

Jaroslav Kopáček, Jan Bednář,
Michal Žák:
Jak vzniká počasí

ENVIRONMENTÁLNÍ TEXTY 1



Jak vzniká počasí

Jaroslav Kopáček

Jan Bednář

Michal Žák

Recenzovali:

RNDr. Daniela Řezáčová, CSc. (1. vydání)

† doc. RNDr. Otakar Zikmunda, CSc. (1. vydání)

RNDr. Martin Setvák, CSc. (15. kapitola)

Vydala Univerzita Karlova

Nakladatelství Karolinum

Praha 2025

Environmentální texty 1

Grafická úprava Jakub Kovařík

Redakce Eva Flanderková

Sazba DTP Nakladatelství Karolinum

Vydání druhé, odpovídá třetímu tištěnému

© Jaroslav Kopáček, Jan Bednář, Michal Žák, 2025

© Univerzita Karlova, Nakladatelství Karolinum, 2025

ISBN 978-80-246-6171-1

ISBN 978-80-246-6176-6 (pdf)



Univerzita Karlova
Nakladatelství Karolinum

www.karolinum.cz
ebooks@karolinum.cz

Obsah

Předmluva k prvnímu vydání z roku 2005	11
Předmluva ke druhému vydání z roku 2019	15
Předmluva ke třetímu vydání	17
1. VZNIK A SLOŽENÍ ZEMSKÉ ATMOSFÉRY	18
1.1 Vznik zemské atmosféry	18
1.2 Dnešní složení atmosféry Země	21
1.3 Ozon a oxid uhličitý	23
1.3.1 Ozon	23
1.3.2 Oxid uhličitý	25
1.4 Vodní pára v zemské atmosféře	27
1.5 Pevné a kapalně částice v atmosféře	29
1.6 Vertikální členění atmosféry	32
1.7 Turbulence a konvekce v atmosféře	36
2. TLAK A HUSTOTA VZDUCHU	40
2.1 Tlak vzduchu a jeho jednotky	40
2.2 Hustota vzduchu	40
2.3 Virtuální teplota	42
2.4 Změna tlaku vzduchu s výškou	43
2.4.1 Základní hydrostatická rovnice	43
2.4.2 Výška homogenní atmosféry	44
2.4.3 Barometrická formule pro izotermní atmosféru	45
2.4.4 Vertikální barický gradient	49
2.5 Změna hustoty vzduchu s výškou	50
2.6 Aperiodické změny tlaku vzduchu	52
2.7 Periodické změny tlaku vzduchu	53
2.8 Síla tlakového gradientu, tlakové útvary	54
2.9 Horizontální rozložení atmosférického tlaku na zemi	56
2.10 Některé další pojmy týkající se tlaku vzduchu	58
2.11 Gravitace a zemská tíže, potenciální energie v atmosféře, geopotenciál	59

3. TEPELNÉ POMĚRY PŮDY A POVRCHU VODNÍCH NÁDRŽÍ	64
3.1 Záření v atmosféře, radiační bilance a tepelná bilance zemského povrchu.....	64
3.1.1 Sluneční záření.....	64
3.1.2 Dlouhovlnné záření, skleníkový efekt, globální oteplení	69
3.2 Oteplování a ochlazování zemského povrchu	72
3.3 Denní a roční chod teploty povrchu půdy	74
3.4 Noční a ranní mrazy na povrchu půdy.....	77
3.5 Šíření tepla do půdy a změny teploty v půdě	79
3.6 Tepelné poměry vodních nádrží.....	83
4. TEPLOTA SPODNÍCH VRSTEV VZDUCHU	88
4.1 Oteplování a ochlazování vzduchu.....	88
4.2 Denní chod teploty vzduchu.....	90
4.3 Roční chod teploty vzduchu	93
4.4 Aperiodické změny teploty vzduchu.....	94
4.5 Extrémní teploty	95
5. VERTIKÁLNÍ STABILITA VZDUCHOVÝCH HMOT	97
5.1 Individuální teplotní gradient v nenasyčeném vzduchu, potenciální teplota	97
5.2 Individuální teplotní gradient v nasyceném vzduchu.....	100
5.3 Aktuální vertikální gradient teploty.....	102
5.4 Vertikální stabilita nenasyčeného vzduchu.....	102
5.5 Potenciální teplota při vertikálních pohybech vzduchu.....	106
5.6 Vliv výměny na teplotní zvrstvení	107
5.7 Vertikální stabilita nasyceného vzduchu.....	109
5.8 Pseudoadiabatické děje	110
6. ROZDĚLENÍ TEPLoty V ATMOSFÉŘE S VÝŠKOU	113
6.1 Změna teploty s výškou v přízemní vrstvě vzduchu	113
6.2 Změna teploty s výškou ve vyšších vrstvách atmosféry	114
6.3 Inverze teploty.....	115
7. VÝPAR	120
7.1 Oběh vody v přírodě.....	120
7.2 Fyzikální podstata výparu	120
7.3 Napětí nasycení	121

7.4	Rychlost vypařování	122
7.5	Výpar za delší období	124
7.6	Denní a roční chod výparu	125
8.	VLHKOST VZDUCHU	127
8.1	Vlhkost vzduchu a příčiny jejích změn	127
8.2	Denní chod absolutní vlhkosti a tlaku vodní páry	127
8.3	Roční chod absolutní vlhkosti a tlaku vodní páry	128
8.4	Denní chod relativní vlhkosti	128
8.5	Roční chod relativní vlhkosti	129
8.6	Rozdělení vlhkosti vzduchu v atmosféře s výškou	129
9.	KONDENZACE A SUBLIMACE VODNÍ PÁRY V ATMOSFÉŘE	131
9.1	Podmínky kondenzace vody v atmosféře, kondenzační jádra	131
9.2	Zamrzání kapek, ledová jádra, vznik srážek v oblacích	133
9.3	Kondenzace a sublimace na zemském povrchu	137
9.4	Mlhy a jejich klasifikace	139
9.5	Oblaky a jejich druhy	142
9.6	Složení oblaků	145
9.7	Děje, jimiž vznikají oblaky	145
9.8	Oblaky nefrontální a frontální	148
9.9	Oblačnost	149
9.10	Denní chod oblačnosti	149
9.11	Roční chod oblačnosti	150
10.	ATMOSFÉRICKÉ SRÁŽKY	151
10.1	Význam pojmu srážky	151
10.2	Kvantitativní charakteristiky srážek	151
10.3	Trvalé srážky a přeháňky	152
10.4	Srážky nefrontální a frontální	153
10.5	Denní a roční chod srážek	153
10.6	Bližší popis hlavních druhů padajících srážek	154
10.7	Sněhová pokrývka	156
11.	PROUDĚNÍ V ZEMSKÉ ATMOSFÉŘE	157
11.1	Proudnic a trajektorie	157
11.2	Geostrofické proudění	157
11.3	Gradientové proudění	160

11.4 Vliv tření na proudění vzduchu, proudění v tlakových útvarech	166
11.5 Základní prvky celkového proudění v zemské atmosféře	168
11.6 Divergence a vorticitata proudění	172
12. VZDUCHOVÉ HMOTY	174
12.1 Podmínky tvoření vzduchových hmot	174
12.2 Klasifikace vzduchových hmot	176
12.3 Podmínky počasí ve stabilních vzduchových hmotách	179
12.3.1 Podmínky počasí v teplých stabilních vzduchových hmotách.....	179
12.3.2 Podmínky počasí ve studených stabilních vzduchových hmotách	181
12.4 Podmínky počasí v instabilních vzduchových hmotách.....	182
12.4.1 Podmínky počasí ve studených instabilních vzduchových hmotách.....	182
12.4.2 Podmínky počasí v teplých instabilních vzduchových hmotách	185
12.5 Místní vzduchové hmoty	187
12.6 Charakteristiky zeměpisných typů vzduchových hmot severní polokoule	187
12.6.1 Arktický vzduch (AV).....	187
12.6.2 Vzduch mírných šířek (VMŠ), polární vzduch	188
12.6.3 Tropický vzduch (TV)	189
12.6.4 Ekvatoriální vzduch (EV).....	191
12.7 Transformace vzduchových hmot	191
13. ATMOSFÉRICKÉ FRONTY	195
13.1 Obecné vlastnosti atmosférických front	195
13.2 Klasifikace atmosférických front	195
13.3 Vzorec pro sklon frontální plochy	198
13.4 Barické a izalobarické pole fronty	201
13.5 Posun front.....	203
13.6 Tvoření a rozpadávání front	205
13.7 Přenosové pásy	209
13.8 Teplé fronty	212
13.8.1 Teplé fronty na přízemních povětrnostních mapách	212
13.8.2 Vertikální řezy teplých front	218
13.8.3 Příznaky přechodu teplé fronty přes místo pozorování	219
13.9 Studené fronty.....	221
13.9.1 Studené fronty na přízemních povětrnostních mapách	221

13.9.2	Aerologická analýza studených front	225
13.9.3	Příznaky přechodu studených front přes místo pozorování	227
13.9.4	Podružné fronty	229
13.10	Okluzní fronty	231
13.10.1	Okluzní fronty na přízemních povětrnostních mapách	231
13.10.2	Aerologická analýza okluzních front	235
13.10.3	Příznaky přechodu okluzních front přes místo pozorování	237
14.	CYKLONY A ANTICYKLONY	239
14.1	Typy cyklon a anticyklon	239
14.2	Stadia ve vývoji cyklon a anticyklon	240
14.3	Velikost cyklon a anticyklon	244
14.4	Vertikální pohyby v cyklonách a anticyklonách	245
14.5	Přemístování cyklon a anticyklon	246
14.6	Vznik mimotropických cyklon a podmínky počasí	248
14.6.1	Místní nefrontální cyklony	248
14.6.2	Frontální cyklony	249
14.6.2.1	Teorie polární fronty	249
14.6.2.2	Detailnější pohled na tvoření frontálních cyklon	250
14.6.2.3	Stavba mladých cyklon	253
14.6.2.4	Stavba okludovaných cyklon	254
14.6.2.5	Regenerace cyklon	255
14.6.3	Shapirův a Keyserův model cyklony	257
14.6.4	Podmínky počasí v cyklonách	258
14.6.5	Explozivní cyklogeneze	261
14.7	Vývoj anticyklon	262
14.8	Podmínky počasí v anticyklonách	263
14.9	Tropické cyklony	266
14.9.1	Základní charakteristika	266
14.9.2	Vznik tropických cyklon a jejich vývojová stadia	268
14.9.3	Lokální názvy tropických cyklon	269
14.9.4	Příklad klasifikace tropických cyklon dle jejich intenzity	269
14.10	Výškové cyklony a anticyklony	270
15.	ATMOSFÉRICKÁ KONVEKCE, KONVEKTIVNÍ BOUŘE, BOUŘKY A DOPROVODNÉ JEVY	274
15.1	Buněčná konvekce	274
15.2	Konvekční buňky a oblačné jevy	275

15.3	Jednoduchá konvekční cela	278
15.4	Multicely a supercely	280
15.5	Nebezpečné meteorologické jevy vyskytující se v souvislosti s konvektivními bouřemi: kroupy, tromby, tornáda	282
15.6	Oblačná elektřina	285
15.7	Hrotové (bodové) výboje	292
15.8	Blesky	294
15.9	„Tajemství“ blesku, ubíhající elektrony	298
15.10	Přechodné světelné úkazy související s bouřkovou aktivitou	301
16.	PŘEDPOVĚĎ POČASÍ	305
16.1	Metody synoptické meteorologie	305
16.2	Objektivní předpovědní metody	309
16.3	Prediktabilita atmosférických dějů	316
16.4	Jaký je současný stav v problematice předpovědi počasí?	319
16.5	Předpověď počasí v médiích	323
	Literatura	328
	Rejstřík	331

Předmluva k prvnímu vydání z roku 2005

Počasí patří ke skutečnostem, které od pradávna doprovázejí člověka a velice silně ovlivňují jeho život a činnost. Je proto přirozené, že jevy počasí vždy upoutávaly lidskou mysl a brzy se staly předmětem zkoumání, které od dob starověku sledovalo všeobecný a postupný rozvoj přírodních věd a posléze dospělo k vytvoření dnešní meteorologie, jež představuje komplexní vědní obor shrnující znalosti o atmosféře Země. Právě ona totiž představuje fyzikální prostředí, v němž se počasí formuje jako výsledek složitých dynamických procesů, fázových změn vody a transformací energie, což vše probíhá v interakci se zemským povrchem.

Předkládaná knížka je určena všem, kdo se o děje formující počasí hlouběji zajímají a zároveň představuje všeobecný úvod do popisu základních atmosférických dějů. Je určena především třem okruhům čtenářů:

První, a asi nejrozsáhlejší skupinu by měli tvořit přirození zájemci o meteorologii, kteří chtějí problematiku poznat poněkud systematictěji a hlouběji, než umožňují běžné populárně-vědecké publikace, a mají základnu svého přírodovědného poznání alespoň na středoškolské úrovni přibližně odpovídající gymnaziálnímu studiu. Některé náročnější partie sice vyžadují znalosti vysokoškolské matematiky, ale bylo snahou autorů napsat je tak, aby čtenář i bez znalosti uváděných rovnic alespoň zhruba porozuměl hlavním myšlenkám obsahu. Matematický aparát ovšem umožňuje daleko hlubší vhled a aktivnější porozumění.

Druhou skupinu zřejmě budou vytvářet profesní zájemci, kteří sice nejsou meteorology, ale znalosti o atmosféře a o počasí potřebují ve svých profesích.

A konečně třetí skupinou by měli být začínající studenti meteorologie, pro něž má knížka představovat obsah úvodního kurzu, kladoucího si za cíl prvotní faktografické seznámení se strukturou zemské atmosféry a s ději v ní probíhajícími. Je ostatně skutečností, že základem pro text byl právě obsah úvodní přednášky ze všeobecné a synoptické meteorologie, kterou se zahajuje na Matematicko-fyzikální fakultě Univerzity Karlovy navazující magister-

ské studium oboru Meteorologie a klimatologie, když posluchači dříve prošli bakalářským kurzem fyziky zahrnujícím i nezbytnou matematickou přípravu. Zmíněný úvodní kurz meteorologie po dlouhá léta na MFF UK vedl právě jeden z autorů, a to doc. Jaroslav Kopáček.

Knížka je koncipována jako fenomenologický popis základních atmosférických dějů, vychází spíše z empirických poznatků než ze závěrů matematicko-fyzikálních teorií a v tomto smyslu bezprostředně navazuje na dědictví klasické synoptické meteorologie. Zde si zároveň klade za poněkud smělý cíl poskytnout čtenáři přehledný obrázek o vyústění této do značné míry se dnes historicky uzavírající meteorologické disciplíny, jejíž protějšek tvoří tzv. dynamická meteorologie usilující o exaktní matematický popis atmosférických dějů.

Pojem synoptická meteorologie se používá v několika významech, které se vzájemně sice poněkud překrývají, ale zdaleka nejsou totožné. Jako klasickou synoptickou meteorologii zde označujeme především meteorologickou empirii, která prostřednictvím soustavných měření atmosférických dějů a jevů historicky vytvořila pozoruhodnou soustavu poznatků a dat, a postupně tak položila základ pro formování a rozvíjení teoretického matematicko-fyzikálního poznání v meteorologii.

Ve vztahu k vlastní předpovědi počasí, a to ve shodě s původním řeckým významem slova „synopsis“, se jako synoptické rozumí metody, vycházející z analýzy a interpretace dat získaných měřeními a pozorováními současně v daném okamžiku na mnoha místech Země.

A konečně se adjektivum „synoptický“ někdy v odborné literatuře interpretuje ve vztahu k prostorovým měřítkům. V tomto případě jako synoptické měřítko označujeme měřítko odpovídající atmosférickým objektům o horizontálních rozměrech několik stovek až tisíců km, jako jsou např. hlavní tlakové útvary nebo atmosférické fronty. Mezosynoptické měřítko pak odpovídá rozměrům ca o řád menším a vztahuje se mj. např. ke vnitřní struktuře právě zmíněných atmosférických objektů.

V podtitulu této knihy se vyskytuje i název „všeobecná meteorologie“. Pod tímto označením se zpravidla skrývá obsah úvodních kurzů ve výuce meteorologie, tj. poučení o základních meteorologických prvcích (teplota, tlak a vlhkost vzduchu, výpar, oblačnost, srážky, mlhy apod.), jejich denních a ročních chodech a vztazích mezi nimi.

Snahou autorů bylo čtenáře blíže seznámit s bohatstvím postupně nahromaděných poznatků zejména o těch dějích v atmosféře Země, jež nejvíce ovlivňují formování počasí, a to především z pohledu meteorologických

prvků a klasické systematiky vzduchových hmot, atmosférických front a tlakových útvarů. Začíná se základním popisem složení a vertikálního členění atmosféry, navazuje kapitola o tlaku vzduchu, dále se pozornost věnuje slunečnímu záření jako primárnímu energetickému zdroji pro zemské ovzduší, radiační a tepelné bilanci a tepelnému režimu půdy i vodních nádrží jako podkladu pro atmosféru. Dále se čtenář seznámí s teplotním a vlhkostním režimem ovzduší v přízemních i vyšších hladinách, s výměnou tepla a vodní páry mezi zemským povrchem a vzduchem, se stabilitními podmínkami v atmosféře, které určují intenzitu promíchávání vzduchu i možnosti rozvoje vertikálních pohybů ve vzduchových hmotách, a posléze se základy fyziky oblaků a srážek včetně zajímavé problematiky mlh. Následující kapitoly dokládají již zmíněné vyústění klasické synoptické meteorologie. Potom, co se čtenář v nutném rozsahu seznámí s teorií atmosférického proudění, jsou mu prezentovány tři rozsáhlejší kapitoly o vzduchových hmotách a jejich vlastnostech, o atmosférických frontách a tlakových útvarech, zejména pak o jejich vývoji a příslušných jevech počasí. Právě tyto tři kapitoly jsou silně vzájemně provázány. Čtenáři se proto doporučuje číst je nadvakrát. Poprvé za účelem všeobecného základního porozumění a podruhé podrobněji se zřetelem k souvislostem. Závěrečná kapitola by měla poskytnout přehled o metodách předpovědi počasí, o jejich historickém vývoji, možnostech i objektivních limitech.

Naše knížka představuje, jak již bylo řečeno, úvod do studia meteorologie. Pokud jde o stránku klasické synoptické meteorologie, vycházíme především z učebnice Zvereva, která bude našemu čtenáři zřejmě nejlépe dostupná ve slovenském překladu z r. 1986. V případě potřeby upozornit na příslušné rovnice nebo další matematické vztahy využíváme – většinou prostřednictvím odvolávek – existence „Příručky dynamické meteorologie“ autorů Pechaly a Bednáře, která by z literatury o dynamické meteorologii opět měla být našemu čtenáři relativně nejlépe dostupná. Zájemce o intenzivní studium teorie atmosférických dějů lze dále odkázat na rozsáhlou monografickou literaturu, zejména v angličtině, ať již jde např. o klasické učebnice Haltinera a Martina (1957), Johnsona (1954) apod., nebo novější monografie, např. Holton (1992). Tuto a další doporučenou literaturu k navazujícímu a doplňujícímu studiu může čtenář nalézt v seznamu na konci knížky.

Ze současného pohledu představují vůči klasické synoptické meteorologii nový komplementární pohled metody tzv. družicové meteorologie založené na analýzách a interpretacích údajů (resp. snímků) o vertikální struktuře atmosféry a o oblačných systémech získaných pomocí meteorologických

družic. Tato problematika by si bezesporu zasloužila samostatnou knížku. Abychom však našemu čtenáři poskytli v tomto směru alespoň orientační informaci, zařadili jsme ke 13. a 14. kapitole několik družicových snímků frontálních systémů a tlakových útvarů s příslušnými vysvětlujícími texty. Ze světové odborné literatury učebnicového charakteru lze zde upozornit např. na publikaci Scorerovu (1986).

Předmluva ke druhému vydání z roku 2019

Výchozím impulzem k úvahám o druhém vydání byl nesporný a dlouhodobý čtenářský zájem, který nebylo možno uspokojit ani prostřednictvím dotisku, jenž se uskutečnil v r. 2009. Ukázalo se však rovněž, že se čtenáři intenzivně zajímají i o některé tematické okruhy nad rámec toho, co bylo do naší knížky zahrnuto v jejím prvním vydání. V neposlední řadě pak nutno počítat s tím, že meteorologie se stále rozvíjí, což se ve značné míře týká právě problematiky počasí, jeho chápání z hlediska společenských dopadů, metod jeho diagnózy a prognózy. Právě v souvislosti s tím je třeba provádět rozsáhlejší inovace i v základní literatuře širšího informačního charakteru a záběru.

Z inovativního pohledu byla poněkud přepracována, a zejména aktualizována závěrečná, nyní 16. kapitola přímo věnovaná předpovědím počasí. V této souvislosti lze upozornit především na pasáž konkrétně zaměřenou na praktické prezentace meteorologických předpovědí v našich informačních médiích. Zcela nově byla zařazena současná 15. kapitola vztahující se k atmosférické konvekci a k celé atraktivní problematice s ní spojených význačných počasových jevů. Konkrétně jde např. o bouřky, tzv. konvektivní bouře, silné srážky, krupobití, tromby, tornáda apod. Protože zejména v souvislosti s bouřkami zde existují přímé a hluboké vazby k význačným projevům atmosférické elektřiny, jsou ve druhé části právě zmiňované kapitoly zařazeny pasáže, jež zřejmě budou pro většinu čtenářů velmi zajímavé a vítané. Zabývají se totiž bouřkovou elektřinou, elektrickými výboji v atmosféře, blesky, jejich strukturou a podmínkami vzniku, je zde informativně zmiňována i dnes atraktivně vnímaná problematika tzv. přechodných světelných úkazů (TLE) objevujících se ve vyšších atmosférických partiích nad oblastmi s právě probíhající intenzivní bouřkovou činností. Ve větším rozsahu byla rozšířena a inovována i 13. kapitola zaměřená na atmosférické fronty. Byla především obohacena o pozdější poznatky modifikující a doplňující teorii front klasicky formulovanou tzv. norskou meteorologickou školou. Zde jde zejména o problematiku tzv. přenosových pásů a o podstatné modifikace v souvislosti s pro-

cesy vztahujícími se k okluzním frontám. Atmosférické fronty úzce souvisejí s tlakovým polem v atmosféře a se strukturou i vývojem tlakových útvarů. V tomto ohledu bylo třeba doplnit i 14. kapitolu zabývající se právě vývojem tlakových útvarů v zemské atmosféře. Byla nově doplněna pasáž shrnující základní informace o tropických cyklonách, jež dnes budí značný zájem i u naší veřejnosti. Celkově možno konstatovat, že ve srovnání s prvním vydáním se dále výrazně prohloubila vzájemná provázanost mezi 13. a 14. kapitolou, mj. v souvislosti s teorií tzv. přenosových pásů. Zvyšuje se tak ještě naléhavost doporučení z předmluvy k prvnímu vydání, aby čtenář přistupoval ke studiu 12., 13. a 14. kapitoly komplexně jako k celku. Určitá rozšíření obsahu byla provedena i v 11. kapitole, zde např. šlo o bližší výklad pojmu cyklostrofické proudění, jež podstatně souvisí s reálným prouděním právě v tropických cyklonách. Řada dílčích doplnění se dále realizovala v 9. kapitole v souvislosti s rozvíjením poznání a vývojem odborné terminologie v tematické oblasti oblačné mikrofyziky a srážkotvorných procesů v oblacích. V ostatních kapitolách byly provedeny spíše jen drobnější úpravy inovačního, doplňujícího nebo upřesňujícího charakteru. Z obecnějšího terminologického pohledu např. omezuje již málo aktuální pojem tzv. všeobecné meteorologie.

V souvislosti s právě zmíněnými doplněními a inovacemi textu nad rámec prvního vydání byly nově se vyskytující pojmy a termíny doplněny do rejstříku a byl příslušně doplněn i seznam literatury.

Předmluva ke třetímu vydání

Nechceme-li opakovat řadu informací obsažených v předmluvách k prvnímu a ke druhému vydání této knížky, může být nynější předmluva dosti stručná. Jistě je vhodné vyslovit potěšení nad skutečností, že knížka si stále udržuje značný a trvalý čtenářský zájem, přičemž plní jak roli základní učebnice pro studenty meteorologie a s ní souvisejících vědních a studijních oborů, tak roli populárnějšího zdroje informací pro široký okruh zájemců o meteorologickou a počasovou problematiku obecně i na různých speciálních úrovních.

Druhé vydání z r. 2019 bylo proti prvnímu vydání v r. 2005 značně rozšířeno, což je podrobněji zachyceno v příslušné předmluvě. Nynější vydání bychom ve srovnání s vydáním bezprostředně předcházejícím mohli charakterizovat jako přiměřeně aktualizací, odpovídající relativně kratšímu časovému odstupu. V největší míře byla aktualizována poslední kapitola bezprostředně věnovaná vlastní předpovědi počasí a prezentaci meteorologických informací ve sdělovacích prostředcích, mj. a dnes zejména na internetu a sociálních sítích, kde v současnosti průběžně dochází ke značnému vývoji a rozvoji. Pokud jde o věcné záležitosti týkající se vlastních dějů v zemské atmosféře, byly na několika místech doplněny a poněkud rozšířeny stávající texty. Jde především o pojem polární cirkulační buňky (kap. 11.5), jež ve schématu všeobecné cirkulace atmosféry doplňuje Hadleyovu a Ferrelovu cirkulační buňku, dále v kap. 14.6.1 byl aktualizován výklad pojmu polární cyklona a doplněn pojem tzv. medikánu. Konečně v kap. 15.8 upozorňujeme na tzv. Schumannovu rezonanci jako na významný indikátor bouřkové činnosti a konkrétně intenzity bleskových elektrických výbojů.

Rádi bychom vyslovili naději, že i třetí vydání splní svůj očekávaný účel, plně vyhoví čtenářskému zájmu a bude svému čtenářskému okruhu opravdu přínosné.

Vznik a složení zemské atmosféry

1.1 Vznik zemské atmosféry

Atmosféra Země, na jejímž spodním okraji žijeme, je v této knize hlavním předmětem našeho zájmu. Děje, které v ní probíhají, podmiňují i to, čemu říkáme počasí. Kdyby byl fyzikální stav atmosféry v každém místě a ve všech časech stejný, nevyskytovalo by se v našem jazyce slovo „počasí“. Počasím rozumíme stav atmosféry charakterizovaný souhrnem hodnot všech meteorologických prvků a atmosférickými jevy v určitém místě a čase. Počasí se charakterizuje souborem okamžitých nebo krátkodobě průměrovaných hodnot především teploty vzduchu, tlaku vzduchu, atmosférických srážek, dále oblačností, směrem a rychlostí větru apod. Pro počasí je charakteristická velká časová a prostorová proměnlivost.

Naproti tomu jako klima (podnebí) označujeme dlouhodobý („zprůměrovaný“ charakteristický) režim počasí typický pro určitou oblast nebo místo.

Přes všechnu moderní techniku je lidská činnost na počasí silně závislá a počasím, případně jeho průběhem, může být např. ovlivněn i náš zdravotní stav. Živé organismy, lidé i zvířata, dnes potřebují ke svému životu atmosféru ve složení, jaké právě má, odhlédneme-li pochopitelně od antropogenního znečištění. Rostliny by však v řadě ohledů prospívaly lépe, kdyby obsah CO_2 byl vyšší. Musíme připustit, že kdyby zemská atmosféra prošla jiným vývojem, než tomu bylo ve skutečnosti, probíhal by pravděpodobně i vývoj života na Zemi jinak.

Dnes neznáme do všech podrobností dějiny naší zemské atmosféry od jejích nejranějších počátků. Geologie a paleobiologie však ukazují, že v poslední miliardě let došlo na Zemi k významným změnám klimatu, což zřejmě nezůstalo bez vlivu na vývoj života. Je stále předmětem zkoumání, zda a jak s těmito změnami klimatu souvisely i změny složení atmosféry. Stáří Země se odhaduje na 5 miliard let. Poněkud spolehlivější údaje o klimatu máme ale jen za poslední miliardu let. Můžeme se domnívat, že zemská atmosféra měla

v době svého vzniku podstatně jiné složení než dnes. Rozhodující pochody, které podmínily dnešní složení zemské atmosféry, se pravděpodobně odehrály během prvních 4/5 doby vývoje Země, o kterých toho však prostřednictvím geologických a paleontologických nálezů víme relativně nejméně.

Pro řešení naznačeného problému je nutné mít na zřeteli dvě důležité skutečnosti:

1. Výzkum stavby zemského tělesa ukázal, že jeho složky jsou usazeny podle své hustoty, tedy nejtěžší leží nejbližší zemskému středu. To je možné jen tehdy, když částice, které tvoří zemské těleso, byly kdysi tekuté nebo blízké stavu tekutosti, tzn. měly relativně vysokou teplotu.
2. Víme, že mnohé prvky schopné oxidace v průběhu vývoje Země neoxidovaly, i když teplota byla zřejmě vysoká, a jako neoxidované posléze zchladly. To bylo možné jen za předpokladu, že se v dané době nevyskytoval kyslík buď vůbec, nebo jen v nepatrné koncentraci. Odtud samozřejmě vzniká otázka, jak vznikl atmosférický kyslík, který je pro náš život tak důležitý a dnes tvoří přibližně jednu pětinu vzduchu v atmosféře. Ve srovnatelném množství nenalezneme kyslík u žádné další planety v naší sluneční soustavě.

Na problém vzniku Země se nabízely dva pohledy. Na základě prvního z nich měla naše Země s ostatními planetami vzniknout „horkou cestou“ z lůna praslunce, které existovalo již dříve. Praplanety potom kroužily kolem něj jako svítící nebeská tělesa. Během dlouhého období se ochlazovaly, na Zemi se vytvořila kůra a praoceány a nad nimi atmosféra. Dříve než teplota zemského povrchu dosáhla dostatečně nízkých hodnot, musela všechna voda na Zemi existovat ve formě vodní páry.

Ve čtyřicátých letech 20. století byla vypracována modernější teorie vzniku Země tzv. „studenu cestou“. Podle ní Země nevznikla z již existujícího Slunce, ale spolu s ním nahromaděním meteorických těles, prachových a plyných oblaků, tj. z původní studené hmoty. Gravitačním smršťováním se měnila potenciální energie na teplo, které spolu s teplem uvolňovaným při radioaktivních přeměnách ohřálo hmotu tvořící Zemi přinejmenším tak silně, že byla možná její sedimentace podle hustoty. Lehké plyny tvořily praoatmosféru. Na rychlosti smršťování závisela hodnota teploty Země. Kdyby smršťování trvalo příliš dlouho, zůstala by Země chladná, protože vyzařování tepla z jejího povrchu by kompenzovalo pomalou produkci tepla smršťováním.

V minulosti se vysvětloval vznik kyslíku v zemské atmosféře jen činností rostlin. Zelené rostliny odebírají totiž fotosyntézou z atmosféry oxid uhličitý a odevzdávají zpět kyslík. Pro nejstarší období existence zemské atmosféry je však toto vysvětlení vzniku kyslíku v zemské atmosféře zřejmě neuspokojivé.

Koncem čtyřicátých let bylo v USA prokázáno analýzou světla noční oblohy, že ve výškách nad 50 km, především v okolí 80 km, probíhá rozklad atmosférické vodní páry ultrafialovým zářením Slunce. Lehký vodík stoupá vzhůru a kyslík difunduje k zemi. Pod výškou 50 km tento proces nemůže probíhat, protože zde se dostáváme pod horní hranici ozonoféry a ozon plně absorbuje právě ty vlnové délky záření, které vodní páru rozkládají.

Představu o procesech tvoření kyslíku během vývoje zemské atmosféry je možné vyjádřit následovně: v době, kdy ještě žádný kyslík nebyl v atmosféře obsažen, mohlo ultrafialové záření Slunce vcelku nerušeně pronikat až na zemský povrch. V jeho blízkosti existovala vysoká koncentrace vodní páry, která pak byla snadno rozkládána. Rovněž kyslík vzniklý ve větších výškách klesal k zemskému povrchu. Část kyslíku O_2 tvoří pod vlivem ultrafialového záření ozon O_3 . Bezprostředně nad povrchem Země tedy vznikla vrstva ozonu. Proces rozkladu vodní páry ultrafialovým zářením však mohl pokračovat jen nad touto vrstvou. Popsaný děj potom probíhal v poněkud větší výšce. Horní hranice ozonu se tak v průběhu vývoje Země posunovala stále výše, a posunoval se tedy i sledovaný proces vzniku kyslíku. To, co bylo v současnosti zjištěno v oblasti výšek kolem 80 km, je pouze zbytek procesu, který kdysi probíhal u zemského povrchu a vedl ke vzniku prvotního atmosférického kyslíku.

Určité těžkosti této teorie vzniku kyslíku v zemské atmosféře nastanou při kvantitativních odhadech. Kdyby všechn kyslík obsažený v oxidech vznikl fotodisociací vodní páry, potom by muselo být rozloženo $3,8 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ vody, tedy 38 kg vody nad každým čtverečním centimetrem zemského povrchu. Vzhledem k dnes zjištěné intenzitě rozkladu H_2O mohlo být disociováno během 4,5 miliardy let jen asi $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ vody. Z těchto číselných hodnot je jasné, že právě zmíněný děj nemohl být jediným zdrojem kyslíku v zemské atmosféře. Asimilace zelených rostlin a činnost chemicky redukujících bakterií, popř. další děje musely tedy hrát přinejmenším v určitém časovém období svou nepominutelnou, i když ne dominující roli.

Kdyby ve formující se Zemi nevznikla tak vysoká teplota, aby připouštěla v zemském jádru proces jaderných přeměn, musel by pramateriál Země obsahovat všechny prvky, které dnes nalézáme v pevném zemském tělese, ve vodě oceánů a v atmosféře. Chemické sloučeniny se však měnily. Vodíku bylo v pramateriálu dostatek, a proto dnes připouštíme, že sloučeniny vodíku nej-

častěji s kyslíkem, uhlíkem a dusíkem (vodní pára H_2O , metan CH_4 , amonium NH_3 atd.) dominovaly ve stavbě atmosféry. Tyto sloučeniny se fotochemickým působením ultrafialového slunečního záření během času přeměnily na CO_2 a na čistý N_2 . Oxid uhličitý je chemicky z největší části spojen s tvorbou hornin. Nelze zanedbat ani pozdější činnost rostlin, které ke své stavbě potřebují uhlík obsažený v CO_2 .

Velké planety, Jupiter, Saturn, Uran a Neptun, v jejichž atmosféře byl spektrální analýzou nalezen plynný čpavek a metan, jsou příliš vzdáleny od Slunce na to, aby zde nastala fotochemická přeměna těchto plynů. Atmosféry těchto planet zůstaly v raném stadiu vývoje. Na Venuši, která je Slunci blíže, mohla naproti tomu proběhnout přeměna čpavku a metanu rychleji než na Zemi.

Shora krátce naznačené pravděpodobné dějiny zemské atmosféry skrývají samozřejmě ještě mnoho otevřených otázek. Např. netečný plyn neon, který je dosti hmotný na to, aby neunikal od Země, existuje v atmosféře jen ve stopách, ačkoli jeho množství v kosmu je větší. To by mohlo svědčit o tom, že v nejranějším stadiu byla atmosféra Země tak horká, že se neon odpařil do světového prostoru. Pak by byl dnes existující neon zbytkem, který procesy odpařování přežival, přičemž po zchladnutí Země se musela vytvořit nová atmosféra.

Nové znalosti o těchto dosud nedořešených otázkách by mohly přinést další poznatky získané kosmickými sondami při výzkumech chemického složení atmosfér planet naší sluneční soustavy a rovněž výzkum v oblasti problematiky tzv. exoplanet. Podrobnější poučení o vývoji atmosféry Země může čtenář nalézt např. v knize Faust (1968). Novější poznatky mají stále daleko do definitivní podoby, berou např. v úvahu i procesy související s dopady meteoritů a dalších kosmických těles na Zemi, roli období silné vulkanické činnosti apod. Skutečnost, že v historii vývoje Země byl obsah oxidu uhličitého v její atmosféře většinou výrazně větší, než je tomu dnes, se považuje za významnou mj. z hlediska vývoje biosféry a klimatických změn. Jako souhrnnou literaturu lze čtenáři doporučit příslušnou kapitolu ve druhém díle *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (2003).

1.2 Dnešní složení atmosféry Země

Uvedli jsme již, že složení toho, čemu říkáme vzduch, nebylo v průběhu geologických dob stálé a že současné složení zemské atmosféry je výsledkem četných pochodů, které dnes do všech podrobností ani neznáme. Definujme

suchý a čistý vzduch jako směs plynů, jejichž zastoupení vyjádřené v objemových procentech uvádíme v tab. 1.1 (Faust 1968; Hartmann 1994).

Tab 1.1: Složení vzdušné směsi (zastoupení jednotlivých složek v objemových procentech) odpovídající suché a čisté atmosféře

PLYN	CHEMICKÁ ZNAČKA	% OBJEMU	POMĚRNÁ MOLEKULOVÁ HMOTNOST $\text{g} \cdot \text{mol}^{-1}$
Dusík	N_2	78,084	28,0134
Kyslík	O_2	20,9476	31,9988
Argon	Ar	0,934	39,948
Oxid uhličitý	CO_2	0,0314	44,00995
Neon	Ne	0,001818	20,183
Helium	He	0,000524	4,0026
Metan	CH_4	0,0002	16,04303
Krypton	Kr	0,000114	83,80
Vodík	H_2	0,00005	2,01594
Oxid dusný	N_2O	0,00005	44,0128
Xenon	Xe	0,0000087	131,30
Oxid siřičitý	SO_2	0–0,0001	64,0628
Ozon	O_3	0–0,00007	47,9982
Oxid dusičitý	NO_2	stopy	46,0055
Čpavek	NH_3	stopy	17,03061

V minulosti budila intenzivní zájem otázka, jak se mění chemické složení vzduchu se vzrůstající výškou nad zemským povrchem. Kdyby totiž působila jen síla tíže, musely by být plyny uspořádány podle molární hmotnosti, tzn. nejtěžší plyn dole, zatímco nejlehčí vodík v největších výškách atmosféry. Avšak turbulence spojená se všeobecným pohybem vzduchu, vertikální pohyby velkého i malého měřítka a další efekty způsobují vertikální promíchávání vzduchu. Máme-li na mysli suchou a čistou atmosféru, ukázala měření na nejvyšších horách, že neexistují žádné podstatnější změny v chemickém složení vzduchu ve srovnání se vzduchem v nížinných oblastech. Také vzorky vzduchu odebrané při balonových výstupech nevykázaly žádné změny s výškou. V pozdější době byly prováděny experimenty pomocí raket, které ukázaly, že ani ve stratosféře (výšky ca 11 až 50 km), ani ve větší části mezoféry (výšky ca 50 až 80 km) se nevyskytují žádné podstatné odlišnosti v chemickém složení atmosféry. Určitou výjimku z právě uvedeného však v reálné at-

mosféře představuje ozon, oxid uhličitý a vodní pára. Blíže o tom pojednáme v části 1.6.

V horních partiích mezoféry, nalézající se ve výškách ca mezi 50–80 km (viz 1.6), začíná působit proces, který má podstatný význam pro složení vyšších vrstev atmosféry. Působením krátkovlnného slunečního záření dochází k disociaci molekul i ionizaci molekul a atomů. Zmíněný proces působí v horních vrstvách mezoféry rozklad molekul O_2 na atomární kyslík. V ionosféře, tj. ve výškách nad ca 60 km (viz 1.6), je také disociován N_2 . S přibývajícím výškou jsou součástí vzduchu stále častěji ionizovány. V horních vrstvách ionosféry potom začínají převládat lehčí plyny a jejich ionty. Belgický geofyzik Nicolet dospěl k závěru, že ve výškách nad 600 km musí nastoupit vrstva helia. Dospěl k tomu v 60. letech minulého století prostřednictvím pozorování zpomalování pohybu balonového satelitu ECHO. Existence těžších plynů, jako je dusík a kyslík, by dávaly větší, vodík pak menší pokles hustoty vzduchu s výškou. Nad vrstvou helia se potom zemská atmosféra skládá z ionizovaných atomů vodíku a plynule přechází v meziplanetární prostor.

1.3 Ozon a oxid uhličitý

Při sledování chemického složení atmosféry se setkáváme s plyny, které jsou tam ve srovnání např. s dusíkem a kyslíkem obsaženy jen menšinově. Mohli bychom tedy předpokládat, že vzhledem ke své relativně malé koncentraci nemají na vlastnosti atmosférického vzduchu podstatný vliv. Takový předpoklad by však byl zcela chybný, neboť i tyto plyny dalekosáhle ovlivňují pochody v atmosféře a do značné míry určují její chování. Především je to proto, že některé z nich mají schopnost pohlcovat a emitovat záření. Pro děje v zemské atmosféře mají v tomto směru význam především ozon a oxid uhličitý. Neznačená to ovšem, že to jsou jediné plyny, jejichž vlastnosti je nutné studovat. Existuje celá řada dalších, o nichž pojednává obor atmosférické chemie. Na tomto místě se však stručně zmíníme jen o právě uvedených nejvýznamnějších dvou plynech.

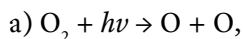
1.3.1 OZON

Ozon představuje formu molekuly kyslíku, která je složena ze tří kyslíkových atomů. Kondenzuje při teplotě $-111,9\text{ }^\circ\text{C}$ v tmavomodrou kapalinu a při

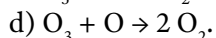
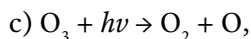
–192,7 °C krystalizuje na tmavě fialové krystalky. Ozon je chemicky poměrně nestabilní. V čistém prostředí (vzduchu) a při malých koncentracích se rozkládá poměrně pomalu, ale při teplotách kolem 100 °C nebo za přítomnosti oxidu dusičitého (NO_2), chloru nebo oxidů těžkých kovů se rychle rozkládá na molekulární (O_2) a excitovaný atomární (O) kyslík. Největší množství atmosférického ozonu se nachází ve stratosféře, ve výškách 20–50 km nad úrovní moře. Pro oblast těchto výšek se v odborné literatuře obvykle používá název ozonoféra. V našich mírných zeměpisných šířkách se atmosférické hladiny nejbohatší ozonem nalézají ve výškách ca 22–25 km, nad rovníkem je to však až ve výškách přes 30 km.

Význam stratosférického ozonu spočívá především v jeho schopnosti pohlcovat ultrafialové sluneční záření, které obsahuje vlnové délky do 400 nm a schematicky se rozděluje do tří pásů: UV-C (vlnové délky menší než 280 nm), UV-B (280–320 nm) a UV-A (320–400 nm). V pásu UV-C je ultrafialové záření prakticky úplně absorbováno již ve vyšších hladinách atmosféry před vstupem shora do ozonoféry, a to fotochemickými reakcemi a excitacemi atomů a molekul zde přítomných řídkých plynů. Pokud jde o absorpci ozonem ve vrstvách ozonoféry, je velmi významná v oblasti pásu UV-B, kde dosahuje v globálním pohledu účinnosti ca 77 %. V pásu UV-A je absorpční účinnost již slabší a orientačně dosahuje ca 28 %. Kromě toho ozon ještě slaběji pohlcuje ve viditelné části spektra a několik významnějších absorpčních čar můžeme nalézt i v infračervené části spektra. Silná absorpční schopnost ozonu v pásu UV-B se zejména týká tzv. „biologicky aktivního“ záření, které narušuje některé biologicky zásadně důležité látky (bílkoviny, nukleové kyseliny apod.). Z tohoto hlediska plní tedy ozon funkci filtru, bez jehož existence by současné formy života byly bezpochyby narušeny nebo dokonce zničeny. Kromě toho absorpce záření vede k ohřívání těch vrstev atmosféry, které obsahují ozon a v podstatě vytváří lokální maximum ve vertikálním průběhu teploty vzduchu v oblasti horní části stratosféry.

Ozon vzniká ve stratosféře pod vlivem ultrafialového záření Slunce z molekulárního kyslíku prostřednictvím následujících reakcí:



zatímco jeho rozklad probíhá podle schématu



V uvedených vztazích je $h\nu$ symbol pro energetické kvantum pohlcovaného záření, M označuje katalyzátor, představovaný molekulami nebo částicemi podílejícími se na výměně energie. Intenzita těchto reakcí je úměrná koncentraci výchozích molekul. K rekombinační reakci d) dochází významnou měrou ve výškách nad 60 km, kde se významná část kyslíku nalézá v disociovaném stavu. V nižších výškách ozonosféry je více molekulárního kyslíku a převažuje reakce b), která je hlavním zdrojem ozonu ve stratosféře.

Položíme-li si otázku, proč se ozonosféra nalézá právě ve svém současném výškovém rozmezí, může být odpověď ve svém principu jednoduchá. K existenci ozonosféry jsou prakticky nutné dvě podmínky: musí do ní v dostatečné míře pronikat sluneční záření obsahující krátké vlnové délky potřebné pro fotolýzu molekul kyslíku O_2 a zároveň se zde tyto molekuly musí vyskytovat v dostatečné koncentraci. Poněkud zjednodušeně řečeno, první podmínka omezuje ozonosféru zdola, druhá shora. Kromě toho je třeba uvážit, že molekuly ozonu O_3 jsou málo stabilní, a mají tedy relativně krátkou střední dobu života. Ozon formující se v ozonosféře má z tohoto důvodu nedostatek času na to, aby se atmosférickou difuzí rozprostřel v podstatně širším vertikálním rozsahu a homogenněji se promísil s ostatními atmosférickými plyny.

Již od ca 60. let minulého století se vyskytují závažné obavy z narušení ozonosféry v souvislosti s některými složkami antropogenního znečištění ovzduší. V 60. a 70. letech 20. století převažovaly obavy z emisí oxidů dusíku pocházejících z masové letecké dopravy, která by byla provozována ve spodní stratosféře. Tehdy předpokládaný brzký intenzivní rozvoj takto orientované mezikontinentální nadzvukové letecké dopravy se však z řady technických a ekonomických důvodů neuskutečnil. V následujícím období, což se týká i současnosti, se věnuje hlavní pozornost rozsáhlé skupině látek, kterou lze obecně charakterizovat jako halogenizované uhlovodíky (freony, halony apod.). Problematika ochrany ozonosféry je již po několik desítek let předmětem intenzivní mezinárodní spolupráce a je přímo kodifikována mezinárodními konvencemi sjednanými pod patronací OSN.

1.3.2 OXID UHLIČITÝ

Oxid uhličitý (CO_2) patří k „menšinovým“ atmosférickým plynům, které jsou významné v mnoha směrech. Především je nezbytné uvážit jeho úlohu v biologických procesech. Tento plyn je životně důležitý pro zelené rostliny. Vlivem slunečního světla se v chlorofilu listové zeleně uskutečňuje proces

výjimečné důležitosti: CO_2 se rozkládá na uhlík, který je využit k výstavbě rostlinných tkání, a kyslík, jenž je odevzdáván do vzduchu. Pokusy ve sklenících dokázaly, že rostliny lépe a rychleji rostou, obohatíme-li vzduch o CO_2 . Značně bujný růst můžeme dokumentovat v karbonu (mladší prvohory), kdy obsah CO_2 v atmosférickém vzduchu byl podstatně vyšší než dnes, a to pravděpodobně vlivem silné sopečné činnosti.

V hnědouhelných a kamenouhelných ložiscích, popř. v ložiscích fosilních paliv obecně, je jako konečný produkt dlouhodobých a složitých pochodů uložen uhlík, který byl původně jako CO_2 obsažen v atmosféře. V dnešní době se při antropogenně podmíněném spalování uhelných zásob a ostatních fosilních paliv vrací CO_2 do atmosféry zvýšenou měrou ve srovnání s přírodními ději.

Vzhledem ke kolísání množství oxidu uhličitého však atmosféra hraje spíše jen pasivní úlohu jako jeho zásobník. Hlavním zásobníkem je oceán, ve kterém je CO_2 rozpuštěn jako kyselina uhličitá (H_2CO_3) v množství několikrát větším, než je obsah CO_2 v atmosféře. Mezi oxidem uhličitým vyskytujícím se ve vzduchu a v oceánu však probíhá intenzivní výměna. Rovnováha mezi oběma zásobníky pak závisí především na teplotě vody v oceánu, na biologických dějích v mořích i na povrchu pevniny.

Velký význam atmosférického CO_2 spočívá ve skutečnosti, že tento plyn je dobře propustný pro sluneční krátkovlnné záření, zatímco zadržuje část dlouhovlnného tepelného záření vyzařovaného Zemí. Atmosférický CO_2 tedy způsobuje úměrně své koncentraci spolu s vodní párou tzv. skleníkový efekt atmosféry (viz 3.1.2). Existuje ale ještě celá řada dalších plynů s podobným efektem. Kdyby všechen CO_2 z atmosféry vymizel, klesla by poněkud průměrná teplota spodních vrstev atmosféry a zemského povrchu, v případě růstu jeho koncentrace je tomu naopak. V současné době se řeší mj. otázka možných změn klimatu Země v geologických dobách vlivem kolísání obsahu CO_2 . Největší pozornost však vzbuzují problémy spojené se současným antropogenním růstem množství CO_2 v atmosféře a s jeho dopady na už probíhající změny klimatu Země. V současné době jsou průměrné koncentrace CO_2 v zemské atmosféře vyhodnocovány na úrovni ca 430 ppm (parts per million), což ve srovnání s tzv. předindustriálním obdobím lidské civilizace představuje ca padesátiprocentní nárůst. Systematická sledování obsahu CO_2 pak potvrzují po celé industriální období (ca od r. 1750) kontinuální růst, který se v posledních desetiletích výrazně zrychluje.

Z hlediska vertikálního rozložení není oxid uhličitý rozprostřen rovnoměrně, ale jeho koncentrace s výškou klesá dosti výrazně, a to i ve spodních,

jinak vcelku homogenně promíchávaných vrstvách atmosféry (viz 1.6). Příčinou je zčásti to, že jde o relativně těžký plyn, ale zejména jde o důsledek skutečnosti, že je v atmosféře účinně vymýván zkondenzovanou vodou (oblaky, srážky), což omezuje možnosti jeho přirozené vertikální difuze. Jeho obsah ve srážkové vodě pak i ve zcela přirozených přírodních podmínkách působí určitou kyselost srážkové vody s pH blízkým 5,6. Lze tedy říci, že ve srážkách prší slabá kyselina uhličitá, což má v přírodě řadu důsledků, např. v podobě vzniku krasových jevů ve vápencových oblastech.

1.4 Vodní pára v zemské atmosféře

Model suché a čisté atmosféry lze jen nepřesně aplikovat na fyzikální děje probíhající v reálné atmosféře Země. Ve vzduchu je prakticky vždy přítomna vodní pára, která má velký význam pro meteorologické děje. Obsah vodní páry ve vzduchu se pohybuje mezi 0 až 4 objemovými procenty. Vzduch je tedy někdy méně, jindy více vlhký. Hodnotu 0 objemových procent musíme brát jako teoretickou, ale prakticky nereálnou hranici.

Z hlediska termodynamických vlastností můžeme reálný vzduch považovat za směs suchého vzduchu a vodní páry. Pokud nedochází ke kondenzaci, můžeme stavovou rovnici pro obě složky psát ve tvaru

$$(p-e) = \rho_d R_d T, \quad e = \rho_v R_v T. \quad (1.1)$$

Symbol p zde označuje celkový tlak vzduchu, e parciální (dílní) tlak vodní páry, ρ_d , resp. ρ_v hustotu suchého vzduchu, resp. vodní páry a R_d , resp. R_v měrnou plynovou konstantu suchého vzduchu, resp. vodní páry.

Nejdůležitější veličiny, které charakterizují množství vodní páry ve vzduchu, uvedeme v následujícím přehledu:

1. Absolutní vlhkost vzduchu neboli hustota vodní páry (značíme ρ_v) je hmotnost vodní páry v jednotce objemu. Vyjadřuje se obvykle v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Množství vodní páry se ve vzduchu nemůže zvyšovat neomezeně. Pro danou teplotu existuje vždy mezní hodnota, nad kterou obsah vodních par ve vzduchu už nemůže vzrůstat. Přebytek vodní páry potom kondenzuje. Tuto mezní hodnotu ρ_{vs} , tj. pro danou teplotu nejvyšší možné množství vodní páry obsažené v jednotce objemu, nazýváme absolutní vlhkost nasyceného vzduchu.

2. Napětí (tlak) vodních par e , tj. parciální neboli dílčí tlak vodních par, který se udává v hPa nebo v milibarech (mbar), ve starší literatuře či v historických meteorologických tabulkách v milimetrech rtuťového sloupce (mm Hg). Analogicky k 1. zavádíme pojem napětí (tlak) nasycení E , při němž je za dané teploty dosaženo nejvýše možného obsahu vodní páry ve vzduchu. Absolutní vlhkost nasyceného vzduchu, resp. napětí nasycení, závisí i na dalších faktorech (viz část 9.1), především však na teplotě, přičemž obě veličiny vzrůstají se stoupající teplotou. Teplý vzduch proto může pojmout více vodní páry než vzduch studený.
3. Relativní (poměrná) vlhkost vzduchu r je v procentech vyjádřený poměr skutečné absolutní vlhkosti ρ_v k maximální absolutní vlhkosti ρ_{vs} za dané teploty, nebo poměr aktuálního tlaku par e k tlaku nasycených par E za dané teploty. Platí tedy

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}} \cdot 100 \% = \frac{e}{E} \cdot 100 \% .$$

4. Sytostní doplněk čili deficit vlhkosti D značí rozdíl mezi napětím nasycení E pro danou teplotu a skutečným napětím vodních par e , tedy

$$D = E - e .$$

5. Směšovací poměr vodní páry q určujeme ze vzorce

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_d} ,$$

za ρ_v a ρ_d můžeme dosadit z (1.1) a po úpravě dostáváme

$$q = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{p - e} .$$

6. Měrná vlhkost vzduchu w udává hmotnost vodní páry v jednotkové hmotnosti vlhkého vzduchu, tedy

$$w = \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{\rho_v}{\rho} ,$$

kde ρ je hustota uvažovaného vlhkého vzduchu.

7. Teplota rosného bodu T_d je teplota, při níž by se pára právě přítomná ve vzduchu stala nasycenou při nezměněném atmosférickém tlaku.

Známe-li skutečné napětí vodní páry a teplotu vzduchu, určíme teplotu rosného bodu z psychrometrických tabulek.

8. Teplota kondenzační hladiny, tj. teplota, při níž by se vodní pára obsažená ve vzduchu stala nasycenou, ale – na rozdíl od teploty rosného bodu – nikoli při neměnném celkovém tlaku vzduchu, ale při vertikálním výstupu (tedy při klesajícím tlaku) určitého objemu vzduchu. Teorie i praktická zkušenost ukazují, že při vertikálních pohybech vzduchu lze probíhající termodynamické děje považovat s vysokým stupněm přesnosti za adiabatické děje, o čemž je blíže pojednáno v 5. kapitole. Hladinu, v níž se v tomto případě stane vodní pára nasycenou, nazýváme hladinou kondenzační. Ta přibližně odpovídá dolní hranici oblačnosti vzniklé v důsledku vertikálních pohybů vzduchu (podrobněji viz 9. kap.). Vzhledem ke konkrétním atmosférickým dějům podrobněji rozlišujeme výstupní kondenzační hladinu v případě, kdy jde o tzv. vynucený výstup vzduchu (typicky při přetékání vzdušného proudu přes horskou překážku), a konvekční kondenzační hladinu, tj. hladinu, kde by se stal nasyceným vzduch za předpokladu, že jeho vzestupné pohyby jsou vyvolány termickou konvekcí (tj. v podstatě archimédovskými vztlačovými silami) způsobenou intenzivním nerovnoměrným ohříváním zemského povrchu slunečním zářením.

Vodní pára zdaleka není ve spodní atmosféře homogenně promíchána (viz 1.6). Evidentní příčinou je skutečnost, že možnosti její vertikální difuze jsou v atmosféře omezeny jejím vysrážením prostřednictvím kondenzačních dějů. Přechází pak v oblačnou vodu a v padajících srážkách se v kapalném, popř. pevném skupenství vrací k zemi.

1.5 Pevné a kapalně částice v atmosféře

Atmosféra obsahuje téměř vždy nejen vodní páru, ale i produkty její kondenzace, tedy vodní kapičky a ledové částice, které se ve vzduchu vznášejí. Je-li přitom zmenšena průzračnost vzduchu následkem nahromadění velmi drobných vodních kapiček, mluvíme o tzv. kouřmu. Soubory poněkud větších kapiček souvisejí s mlhami a oblaky. Typické rozměry kapiček vody a ledových částic v atmosféře ilustruje tab. 1.2.

Vzduch obsahuje obvykle také částice prachu a produkty spalovacích procesů označované jako kouř. Podle původu pak např. rozeznáváme:

Tab 1.2: Orientační představa o typických rozměrech vodních kapiček a ledových částic v atmosféře

Drobné ledové krystalky	10^{-3} až 10^{-2} mm
Kouřmo (průměr kapiček)	10^{-3} mm a méně
Mlha a oblaky (typické průměry kapiček)	10^{-3} mm
Mrholení (typické průměry kapek)	10^{-1} mm

1. Půdní prach, který vynáší vítr ze zemského povrchu do atmosféry.
2. Kouřové částičky.
3. Solný prach, tj. pevné zbytky odpařivších se kapek mořské vody rozprášených při odstříkovaní pěny (vlnobití), a zejména při probublávání vzduchových bublin povrchovými vrstvami vody.
4. Organický prach, jako např. pyly rostlin, spóry, bakterie apod.
5. Vulkanický prach.
6. Kosmický prach proniklý shora do ovzduší, produkty zanikání meteoritů v ovzduší.

Prachové částice mají značný význam pro některé atmosférické jevy a děje. Obsah prachových částic ovlivňuje průzračnost vzduchu, tj. dohlednost. Prachové částice většinou dobře pohlcují sluneční záření, takže podporují ohřívání vzduchu. Především však prachové částice smáčitelné vodou a nejdrobnější částice rozpustné ve vodě mají důležitou funkci při kondenzaci vodní páry. Stávají se totiž tzv. kondenzačními jádry, na nichž se vodní pára může dobře srážet.

Bylo zjištěno, že i v čistém vzduchu je značný počet prachových částic. Měření ukázala, že počet těchto částic závisí na charakteru zemského povrchu a na výšce nad ním.

Celkové množství prachu v atmosféře může být značné. Zejména při silném proudění nad pouštěmi a stepmi mohou být do atmosféry vynesena obrovská množství prachových částic. Ve velkých průmyslových městech spadne v letních měsících běžně na 1 m^2 za den až $0,5 \text{ g}$ prachu, což znamená 5 kg na každý hektar. V souvislosti se soubory prachových a dalších částic vznášejících se v atmosféře se často používá označení atmosférický aerosol.

Poznali jsme, že v atmosférickém vzduchu se vznáší množství pevných a kapalných částic. Vzhledem k tomu, že vodní kapičky jsou ca 800krát těžší a prachové částice bývají ca 2000krát těžší než vzduch, musejí tyto částice v atmosféře padat. V následujícím nás bude zajímat rychlost pádu těchto čás-

tic. Z hydromechaniky je známo, že tekutiny kladou následkem svého vnitřního tření pohybujícímu se tělesu určitý odpor, který je úměrný rychlosti v relativního pohybu tělesa vůči prostředí. Stokes zjistil, že pro zmíněný odpor P , představující sílu působící proti směru pohybu, platí při pohybu koule o dostatečně malém poloměru r vztah

$$P = 6 \pi \eta r v ,$$

kde η je dynamický koeficient vnitřního tření (vazkosti) v uvažované tekutině.

Rychlost koule padající v tekutině se zvětšuje jen na počátku pohybu, pokud nedosáhne určité konečné konstantní rychlosti, při níž se tíha koule zmenšená o vztlak právě rovná odporu prostředí. Označíme-li tíhové zrychlení g , hustotu koule s_k , hustotu tekutiny s a použijeme-li pro vyjádření odporu shora uvedený vztah, můžeme zmíněný děj vyjádřit prostřednictvím rovnováhy

$$\frac{4}{3} \pi r^3 (s_k - s) g = 6 \pi \eta r v ,$$

z čehož pro konečnou rychlost v vzniklého rovnoměrného pohybu vyplývá

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 g (s_k - s)}{\eta} .$$

Tento vztah lze pochopitelně aplikovat také na pád vodních kapiček ve vzduchu. V tomto případě je ovšem síla vztlaku zanedbatelná, protože hustota vzduchu s je ve srovnání s hustotou vody s_k velmi malá. Pro tento případ můžeme psát, že

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 g s_k}{\eta} .$$

Dosaďme do tohoto vztahu následující číselné hodnoty: $g = 9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, hustota vodní kapičky $s_k = 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ a dynamický koeficient vazkosti ve vzduchu $\eta = 1,72 \cdot 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

Pro konečnou rychlost v rovnoměrného pádu vodní kapičky o poloměru r ve vzduchu tak dostaneme vztah

$$v = 1,27 \cdot 10^8 r^2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} .$$

Tento vztah odvozený ze Stokesova vzorce lze použít pro vodní kapičky s průměrem řádově mikrometry a méně. Pro velké ($r > 10 \mu\text{m}$) oblačné

Tab 1.3: Srovnání pádových rychlostí spočtených ze Stokesova vzorce a skutečných pádových rychlostí pro typické případy výskytu vodních kapiček v atmosféře

	PRŮMĚR KAPKY (mm)	RYCHLOST PÁDU	
		podle Stokesova vzorce	podle měření
Kapičky kouřma	0,001	0,03 mm s ⁻¹	-
Kapičky mlhy a oblaků	0,010	0,30 cm s ⁻¹	-
Kapičky mrholení	0,100	31,70 cm s ⁻¹	27 cm s ⁻¹
Dešťové kapky	1,000	31,70 m s ⁻¹	4 m s ⁻¹
Velké dešťové kapky	5,000	794,00 m s ⁻¹	9 m s ⁻¹

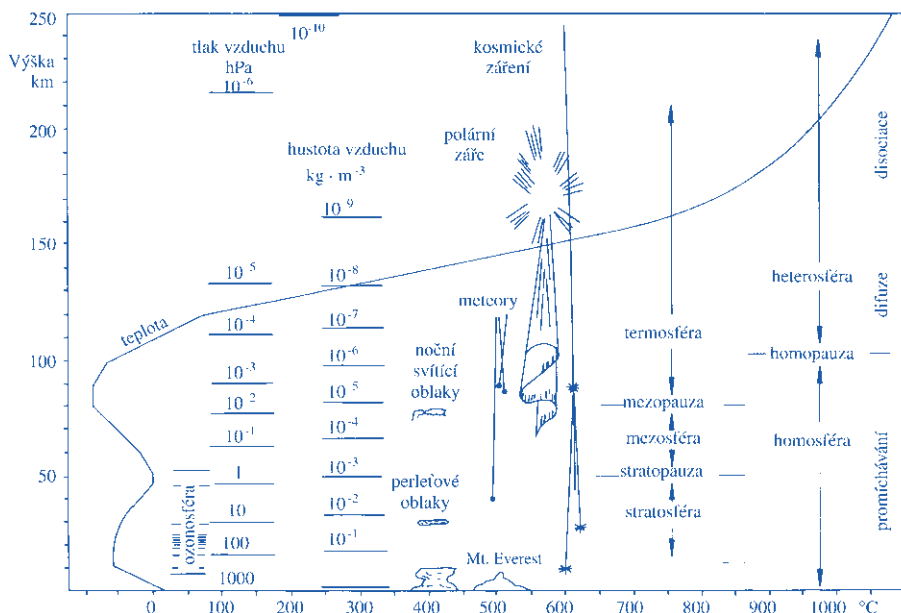
kapičky a dešťové kapky však již není použitelný. Pro orientační představu uvádíme tab. 1.3.

Z ní je zřejmé, že už velmi slabé vzestupné pohyby vzduchu s rychlostí asi 3 mm · s⁻¹ stačí k tomu, aby se kapičky mlhy a oblaků ve vzduchu vznášely. Silné vzestupné pohyby o rychlosti kolem 10 m · s⁻¹, které se vyskytují především v mohutných kupovitých oblacích, však brání dokonce i pádu velkých dešťových kapek.

V atmosférickém vzduchu se vznáší velké množství různorodých částic, jako např. vodní kapičky, ledové krystalky, prachové částice, částičky solí apod. S těmito příměsemi tvoří atmosféra do jisté míry koloidní roztok, jestliže pokládáme čistý vzduch za rozpouštědlo a všechny v něm se vznášející příměsi za koloidální částice. V tomto smyslu lze atmosféru chápat jako řídký aerosol. Pojetí atmosféry jako koloidu se ukázalo velmi vhodným, protože na různé atmosférické jevy lze pak úspěšně aplikovat některé poznatky z fyzikální chemie a fyziky aerosolů.

1.6 Vertikální členění atmosféry

Atmosféra Země, její plynný obal, který sahá od zemského povrchu do výšek několika desítek tisíc kilometrů a v převážné míře se Zemí rotuje, je tvořen, jak jsme poznali, směsí různých plynů včetně vodní páry a obsahuje pevné a kapalné částice. Procentuální zastoupení většiny plynů se do výšky přibližně 100 km nemění. Výjimku tvoří oxid uhličitý, jehož množství se mění v závislosti na čase (ve dne je ho méně než v noci) a na místě (nad souší je ho více než nad mořem), dále ozon, jehož množství se mění především v závislosti na výšce (maximum koncentrace v našich zeměpisných šířkách ve



Obr. 1.1: Průběh teploty vzduchu a dalších prvků s výškou v atmosféře Země (zpracováno podle Liljequist a Cehak 1985)

výškách asi 22–25 km), a vodní pára, která je soustředěna především ve spodních 10 km.

Charakteristickým rysem atmosféry je pokles tlaku vzduchu s výškou podle barometrického zákona (viz část 2.4). Vzduch ve spodních vrstvách je stlačován tíhou vzduchu ležícího nad ním.

Atmosféru Země můžeme podle různých hledisek rozdělit na řadu vrstev. Nejdůležitější a nejobvyklejší je dělení podle průběhu teploty vzduchu s výškou, dále ji můžeme dělit podle chemického složení, koncentrace iontů a podle vzájemného působení se zemským podkladem.

Podle průběhu teploty vzduchu s výškou rozeznáváme troposféru, stratosféru, mezosféru, termosféru a exosféru. Přejídné oblasti mezi jednotlivými vrstvami nazýváme tropopauza, stratopauza, mezopauza a termopauza. Orientační představu o průběhu teploty vzduchu s výškou poskytuje obr. 1.1.

Troposféra tvoří spodní část atmosféry Země a teplota vzduchu zde s výškou klesá v průměru o 0,65 °C na 100 m. V troposféře jsou soustředěny přibližně 3/4 hmotnosti celé atmosféry. Nachází se zde prakticky veškerá voda vyskytující se v atmosféře. Proto je troposféra oblastí vzniku nejdůležitějších druhů oblačnosti, bouřkové činnosti a vypadávání srážek, výskytu mlh apod.

Je oblastí neustálého vertikálního promíchávání vzduchu. Rychlost proudění v troposféře s výškou obvykle roste a maxima dosahuje v blízkosti tropopauzy. Troposféra sahá nad rovníkem do výšky 16–18 km, nad póly 7–9 km. Ve středních zeměpisných šířkách je průměrná výška horní hranice troposféry kolem 11 km, mění se v závislosti na roční době – v zimě je nižší než v létě – a na povětrnostní situaci – v tlakových nížích bývá nižší než v tlakových výších.

Stratosféra se prostírá nad troposférou v mírných zeměpisných šířkách přibližně ve výškách od 11 do 50 km. V její spodní části se do výšek v průměru 20–25 km teplota s výškou nemění, mluvíme o izotermii, a odtud směrem nahoru roste, tj. mluvíme o inverzi teploty. Maximálních hodnot v průměru kolem 0 °C dosahuje teplota v blízkosti stratopauzy. Tento vzestup teploty vzduchu s výškou je částečně způsoben přítomností ozonu, který pohlcuje v ultrafialové části slunečního záření a silně se tím zahřívá. Uplatňují se však i další složité faktory. Rychlost větru ve stratosféře s výškou nejprve klesá, minima dosahuje kolem 22–25 km, potom opět roste. Ve výškách kolem 25 km se občas pozorují tzv. perleťové oblaky, které pravděpodobně obsahují i přechlazené kapky vody a dokazují tak, že i v těchto výškách je přítomna vodní pára a nezmrzlé vodní kapky. Právě duhově perleťové zbarvení okrajů těchto oblaků pásové struktury se věrohodně vysvětluje ohybem slunečních paprsků na konturách přechlazených vodních kapiček.

Mezosféra leží přibližně mezi 50–80 km a teplota vzduchu zde s výškou opět klesá a v blízkosti mezopauzy dosahuje ve vysokých zeměpisných šířkách v létě hodnot kolem –80 až –90 °C, v zimě –40 až –50 °C. Jak ukazují přímá měření, je proudění v mezosféře značně proměnlivé. V blízkosti mezopauzy se někdy v létě pozorují tzv. noční svítící (stříbrné) oblaky. Mají velmi jemnou strukturu a předpokládá se, že jsou složeny z jemných ledových krystalků nebo shluků kosmického prachu proniklého shora do ovzduší. V současné době se však výrazně preferuje první z těchto dvou představ.

Termosféra je oblastí, kde teplota s výškou opět roste. Podle některých autorů je vhodné klást horní hranici termosféry do oblastí, kde se ještě vyskytují polární záře (600–800 km), jiní autoři uvažují termosféru do výšek kolem 500 km. Ještě vyšší oblasti atmosféry Země přiřazujeme exosféře.

Podle chemického složení dělíme atmosféru Země na homosféru a heterosféru. V homosféře (tj. do výšky ca 90 km) se s výškou podstatně nemění objemové zastoupení hlavních plynů (kromě vodní páry, ozonu a oxidu uhličitého, jak již bylo uvedeno) vzdušné směsi. Hlavní příčinou, proč má homosféra v horizontálním i vertikálním směru téměř konstantní složení, je

turbulentní promíchávání. Jak bylo ale již shora uvedeno, i v homosféře existují látky v proměnném množství. Patří k nim nejen vodní pára, ozon a oxid uhličitý, ale i další příměsi, např. oxid dusičitý, čpavek, částice prachu i voda v tekuté a pevné fázi.

Meteorologický význam těchto proměnlivých složek vzduchu, i když objemově jsou jen málo zastoupeny, je značný. Např. vodní pára, oxid uhličitý, ozon, voda v kapalně i pevné fázi a prach pohlcují určité vlnové délky ze spektra slunečního záření i tepelného záření Země a tím ovlivňují radiační a tepelnou bilanci systému Země – atmosféra. O významu příměsí pro vznik oblaků a srážek blíže pojednáme v kap. 9.

V heterosféře (tj. nad homosférou) ustává turbulentní výměna, a proto se zde neudržuje konstantní složení atmosférického vzduchu. Od výšky asi 90 km se začíná uplatňovat difuzní rovnováha, která se ustaví podle molekulových vah jednotlivých plynů. Koncentrace lehkých plynů ubývá s výškou pomaleji, a proto ve výškách několika tisíc kilometrů převládá atomární vodík. V heterosféře se uplatňuje krátkovlnné elektromagnetické sluneční záření, které způsobuje fotoionizaci a fotodisociaci a působí zde i korpuskulární kosmické záření. Vznikají ionty a volné elektrony, v případě fotodisociace záření štěpí molekuly na excitované atomy. Vlivem absorpce sluneční energie roste teplota od mezopauzy výše a dosahuje hodnot přes 1000 K. K relativně největší produkci elektronů a iontů dochází ve výškách asi 300 km.

Podle koncentrace iontů a volných elektronů dělíme atmosféru Země na neutrosféru, která sahá od zemského povrchu asi do výšky 60 km, a na ionosféru s takovou koncentrací iontů a volných elektronů, aby působila odraz krátkých radiových vln. Tato vrstva leží výše než ca 60 km.

Se zřetelem na interakci atmosféry Země se zemským povrchem zavádíme pojem mezní vrstvy atmosféry, sahající od zemského povrchu do výšky ca 1–2 km. V této vrstvě je proudění vzduchu ovlivňováno třením o zemský povrch. Vzhledem k poměrně častému výskytu inverzí teploty (tj. vzduchových vrstev, v nichž teplota vzduchu roste s výškou) je zde v průměru zmenšený vertikální pokles teploty. V tomto smyslu někdy mluvíme též o peplosféře. Nejspodnější část atmosféry o tloušťce několika desítek metrů, v níž je vliv zemského povrchu nejsilnější, nazýváme přízemní vrstvou. Nad mezní vrstvou, resp. peplosférou, mluvíme o volné atmosféře, kde vliv tření od zemského povrchu je zanedbatelně malý.

Při studiu atmosférických dějů používáme zjednodušené představy o struktuře atmosféry Země. Zavádíme různé modely atmosféry Země. Např. v homogenní atmosféře se hustota vzduchu s výškou nemění. V izo-

termní atmosféře se nemění teplota vzduchu s výškou. Vlastnosti těchto modelových atmosfér popíšeme v následující kapitole.

Model barotropní atmosféry předpokládá, že hustota vzduchu je pouze funkcí tlaku vzduchu, a proto izobarické plochy jsou rovnoběžné s plochami konstantní hustoty i s plochami izotermickými. V baroklinní atmosféře se izobarické a izotermické plochy protínají. Baroklinní atmosféra lépe vystihuje poměry v reálné atmosféře.

Rozlišování barotropních a baroklinních podmínek v atmosféře není samoučelnou teoretickou záležitostí, ale podstatně souvisí se základními předpoklady pro vývoj atmosférických procesů, které vykazují zásadní vlivy na formování počasí. V oblastech silné baroklinity dochází k intenzivním transformacím tlakového a pohybového pole, k výraznému vývoji tlakových útvarů, k rozvoji vertikálních pohybů ve vzduchových hmotách, proudění zde obvykle má silný vertikální stříh, tzn. že jeho rychlost se co do velikosti i směru výrazně mění s výškou. Baroklinita ze svého principu generuje ve vzduchových hmotách prakticky v celém rozsahu atmosférických prostorových měřítek specifické cirkulační systémy označované jako solenoidální cirkulace. Tento název odráží skutečnost, že v důsledku vzájemného protínání ploch konstantních hodnot tlaku, teploty a hustoty vzduchu se při názorném prostorovém zobrazení vytváří systém trubíc připomínající v jistém ohledu vinutí solenoidu. Podrobné fyzikálně matematické odvození zákonitostí a vztahů souvisejících s baroklinitou vyžaduje dosti hluboký vhled do dynamiky a termodynamiky atmosféry, což přesahuje rozsahové a obsahové možnosti této knížky. Možno však využít učebnicové a podobné literatury především z oboru dynamické meteorologie a termodynamiky atmosféry. V české odborné literatuře lze v tomto směru použít např. publikaci Pechala a Bednář (1991).

Pro praktické potřeby se používá tzv. standardní atmosféra, v níž pro každou výšku je definována teplota i tlak vzduchu tím způsobem, aby hodnoty co nejlépe souhlasily s průměrným stavem atmosféry Země. Model standardní atmosféry se používá např. v letecké meteorologii, pro cejchování přístrojů apod.

1.7 Turbulence a konvekce v atmosféře

Uvedli jsme již, že v troposféře, stratosféře a do značné míry i v mezosféře má zásadní význam promíchávání vzduchu. Tento proces je působen atmosfé-

rickou turbulencí a konvekcí. Proudění podléhající ze statistického hlediska náhodným fluktuacím, které si lze poněkud zjednodušeně představit v podobě chaoticky se pohybujících vírů různých velikostí, nazýváme turbulentním. Jestliže do proudící tekutiny přimísíme vhodné barvivo, jež nám umožní zviditelnit proudnice, potom tyto proudnice mají v případě turbulentního proudění zcela nepravidelný tvar, rychle se mění s časem a nelze je prakticky sledovat na větší vzdálenosti. Turbulentní proudění tímto způsobem kontrastuje s prouděním laminárním, při němž jsou proudnice v pohybující se tekutině hladké, stabilní a můžeme je sledovat do značných vzdáleností od místa, kde jsme k tekutině přidali barvivo. Z teoretických závěrů i z praktické zkušenosti vyplývá, že proudění se stává turbulentním tehdy, jestliže setrvačné síly v proudící tekutině jsou dostatečně velké ve srovnání se silami vazkého tření. Proudění v zemské atmosféře je prakticky vždy turbulentní a turbulence mj. zajišťuje intenzivní promíchávání vzduchu. Výjimku v tomto směru tvoří pouze tzv. laminární podvrstva, jež se vytváří nad aerodynamicky hladkými povrchy. Příkladem takového povrchu může v přírodě být vodní hladina (pokud není příliš rozvlněna), uhlazená sněhová pokrývka nebo některé typy hladkého blátivého povrchu. Laminární podvrstva mívá nejčastěji tloušťku řádově 10^{-3} m nebo i méně, ale přesto její meteorologický význam může být značný. Např. vypařování z hladkého vodního povrchu je podstatně menší ve srovnání s vypařováním při silněji rozvlněné hladině za zcela stejných ostatních podmínek (viz 7.4).

Turbulentní proudění v atmosféře má velmi nepravidelnou, statisticky náhodnou strukturu. Okamžité hodnoty jeho rychlosti se v každém bodě rychle mění s časem a časové periody nejkratších z těchto změn řádově odpovídají 10^{-1} – 10^{-2} s, popř. i méně. Abychom mohli takto fluktuující rychlost proudění vhodně vyjádřit, budeme předpokládat, že skutečná okamžitá rychlost proudění \mathbf{v} je dána součtem střední rychlosti $\bar{\mathbf{v}}$ za určitý vhodně zvolený časový interval a turbulentní složky \mathbf{v}' se složitým rozložením fluktuací, která se překládá přes základní (tj. vhodně časově zprůměrované) proudění a je důsledkem existence chaoticky se pohybujících turbulentních vírů různých měřítek. Píšeme tedy

$$\mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' .$$

Střední rychlost proudění $\bar{\mathbf{v}}$ je dána vztahem

$$\bar{\mathbf{v}}(x, y, z) = \frac{1}{T^*} \int_{t-t^*/2}^{t+t^*/2} \mathbf{v}(x, y, z, t) dt$$

a představuje tak průměrnou rychlost proudění v daném bodě o souřadnicích x, y, z za vhodně zvolený časový interval délky t^* . Tento interval musí být dostatečně dlouhý, abychom získali reprezentativní střední hodnotu, která se nemění příliš rychle s časem. Na druhé straně nesmí být interval t^* natolik velký, aby došlo ke zhlazení meteorologicky významných časových změn střední rychlosti proudění souvisejících např. s časovými změnami tlakového pole. Délka vhodného časového intervalu pro naznačené zprůměrování se může měnit podle účelu měření a konkrétních podmínek, avšak praktická zkušenost ukazuje, že interval zhruba 10 minut většinou dává pro běžné meteorologické aplikace dobré výsledky. Podobně jako rychlost proudění lze i další veličiny (teplotu, atmosférický tlak, hustotu vzduchu, koncentraci vodní páry, popř. různých příměsí apod.) charakterizující stav atmosféry rozložit na reprezentativní, časově vhodně zprůměrovanou část, přes níž se překládají turbulentní fluktuace.

Příčiny vzniku turbulence v atmosféře jsou jak mechanické, tak i termické povahy. Tzv. mechanická turbulence je v mezní vrstvě vyvolávána třením proudícího vzduchu o zemský povrch, které vytváří vertikální gradient rychlosti proudění. Tento gradient ve spolupůsobení s polem fluktuací rychlosti proudění i teploty vzduchu se projevuje turbulentním přenosem hybnosti od výše ležících a rychleji se pohybujících vrstev vzduchu směrem dolů. Podobně vzniká v atmosféře turbulence všude tam, kde se projevuje tření mezi vrstvami vzduchu s odlišnou rychlostí proudění. V tomto případě se však v literatuře zpravidla mluví o dynamické turbulenci.

Dalším jevem, jenž významně přispívá k vertikálním pohybům a promíchávání vzduchu, je konvekce podmíněná nehomogenitami v horizontálním poli teploty vzduchu. Představme si v tomto směru určitou hladinu v atmosféře, ale může to být třeba i hladina v úrovni zemského povrchu. Vyskytují-li se v této hladině vzduchové elementy s teplotou vyšší, než odpovídá jejich okolí, jsou archimédovskými vztlakovými silami tlačeny nahoru, neboť mají vůči svému okolí nižší hustotu. Podobně chladnější elementy vzduchu jsou týmiž silami tlačeny dolů. V případě, že se právě popsany mechanismus týká velkého počtu maličkých vzduchových elementů, je výsledkem jejich chaotický turbulentní pohyb a v tomto případě mluvíme o termické turbulenci. Avšak konvekční pohyby větších prostorových měřítek mohou získat i uspořádaný charakter. Typickým příkladem v tomto ohledu je tzv. termická konvekce, kdy se v důsledku nerovnoměrného ohřívání zemského povrchu (zejména za teplých slunných dnů) vytvářejí nad silněji zahřívány mi

Vážení čtenáři, právě jste dočetli ukázkou z knihy Jak vzniká počasí.
Pokud se Vám ukáзка líbila, na našem webu si můžete zakoupit celou knihu.