označovat jménem, v minulosti prošly přes Evropu tlakové níže Kyrill, Emma, Daisy a Xaver.

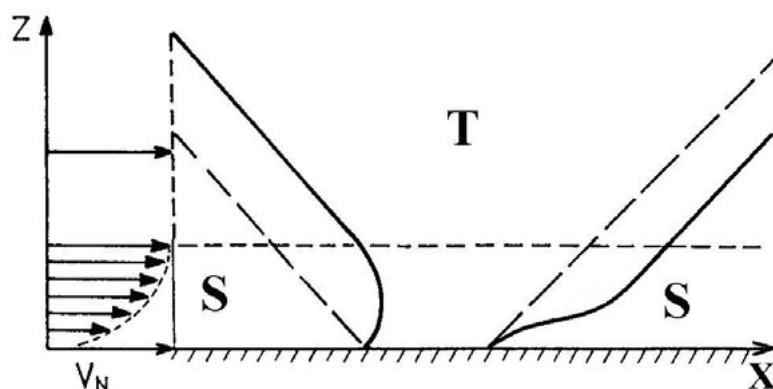
***Co jsou to hurikány?*** Hurikány jsou velice hluboké tlakové níže horizontálně ne příliš rozsáhlé (menší než cyklony našich zeměpisných šířek), vznikající v tropických oblastech teplých moří, ale ne však úplně na rovníku, neboť tam je Coriolisova síla nulová, a stabilní hluboká tlaková níže tam proto vzniknout nemůže. Tyto tlakové níže jsou jednotně nazývány tropické cyklony, avšak podle místa výskytu jsou nazývány hurikány (oblast Karibského moře), tajfuny (dálný východ), willy-willy (kolem Austrálie) a cyklony (severní oblast Indického oceánu) [1]. Tyto nefrontální níže jsou charakteristické velice nízkým tlakem ve svém centru (rekordně nízké hodnoty tlaku), extrémně silnými větry a pásem oblačnosti kolem středu tlakové níže (oka bouře). Vznikají nad teplými moři, tedy typicky na podzim, při postupu nad pevninu mají zvláště na pobřeží katastrofální dopady. Podobně jako v případě zimních hlubších tlakových níží je zvykem jim přidělovat jména. V Evropě se tyto cyklony nevyskytují, nicméně ve Středozeví jsou typicky na podzim přítomné podstatně slabší verze hurikánů, zvané Medicyany (Mediterranean tropical cyclone), mající za následek silné srážky na daném území.

### 3.4 Vertikální pohyby na atmosférických frontách

Za atmosférické fronty považujeme skloněné plochy, které nám oddělují vzduchové hmoty různých fyzikálních vlastností, lišící se především svojí teplotou a vlhkostí (vyjádřenou třeba rosným bodem). Na těchto plochách tak teoreticky dochází ke skokům v těchto veličinách, avšak reálně jde spíše o úzké přechodové zóny, v nichž zmíněné veličiny rychle, avšak spojitě mění svoje hodnoty. Sklony frontálních ploch jsou obvykle velmi malé, většinou okolo 0,5 ° od horizontální roviny [13], což odpovídá výškové odchylce 1 km na 100 km délky frontální plochy

od povrchu Země.

Pokud relativně teplejší vzduch postupuje ve směru, kde byl původně relativně chladnější vzduch, hovoříme o teplé frontě, teplejší vzduch je díky své menší hustotě nad frontální plochou a studeným vzduchem. Pokud naopak relativně chladnější vzduch postupuje do míst, kde byl původně relativně teplejší vzduch, jedná se o studenou frontu, přičemž studený vzduch je opět pod frontální plochou, viz obrázek 3.1. Pro pozorovatele na povrchu znamená průchod teplé fronty teoreticky skokové oteplení, naopak průchod studené fronty rychlé ochlazení.

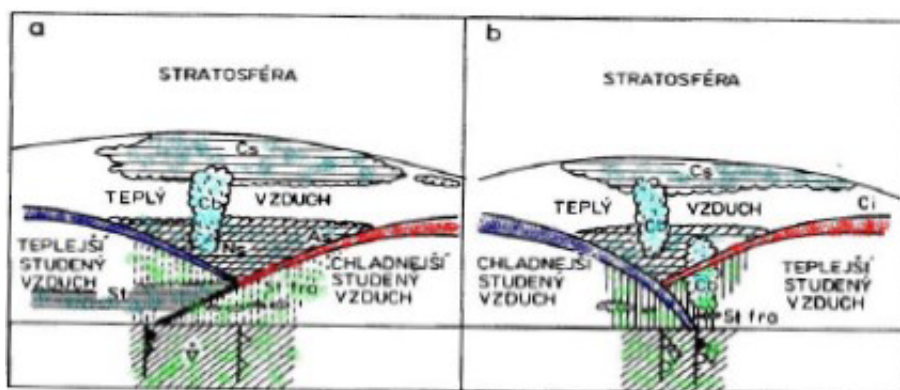


**Obrázek 3.1:** Teplá fronta (vpravo) a studená fronta (vlevo) s vyznačeným směrem normálové složky proudění ( $v_N$ ), a tím i postupu front, teplé (T) a studené (S) vzduchové hmoty. Jasně viditelný vliv tření o zemský povrch na velikost rychlosti proudění a tvar frontálních ploch, přejato z [16]

**Jak vypadá okluzní fronta?** Během vývoje frontálních tlakových níží dochází k tomu, že rychleji pohybující se studená fronta dostihne v určitém okamžiku teplou frontu, čímž vzniká okluzní fronta. Teplý vzduch je vytlačen nahoru, u povrchu dojde ke spojení obou studených sektorů, zde pak záleží, který z obou studených sektorů je teplejší. Pokud je teplejší studený vzduch, který přicházel původně za studenou frontou, jedná se o okluzní frontu charakteru teplé fronty (teplá okluze). Naopak pokud je vzduch přicházející původně za studenou frontou chladnější, hovoříme o okluzní frontě charakteru studené fronty (studená okluze) [13]. Pro snadnější pochopení jsou tyto situace vyobrazeny na obrázku 3.2. Svými účinky se pak teplá okluze podobá teplé frontě a studená okluze frontě studené, ovšem s méně výraznými projevy.

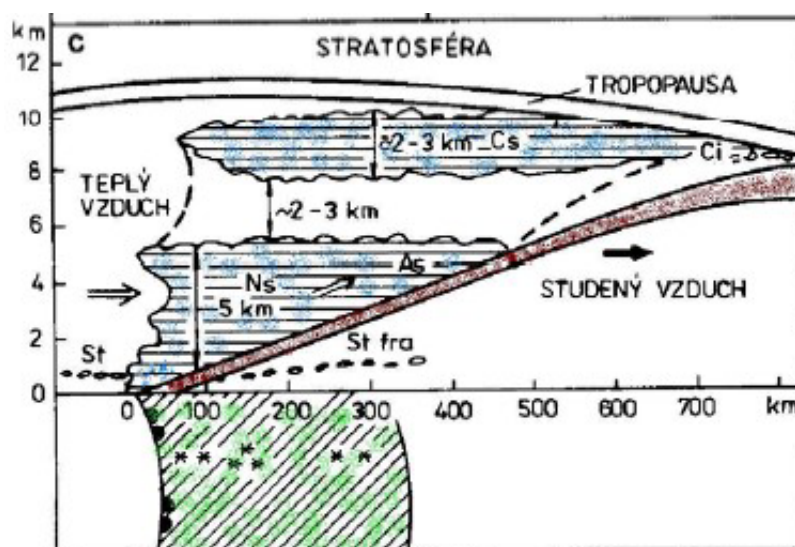
Průnik frontální plochy se zemským povrchem neboli polohu fronty na povrchu zakreslujeme do přízemních map tlakového pole, v případě teplých front jde o červenou čáru s obloučky ve směru postupu fronty, v případě studených front kreslíme modrou čáru s trojúhelníčky naznačující směr pohybu fronty a konečně polohu okluzní fronty značíme fialovou čárou s obloučky i trojúhelníčky ve směru postupu – viz obrázek 1.1.

Nyní se už dostaneme k vertikálním pohybům a tvorbě oblačnosti v souvislosti s atmosférickými frontami. V případě teplé fronty se teplý vzduch, neboť je lehčí, nasouvá nad studený vzduch, přitom stoupá po frontální ploše do vyšších hladin, díky čemuž se adiabaticky rozpíná a ochlazuje, což vede ke kondenzaci. Nad frontální plochou tak vzniká typická předfrontální (z hlediska pozorovatele



**Obrázek 3.2:** teplá okluze (a) a studená okluze (b), spolu s na přízemní mapě vyznačenými polohami front na povrchu a ve výšce a také s pásmy srážek, přejato z [17]

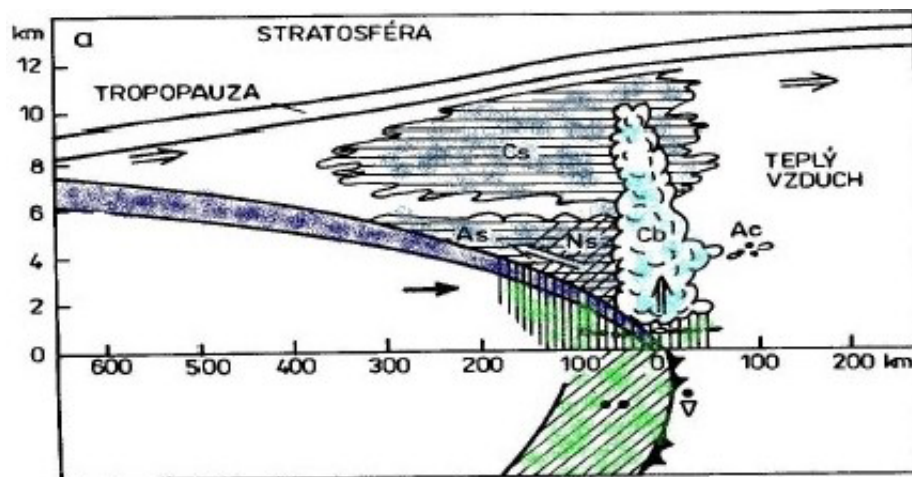
ve studeném sektoru před průchodem fronty) oblačnost teplé fronty, jak je to na obrázku 3.3. Vidíme zde oblačnost vyplňující teplý sektor nad frontální plochou, v největší vzdálenosti od čáry fronty se jedná o vláknitou oblačnost typu cirrus (zn. Ci), blíže frontě pak jde o vrstevnatou oblačnost typu cirrostratus (nesrážkový), altostratus (mohou být slabé srážky) a nimbostratus (trvalé srážky). V místech srážek se pak mohou vyskytnout oblačné cáry typu stratus fractus (St fra), v teplém sektoru za teplou frontou pak mlhy či nízká oblačnost (stratus). Srážkové pásmo je široké několik stovek kilometrů, což znamená trvalejší srážky, a je ukončeno stykem frontální plochy s povrchem. Naznačená struktura oblaků je typická hlavně pro zimní období, v létě situaci komplikuje vznik konvektivní oblačnosti, který je iniciován výstupem vzduchu po frontální ploše.



**Obrázek 3.3:** Vertikální řez teplou frontou s vyznačením srážkového pásma na přízemní mapě, přejato z [17]

V případě studené fronty se těžší studený vzduch podsouvá pod teplejší vzduch, čímž se teplý vzduch nadzvedává a vytváří se oblačný systém studené fronty, který je v prvním přiblížení opačný k systému oblaků na teplé frontě, což je vidět na obrázku 3.4. Kromě opačného pořadí oblaků je však rozdíl studené fronty také

v tom, že srážkové pásmo je kolem čáry fronty a je také mnohem užší, srážky jsou tedy kratšího trvání, nicméně intenzivnější než v případě teplé fronty. Také výstup vzduchu okolo styku povrchu a frontální plochy je v případě studené fronty mnohem rychlejší, což se hlavně v letním období projevuje tvorbou mohutné konvektivní oblačnosti typu cumulonimbus. Srážky jsou tedy nejintenzivnější v okamžiku přechodu fronty, poté přechází v trvalejší a méně intenzivní z oblaků typu nimbostratus, brzy však ustávají a dochází k protrhávání alespoň nižších pater oblačnosti. Projevy studené fronty jsou obecně výraznější v létě [1], protože snadněji dochází k rozvoji konvektivní oblačnosti a silnějším srážkám, také se více projeví ochlazení v souvislosti s průchodem studené fronty.



**Obrázek 3.4:** Vertikální řez studenou frontou s vyznačením srážkového pásma na přízemní mapě, přejato z [17]

**Jak poznat přicházející fronty?** Jako předzvěst průchodu teplé fronty lze brát oblaky vysokého patra, nejdříve vláknitých cirrů, které postupně přecházejí v oblačnou vrstvu cirrostratu. Kromě toho se zvyšuje rychlost větru a klesá tlak. Oblačnost se dále zahušťuje a klesá, přes oblaky středního patra (altostratus) přejde až na pásmo nimbostratů, z nichž vypadávají srážky trvalejšího charakteru. Přechodem fronty srážky ustávají, mohou se vyskytnout mlhy, zároveň klesá rychle tlak, mění se směr větru a teplota začíná růst. Tento proces začínající řídkými cirry a končící přechodem fronty trvá přibližně jeden den, tato doba se však může významně lišit v obou směrech [13].

V konkrétních situacích mohou být projevy teplé fronty odlišné, zvláště v létě, kdy vlivem zbylé oblačnosti a předchozích srážek dojde průchodem teplé fronty spíše k ochlazení než k oteplení, což se označuje jako maskování teplé fronty.

Naproti tomu u studené fronty žádné výrazné předzvěsti, které by ukazovaly na její příchod, neexistují. Dochází sice k poklesu tlaku, jenže prvním opravdu viditelným znakem je až samotná hradba bouřkových oblaků nacházející se nad čarou fronty, spolu s nárazy větru s nimi souvisejícími. Po odeznění nejintenzivnějších srážek mohou nastat menší srážky trvalejšího charakteru, zároveň roste tlak a stáčí se vítr [13]. Pak již nastává od nejnižších partií protrhávání oblačnosti. Teplota rychle klesá v době intenzivních srážek, po protrhání oblačnosti se ustálí, avšak již na nižší hodnotě oproti teplotě před studenou frontou.

Opět platí, že projevy studené fronty se mohou v jednotlivých případech lišit, variabilita studených front je ještě obecně větší než v případě teplých front. V zimní části roku jsou projevy studených front obecně výrazně slabší.

Příznaky okluzních front jsou závislé na tom, jestli se jedná o teplé či studené okluze. Teplá okluze má příznaky podobné teplé frontě, analogicky studená okluze studené frontě, avšak obecně jsou projevy okluzních front méně výrazné než v případě teplé a studené fronty.

# Závěr

Tento text samozřejmě nepokrývá všechna zajímavá témata z meteorologie či fyziky atmosféry, existuje pochopitelně i mnoho dalších zajímavých jevů v souvislosti s atmosférickou optikou, elektřinou nebo akustickou. Mimo to další důležitá témata souvisí s chemickými procesy v atmosféře, v první řadě jde o tvorbu a zánik stratosférického, ale i troposférického ozonu a obecně tedy o problematiku znečišťujících látek v atmosféře.

Avšak i samotné kapitoly o tlaku, teplotě a oblačnosti v atmosféře pochopitelně nepopisují všechny známé poznatky, zvědavého čtenáře tak lze odkázat na literaturu použitou při tvorbě této práce, která je uvedena v závěrečném seznamu. Tato práce však myslím může seznámit čtenáře se základními procesy a jevy probíhajícími běžně v atmosféře, majícími vliv na povětrnostní podmínky, tedy jednoduše řečeno na počasí v daném okamžiku, nebo na klima daného místa z dlouhodobějšího pohledu.

Doufám, že tyto kapitoly přinesou případnému čtenáři uspokojení z vysvětlení dosud neznámých příčin jevů a procesů v atmosféře a pomůžou tak zlepšit povědomí o meteorologii či popř. vyvrátit některé zažitě nesprávné představy.

# Seznam použité literatury

- [1] BEDNÁŘ, Jan. *Meteorologie*. Praha: Portál, 2003.
- [2] BUREŠ, Jiří. Fyzikální vlastnosti vzduchu. *ConVERTER* [online]. ©2000–2013 [cit. 2014–03–27]. Dostupné z: <http://www.converter.cz/tabulky/vzduch.htm#fyzikalni-vlastnosti-vzduchu>
- [3] PECHALA, František a BEDNÁŘ, Jan. *Příručka dynamické meteorologie*. Praha: Academia, 1991.
- [4] ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV. Synoptická situace [online]. ©2010–2011 [cit. 2014–03–27]. Dostupné z: [http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P10\\_0\\_Aktualni\\_situace/P10\\_1\\_Pocasi/P10\\_1\\_2\\_Evropa/](http://www.chmi.cz/portal/dt?menu=JSPTabContainer/P10_0_Aktualni_situace/P10_1_Pocasi/P10_1_2_Evropa/)
- [5] ŽIDEK, Dušan a LIPINA, Pavel. Návod pro pozorovatele meteorologických stanic. *ČHMÚ, Metodický předpis č. 13* [online]. Ostrava: Český hydrometeorologický ústav, 2003 [cit. 2014–04–07]. Dostupné z: [http://old.chmi.cz/OS/pdf/metodicky\\_navod/MP.pdf](http://old.chmi.cz/OS/pdf/metodicky_navod/MP.pdf)
- [6] ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV. Přehled počasí na vybraných stanicích [online]. ©2010–2011 [cit. 2014–04–07]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/PR/grafy/grafy-ams-lnk.htm>
- [7] ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV. Informace o aerologických měřeních [online]. ©2010–2011 [cit. 2014–04–07]. Dostupné z: [http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/sondaz\\_info.html](http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/sondaz_info.html)
- [8] ENVIRONMENT CANADA, National Inquiry Response Team. Wind Chill. *Calculation of the 1981 to 2010 Climate Normals for Canada* [online]. 2014–02–13 [cit. 2014–04–08]. Dostupné z: [http://climate.weather.gc.ca/climate\\_normals/normals\\_documentation\\_e.html](http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/normals_documentation_e.html)
- [9] ROTHFUSZ, Lans P. The heat index equation. *National Weather Service, Weather Prediction Center* [online]. 2014–03–31, 15:58 UTC [cit. 2014–04–08]. Dostupné z: [http://www.hpc.ncep.noaa.gov/html/heatindex\\_equation.shtml](http://www.hpc.ncep.noaa.gov/html/heatindex_equation.shtml)
- [10] MÜHR, Bernhard. *Klimadiagramme weltweit* [online]. 2014–03–18 [cit. 2014–04–10]. Dostupné z: <http://www.klimadiagramme.de/>
- [11] JŮZA, Pavel. Vysoké teploty a dusno v létě 2012. *Infomet, ČHMÚ* [online]. 2012–08–28, 05:51 UTC [cit. 2014–04–10]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/>
- [12] DVOŘÁK, Petr. Skleníkový efekt. *Infomet, ČHMÚ* [online]. 2012–06–05, 15:59 UTC [cit. 2014–04–10]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/>



- [13] KOPÁČEK, Jaroslav a BEDNÁŘ, Jan. *Jak vzniká počasí*. Praha: Karolinum, 2005.
- [14] ŠANDOVÁ, Milada. Smršť, tromba nebo tornádo. *Infomet, ČHMÚ* [online]. 2013-11-21, 07:12 UTC [cit. 2014-04-24]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/>
- [15] JŮZA, Pavel. Přinesl Xaver také bouřky? *Infomet, ČHMÚ* [online]. 2013-12-06, 13:08 UTC [cit. 2014-04-24]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/>
- [16] KURZ, Manfred. *Synoptic meteorology*. Offenbach am Mein: Deutscher Wetterdienst, 1998.
- [17] ZVEREV, Aleksej S. *Synoptická meteorológia*. Bratislava: Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, 1986.