

Gregor Skok

# Uvod v meteorologijo

Univerza v Ljubljani  
Fakulteta za matematiko in fiziko



GREGOR SKOK

# UVOD V METEOROLOGIJO



UNIVERZA V LJUBLJANI  
FAKULTETA ZA MATEMATIKO IN FIZIKO  
LJUBLJANA 2020

Izdaja: Univerza v Ljubljani, Fakulteta za matematiko in fiziko

Gregor Skok

## UVOD V METEOROLOGIJO

Knjiga je bila strokovno pregledana  
Jezikovni pregled Simona Mikeln  
Tehnični urednik Matjaž Zaveršnik  
Odgovorni urednik Simon Širca

© 2020 – Univerza v Ljubljani, Fakulteta za matematiko in fiziko

ISBN 978–961–6619–30–1

Številka publikacije: 32

Elektronska izdaja:

<https://www.fmf.uni-lj.si/pub/meteo>

Publikacija je brezplačna.

Kataložni zapis o publikaciji (CIP) pripravili v Narodni in univerzitetni knjižnici v Ljubljani  
COBISS.SI-ID=42638339  
ISBN 978–961–6619–30–1 (pdf)

# Kazalo

1	Uvod	5
2	Sestava ozračja	6
3	Značilne plasti ozračja	7
4	Mednarodna standardna atmosfera	8
5	Meteorološke spremenljivke, definicija vremena in klime	9
6	Plinska enačba	11
7	Vlažnost zraka	12
8	Meteorološke meritve	19
9	Sprememba zračnega tlaka z višino	27
10	Termodinamska energijska enačba	29
11	Sprememba temperature pri dviganju in spuščanju zraka	30
12	Prosta konvekcija	32
13	Statična stabilnost plasti zraka	35
14	Primeri zelo stabilnih plasti	37
15	Konvektivna stabilnost atmosfere	39
16	Nastanek oblakov	41
17	Oblike in rodovi oblakov	43
18	Megla	45
19	Padavine	46
20	Nevihte	50
21	Skalarna polja, izolinije in gradienti	51
22	Advekcija	55
23	Sile in gibalna enačba	57
24	Ravnovesni vetrovi v višinah	60
25	Vpliv trenja na ravnovesne vetrove	68

<b>26 Prizemna plast in turbulenca</b>	<b>71</b>
<b>27 Vremenske fronte</b>	<b>73</b>
<b>28 Lokalni vetrovi</b>	<b>75</b>
<b>29 Kontinuitetna enačba</b>	<b>77</b>
<b>30 Sončno in terestrično sevanje</b>	<b>78</b>
<b>31 Prehod sevanja skozi ozračje in sipanje</b>	<b>82</b>
<b>32 Energija sončnega sevanja pri tleh</b>	<b>85</b>
<b>33 Ravnovesna temperatura Zemlje in učinek tople grede</b>	<b>89</b>
<b>34 Podnebne spremembe in globalno segrevanje</b>	<b>93</b>
<b>35 Globalna cirkulacija</b>	<b>97</b>
<b>36 Numerična napoved vremena</b>	<b>99</b>
<b>Primeri vprašanj</b>	<b>105</b>
<b>Lista konstant in simbolov</b>	<b>107</b>
<b>Seznam kratic</b>	<b>109</b>
<b>Literatura</b>	<b>110</b>
<b>Stvarno kazalo</b>	<b>111</b>
<b>A Dodatki</b>	<b>115</b>
A.1 Izpeljava plinske enačbe za zrak . . . . .	115
A.2 Izpeljava enačbe za spremembo zračnega tlaka z višino za izotermno atmosfero . . . . .	115
A.3 Izpeljava enačbe za spremembo zračnega tlaka z višino ob linearni spremembi temperature z višino . . . . .	115
A.4 Izpeljava termodinamske energijske enačbe za nenasičen zrak . . . . .	116
A.5 Izpeljava spremembe temperature pri dviganju/spuščanju nenasičenega zraka . . . . .	116
A.6 Izpeljava spremembe temperature rosišča pri dviganju/spuščanju nenasičenega zraka . . . . .	117
A.7 Izpeljava spremembe temperature pri dviganju/spuščanju nasičeno vlažnega zraka . . . . .	117
A.8 Izračun razpoložljive konvektivne potencialne energije (CAPE) . . . . .	118
A.9 Izpeljava adveksijske enačbe . . . . .	119
A.10 Izpeljava kontinuitetne enačbe . . . . .	119
A.11 Izpeljava oslabitve direktnega sončnega sevanja pri prehodu skozi ozračje	119
A.12 Izpeljava ravnovesne temperature Zemlje z ločenim ozračjem . . . . .	120

# 1 Uvod

Dogajanje v ozračju ima velik vpliv na Zemljo, življenje na njej in družbo. Geofizikalna veda, ki obravnava procese in pojave v atmosferi ter pojave, ki so soodvisni od njih, se imenuje *meteorologija* ali *vremenoslovje*. Razvoj pojavov v ozračju zvesto sledi osnovnim fizikalnim zakonom in njihovo razumevanje je nujno za interpretacijo pomembnih vremenskih pojavov, kot so oblaki in nevihte, pa tudi za razumevanje klime ter podnebnih sprememb.

Strokovnjak s specializiranim znanjem o vremenu se imenuje *meteorolog* ali *vremenoslovec*. Meteorolog uporablja znanstvene pristope, da opazuje, razume, razloži in napoveduje vremenske pojave v Zemljinem ozračju in njihov vpliv na Zemljo ter življenje na njej. V Sloveniji lahko meteorolog potrebna znanja pridobi med študijem na Fakulteti za matematiko in fiziko Univerze v Ljubljani. Študij meteorologije je tesno povezan s študijem fizike, s katerim na prvi stopnji deli osnovne predmete fizike in matematike, v višjih letnikih pa se pridobljena znanja uporabijo za opis dogajanja v ozračju. Na drugi stopnji študij nadgradi bazična znanja in praktične sposobnosti s prve stopnje in usposobi magistre meteorologije, ki so sposobni, denimo, samostojnega simuliranja ozračja z računalniki ali napovedovanja atmosferskih procesov.

Poleg študentov meteorologije na fakulteti za matematiko in fiziko imajo posamezne uvodne predmete iz meteorologije tudi študentje nekaterih drugih fakultet, na primer geografije na filozofski fakulteti, študentje vodarstva in okoljskega inženirstva na fakulteti za gradbeništvo in geodezijo, študentje sanitarnega inženirstva na zdravstveni fakulteti ter študentje letalstva na fakulteti za strojništvo. Ta učbenik je primarno namenjen prav študentom teh fakultet in je sestavljen iz vsebin, ki omogočajo osnovno razumevanje dogajanja in najpomembnejših procesov v ozračju ter postopka izdelave vremenske napovedi. Vsebina in zaporedje poglavij v učbeniku večinoma dobro ustrezata vsebini in poteku predavanj pri teh predmetih. Učbenik vsebuje tudi številne praktične računske naloge s podanimi rešitvami, ob katerih so teoretični koncepti razumljivejši in praktično uporabnejši. Dodatne računske naloge so na voljo v zbirki *Rešene naloge iz osnov meteorologije* avtorjev Saše Gaberška, Gregorja Skoka in Rahele Žabkar [1].

Za razumevanje vsebine učbenika večinoma zadošča srednješolska raven znanja fizike in matematike, pri čemer so nekatere bolj zapletene izpeljave in obravnave na voljo v dodatnih poglavjih na koncu učbenika. Obravnava meteorologije na nekoliko višji fizikalno-matematični ravni je na voljo v odličnem učbeniku *Osnove meteorologije za naravoslovce in tehnike*, ki sta ga napisala prof. Jože Rakovec in doc. Tomaž Vrhovec [2]. Ta učbenik je tudi vsebinsko bolj obsežen in obravnava tudi nekatere teme, ki tukaj niso podrobno omenjene (npr. električni in optični pojavi, fizikalne osnove klime, procesi, povezani s snežno odejo in tipično vreme v Sloveniji). Za meteorologijo v slovenščini obstaja tudi nekoliko starejši učbenik *Meteorologija, osnove in nekatere aplikacije* avtorjev prof. Andreja Hočvarja in prof. Zdravka Petkovška [3], ki je zadnji ponatis doživel leta 1995. Še bolj obširno in poglobljeno uvodno znanje o meteorologiji ponuja angleški učbenik *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, katerega avtorja sta Wallace in Hobbs [4].

Avtor se zahvaljuje prof. Jožetu Rakovcu in dr. Žigi Zaplotniku za temeljit pregled učbenika in mnoge konstruktivne nasvete, ki so učbenik izboljšali tako v strokovnem kot tudi pedagoško-didaktičnem smislu.

## 2 Sestava ozračja

**Ozračje** ali **atmosfera** je plinasta ovojnica okoli Zemlje. Ozračje je zelo tanko v primerjavi z velikostjo planeta – radij Zemlje meri približno 6400 km, medtem ko je 99 % mase ozračja v spodnjih 30 km ozračja.

Ozračje je sestavljeno iz mešanice plinov. V zgodovini planeta se je njegova sestava spreminjala, sedanje stanje pa je prikazano v tabeli 1. V ozračju je daleč največ **dušika** ( $N_2$ ), ki skupaj s **kisikom** ( $O_2$ ) in z **argonom** (Ar) predstavljajo približno 99,6 % njegove mase. Dušik, kisik in argon so primer permanentnih plinov, ki jih tako imenujemo, ker so v ozračju dobro premešani in se njihov masni delež bistveno ne spreminja glede na kraj in čas.

Drugače velja za variabilne pline, katerih količina se lahko zelo spreminja. Od teh je zelo pomembna **vodna para** ( $H_2O$ ), katere masni delež je krajevno in časovno zelo spremenljiv. Npr. nad gladino toplega tropskega morja je njen masni delež lahko 3 %, medtem ko je v hladnih predelih atmosfere le 0,0006 %. V splošnem velja, da je vodne pare največ v plasteh zraka blizu tal, saj so največji vir vodne pare oceani, iz katerih voda izhlapeva. Vodna para je tudi edini izmed plinov, ki v ozračju pogosto obstaja tudi v drugih agregatnih stanjih (tekočem in trdnem), zato lahko tvori oblake in padavine. Vodna para je tudi najmočnejši toplogredni plin. Toplogredni plini imajo sposobnost vpijanja dela infrardečega sevanja, ki izhaja iz tal, in povzročijo, da so temperature blizu tal višje, kot bi bile sicer (več o toplogrednih plinih in učinku tople grede v poglavju 33). **Ogljikov dioksid** ( $CO_2$ ) je prav tako toplogredni plin, katerega koncentracija se prav tako spreminja glede na letni čas in lokacijo, hkrati pa se je v zadnjem stoletju njegova

Plin	Simbol	Masni delež
Permanentni plini		
dušik	$N_2$	75,3 %
kisik	$O_2$	23,0 %
argon	Ar	1,3 %
Variabilni plini		
vodna para	$H_2O$	0,33 %
ogljikov dioksid	$CO_2$	0,05 %
metan	$CH_4$	0,0001 %
didušikov oksid	$N_2O$	0,00005 %
ozon	$O_3$	0,00006 %
Delci		
hidrometeorji	$H_2O$	
aerosol	različno	

**Tabela 1:** Seznam in masni deleži pomembnejših plinov in delcev v ozračju



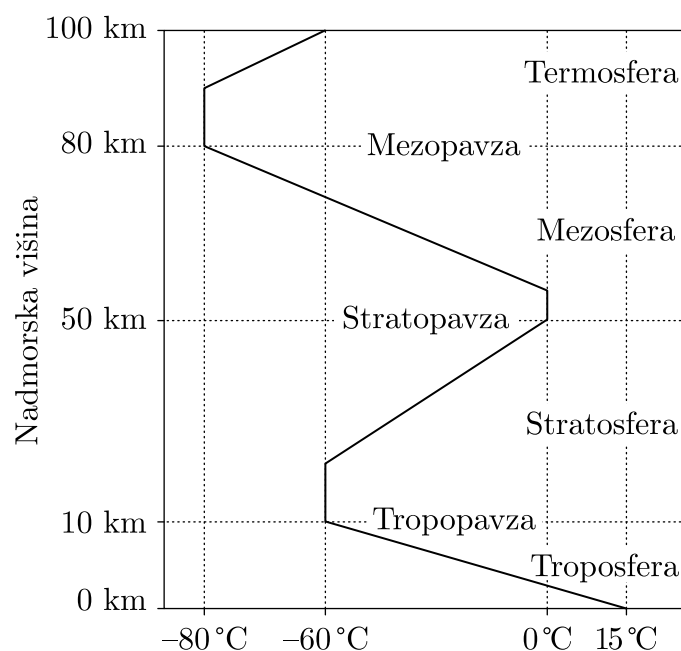
količina v ozračju močno povečala zaradi človeške uporabe fosilnih goriv. Posledica je intenzivnejši toplogredni učinek, kar povzroča podnebne spremembe in globalno segrevanje (več o tem v 34. poglavju). Podobno velja za **metan** ( $\text{CH}_4$ ), pri čemer je njegov vpliv na globalno segrevanje, ker ga je malo, manjši od vpliva ogljikovega dioksida. Podobno velja tudi za **didušikov oksid** ( $\text{N}_2\text{O}$ ), ki ga je še manj in ima na globalno segrevanje še manjši vpliv.

Prav posebno vlogo ima **ozon** ( $\text{O}_3$ ), ki ima ključno sposobnost prestrezanja dela škodljivega Sončevega ultravijoličnega sevanja, ki bi sicer prišlo do tal. Večina ozona se nahaja v stratosferi (več o značilnih plasteh v ozračju je v 3. poglavju) pri čemer je največ ozona na višinah okoli 20–25 km. Ozonu v stratosferi pogovorno pravimo kar **ozonski plašč**. V preteklosti se je predvsem zaradi človeških izpustov plinov CFC (klorofluorogljikovodiki) količina ozona v ozračju začela manjšati. Njegova količina se je še posebej zmanjšala v predelih nad Antarktiko, čemur pogovorno pravimo kar **ozonska luknja**. Leta 1987 je bil podpisan **Montrealski sporazum**, in ta je prepovedal uporabo snovi, ki škodujejo ozonskemu plašču. Zaradi sporazuma se je ozonski plašč začel počasi obnavljati, vendar bo trajalo še nekaj desetletij, preden bo količina ozona dosegla prvotno raven. Ozon nastaja tudi blizu tal, predvsem poleti, kot posledica fotokemičnih reakcij, povezanih z onesnaženjem zaradi prometa in industrije. Medtem ko je ozonski plašč zelo koristen za življenje na Zemlji, pa ozon blizu tal slabo vpliva na zdravje ljudi, škodljivo pa tudi na rastline in živali.

Poleg plinov se v ozračju nahajajo tudi delci. Te se deli na dva glavna tipa. Prvi so tekoči ali trdni delci iz vode, ki jih imenujemo **hidrometeorji**. To so lahko tekoče vodne kapljice ali trdni ledeni delci, mogoča pa je tudi mešanica (npr. taleči se sneg). Ti delci tvorijo oblake, meglo in padavine. Vse druge tekoče ali trdne delce v ozračju imenujemo **aerosol**. To so običajno mikroskopsko majhni delci, ki jih ne moremo opaziti s prostim očesom. Med drugim so to majhni kristali morske soli, mineralnega prahu, smoga in delci biološkega izvora. V ozračje pridejo z vulkanskimi izbruhi, s požari v naravi, kot posledica človeških dejavnosti ali pa jih veter dvigne s tal. Ti delci so tako majhni, da padajo zelo počasi in lahko ostanejo v zraku zelo dolgo. Njihova koncentracija je sicer odvisna od kraja in časa, vendar so prisotni povsod v ozračju in imajo bistveno vlogo pri nastajanju oblakov in padavin (več o tem v 16. poglavju) vpijejo pa tudi del Sončevega in Zemljinega sevanja.

### 3 Značilne plasti ozračja

Glede na spreminjanje temperature z višino se lahko ozračje razdeli na nekaj značilnih plasti, prikazanih na sliki 1. Najnižje pri tleh je **troposfera**, ki vsebuje približno 80 % mase ozračja in v kateri se dogaja velika večina vremenskih pojavov. V troposferi temperatura najpogosteje upada z višino, pri čemer je povprečna temperatura zraka pri tleh približno 15 °C, na vrhu troposfere pa približno –60 °C. V zmernih geografskih širinah je troposfera debela približno 10 km, v polarnih predelih je nekoliko tanjša, v



**Slika 1:** Idealizirani potek temperature z višino v zmernih geografskih širinah in značilne plasti ozračja

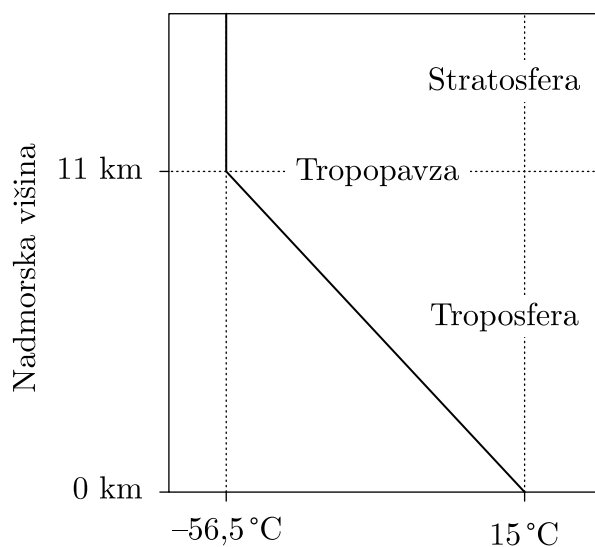
tropskih pa precej debelejša ( $\approx 17$  km). Debelina troposfere se spreminja tudi glede na letni čas in je v toplejšem obdobju praviloma večja.

Nad troposfero je **stratosfera**, pri čemer se meja med troposfero in stratosfero imenuje **tropopavza**. Stratosfera je zelo stabilna plast in deluje kot nekakšen pokrov nad troposfero, ki preprečuje vremenskim pojavom, da bi iz troposfere prodrli v višje plasti ozračja. V spodnjem delu stratosfere, takoj naj tropopavzo, je najprej izotermna plast, v kateri se temperatura z višino bistveno ne spreminja. Nad to plastjo pa temperatura z višino začne naraščati in na vrhu stratosfere, na višini približno 50 km, je približno 0 °C. V stratosferi se nahaja ozon, ki ga imenujemo tudi ozonski plašč. Ker ozon vpija in prestreza sončno ultravijolično sevanje, se energija tega sevanja porabi za segrevanje zraka – to je tudi razlog, da v stratosferi temperatura z višino večinoma narašča.

Še višje sta **mezosfera** in **termosfera**, pri čemer mejo med stratosfero in mezosfero imenujemo **stratopavza**, mejo med mezosfero in termosfero pa **mezopavza**. V mezosferi temperatura z višino upada in na višini mezopavze (približno 80 km) doseže najnižjo vrednost približno  $-80$  °C. Še više, v termosferi, temperatura spet narašča, kar je posledica vpivanja sončnega sevanja krajših valovnih dolžin na dušiku in kisiku.

## 4 Mednarodna standardna atmosfera

Mednarodna standardna atmosfera (MSA) je mednarodni standard (ISO 2533:1975), ki definira poenostavljeno stanje ozračja. MSA predpostavi, da je na nivoju morja zračni tlak 1013,25 hPa, temperatura 15 °C in gostota zraka  $1,225$  kg/m<sup>3</sup>. MSA privzame tudi



**Slika 2:** Spreminjanje temperature z višino, kot ga definira mednarodna standardna atmosfera.

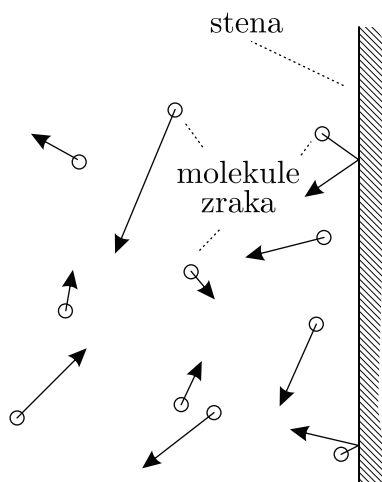
preprosto linearno spremembo temperature z višino. V troposferi, ki jo MSA definira kot plast zraka od tal do višine 11 km, temperatura z višino upada za 6,5 K/km. V spodnjem delu stratosfere med 11 in 20 km pa MSA predpostavi konstantno vrednost temperature  $-56,5\text{ °C}$ . Potek temperature z višino v MSA je prikazan na sliki 2.

MSA odraža tipično stanje ozračja v zmernih širinah, a v resnici dejansko stanje atmosfere od MSA večinoma odstopa. Zračni tlak na nivoju morja lahko precej odstopa od vrednosti, ki je definirana z MSA, prav tako je ozračje lahko precej toplejše ali hladnejše, potek temperature z višino pa skoraj nikoli ni povsem linearen.

MSA se pogosto uporablja kot referenca za testiranje delovanja različnih motorjev na različnih nadmorskih višinah in tudi v letalstvu kot referenca pri določanju višine letal. Letalski višinomeri namreč določijo višino letala na podlagi zračnega tlaka, izmerjenega na letalu. Pri preračunu zračnega tlaka v ustrezno nadmorsko višino pa morajo višinomeri predpostaviti določene parametre ozračja (npr. zračni tlak na nivoju morja in potek temperature z višino), pri čemer privzamejo prav vrednosti definirane z MSA (več o izračunu višine iz meritev zračnega tlaka je v poglavju 9).

## 5 Meteorološke spremenljivke, definicija vremena in klime

Meteorološke spremenljivke so fizikalne količine, ki opisujejo stanje zraka. Zrak je mešanica plinov in njegovo stanje lahko precej dobro opišemo z le nekaj količinami. Najpomembnejše meteorološke spremenljivke so zračni tlak, temperatura, gostota zraka in veter. Zelo pomembna je tudi vlažnost zraka, ki je podrobneje omenjena v 7. poglavju. Če za neko lokacijo natančno poznamo vrednosti vseh meteoroloških spremenljivk, potem natančno



**Slika 3:** Prikaz gibanja molekul zraka. Puščice prikazujejo smer gibanja posameznih molekul. Te se prosto gibljejo po prostoru, pri čemer se medsebojno zaletavajo in odbijajo, odbijajo pa se tudi od površin trdnih in tekočih snovi.

vemo, kakšno je tam stanje ozračja. Napoved vremena je v svojem bistvu napoved vrednosti meteoroloških spremenljivk v prihodnosti. Če natančno poznamo vrednosti meteoroloških spremenljivk za jutri, potem vemo, kakšno bo jutri vreme.

Meteorološke spremenljivke opisujejo stanje zraka na makroskopski skali (npr. 1 m ali več). Za boljšo predstavo je dobro razumeti povezavo med njimi in dogajanjem na molekularni skali. Zrak sestavljajo molekule različnih plinov. V plinih se posamezne molekule prosto gibljejo po prostoru, pri čemer se medsebojno zaletavajo in odbijajo (slika 3). Posamezne molekule so zelo majhne in jih je zelo veliko. Blizu tal, kjer je gostota zraka približno  $1,2 \text{ kg/m}^3$ , je v vsakem kubičnem centimetru zraka približno  $2,5 \cdot 10^{19}$  molekul.

**Gostoto zraka** ( $\rho$ ) definira skupna masa molekul, ki so v nekem trenutku znotraj nekega volumna. Osnovna enota za gostoto je  $\text{kg/m}^3$ .

**Temperatura** ( $T$ ) je povezana s hitrostjo, s katero se molekule gibljejo. Višja kot je temperatura zraka, hitreje se molekule gibljejo. Hitrost gibanja posameznih molekul je zelo velika, (npr. povprečna hitrost gibanja molekul dušika pri  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  je približno  $450 \text{ m/s}$ ), pri čemer pa se vse molekule ne gibljejo s povsem enako hitrostjo. Hitrost posameznih molekul je lahko precej različna in se zelo hitro spreminja. Če ima v nekem trenutku neka molekula nadpovprečno veliko hitrost, se lahko to spremeni že ob prvem naslednjem trku z drugo molekulo. Kljub precej velikemu razponu hitrosti pa se ob konstantni temperaturi povprečna hitrost molekul ohranja. Višja temperatura pomeni večjo povprečno hitrost. Osnovna enota za temperaturo je Kelvin (K), pogosto pa se uporabljajo tudi stopinje Celzija ( $^\circ\text{C}$ ).

V mirujočem zraku se molekule gibljejo v vse smeri enako pogosto. Do **vetra** ( $\vec{v}$ ) pride, ko je ena smer gibanja molekul nekoliko bolj pogosta. To se na makroskopski skali kaže kot premikanje zraka v neko smer, kar imenujemo veter. Hitrost vetra v ozračju je praviloma vedno veliko manjša, kot je hitrost posameznih molekul. Največje hitrosti

vetra so ob meji med troposfero in stratosfero, kjer se pojavljajo vetrovni strženi. Tam veter doseže hitrosti do približno 100 m/s, kar je še vedno precej manj, kot je hitrost posameznih molekul. Veter lahko opišemo s tridimenzionalnim vektorjem, pri čemer vektor kaže v smer gibanja zraka, njegova velikost pa izraža hitrost gibanja. Osnovna enota za veter je m/s. Običajno se v meteorologiji navaja in meri le horizontalni veter, saj je gibanje zraka v vertikalni smeri v povprečju veliko manj kot v horizontalni smeri (čeprav je gibanje zraka v vertikalni smeri bistvenega pomena za nekatere pojave, kot so npr. oblaki, padavine in nevihte). Za horizontalni veter se običajno ločeno podata smer in velikost hitrosti vetra. Velikost hitrosti se podaja v enotah m/s, medtem ko se smer vetra vedno podaja glede na smer, iz katere piha veter. Običajno se uporablja razdelitev neba na osem kardinalnih smeri (npr. severni veter (S), severovzhodni veter (SV), vzhodni veter (V), itd.). Tako zahodnik piha z zahoda proti vzhodu, jugovzhodnik pa iz smeri jugovzhod proti severozahodu. Smer vetra se lahko podaja tudi prek azimuta v kotnih stopinjah (npr. veter, ki ima azimut  $90^\circ$  piha z vzhoda proti zahodu).

Molekule se, poleg medsebojnih trkov, zaletavajo tudi ob površine trdnih in tekočih snovi. Ob vsakem trku posamezne molekule ob površino neke snovi ta prejme določen sunek sile. Trkov ob površino je tako veliko, da se na makroskopski skali kažejo kot konstantna sila, ki – ob predpostavki da zrak miruje – deluje pravokotno na površino. **Zračni tlak** ( $p$ ) je definiran kot velikost te sile na ploskovno enoto, pri čemer je lahko ploskev tudi namišljena (zračni tlak je definiran tudi tam, kjer v resnici ni neke površine v katero bi se molekule zraka lahko zaletavale). Zračni tlak ima osnovno enoto pascal (Pa), v meteorologiji se pogosto uporabljajo tudi enote hektopascal (hPa) in milibar (mbar). En hektopascal je enak enem milibaru, pri čemer velja  $1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa} = 1 \text{ mbar}$ . Če se volumen zraka ne spreminja, potem povečanje gostote ali zvišanje temperature zraka vodi v povečanje zračnega tlaka. Če se poveča gostota, se poveča število molekul, ki se zaletavajo ob površino, kar vodi v povečanje sile, ki jo občuti površina (ki je lahko tudi namišljena). Če se viša temperatura, se poveča hitrost molekul, ki se zato močneje zaletavajo v površino, kar prav tako vodi v povečanje sile, ki jo občuti površina.

**Vreme** imenujemo splet trenutnih vrednosti meteoroloških spremenljivk nad nekim območjem. Drugače je definirana **klima** oz. **podnebje** ki je značilnost vremena v daljšem obdobju (praviloma 30 let). Primeri značilnosti vremena so povprečne in maksimalne/minimalne vrednosti, povprečni dnevni in letni hodi vrednosti meteoroloških spremenljivk ter njihova spremenljivost. Prek teh značilnosti se lahko definirajo različni tipi podnebja, kot so puščavsko, alpsko, celinsko, in mediteransko.

## 6 Plinska enačba

Plini v ozračju se v precej dobrem približku obnašajo kot idealni plini. Za vsak posamezni idealni plin velja plinska enačba, ki pa jo lahko zapišemo tudi za mešanico idealnih plinov. Za zrak lahko zapišemo plinsko enačbo oblike

$$pV = \frac{m}{M_z} R^* T, \quad (1)$$

pri čemer je  $m$  masa zraka v volumnu  $V$ ,  $M_z$  molska masa zraka (približno 29 kg/kmol) in  $R^*$  splošna plinska konstanta z vrednostjo 8314 J/(kmol K). Izpeljava enačbe 1 je v dodatku A.1. V meteorologiji se običajno uporablja nekoliko drugačna oblika plinske enačbe

$$p = \rho RT. \quad (2)$$

Enačba 2 se dobi iz enačbe 1, tako da se deli z volumnom, uporabi zveza  $\rho = m/V$  in definira specifična plinska konstanta za zrak  $R = R^*/M_z = 287$  J/(kg K). Plinska enačba povezuje tri osnovne meteorološke spremenljivke ( $p$ ,  $\rho$  in  $T$ ). Če poznamo vrednosti dveh spremenljivk, lahko vedno izračunamo vrednost tretje.

**Naloga 1:** Kolikšna je masa zraka v učilnici velikosti 10 m × 8 m × 4 m, če sta temperatura in zračni tlak v učilnici 20 °C in 1000 hPa?

*Rešitev:* Uporabiti je treba plinsko enačbo in izraziti ter izračunati gostoto zraka

$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{10^5 \text{ Pa}}{287 \text{ J/(kg K)} \cdot 293 \text{ K}} = 1,18 \text{ kg/m}^3.$$

Iz gostote se izračuna masa zraka

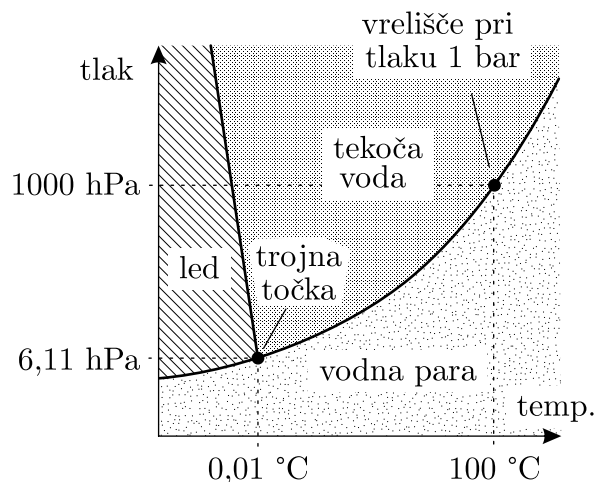
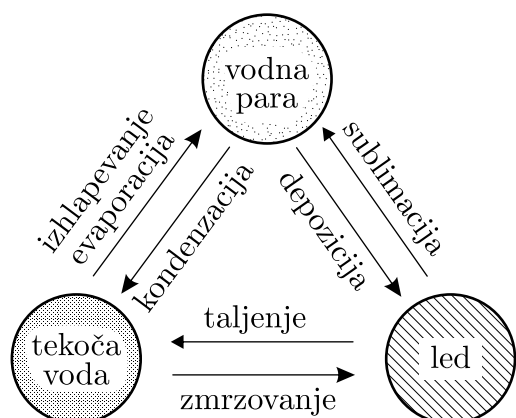
$$m = \rho V = 1,18 \text{ kg/m}^3 \cdot 320 \text{ m}^3 = 381 \text{ kg}.$$

## 7 Vlažnost zraka

Vodna para je plinasto agregatno stanje vode. Voda ima v ozračju prav posebno vlogo, saj je edini izmed plinov, ki tam v večjih količinah obstaja tudi v drugih agregatnih stanjih (tekočem in trdnem) in tako tvori oblake ter padavine. Spremembe agregatnih stanj vode so v ozračju zelo pogoste. Vsaka sprememba agregatnega stanja je povezana z veliko količino energije, ki se ob tem porabi ali sprosti, kar lahko precej vpliva na potek nekaterih vremenskih pojavov. Na primer, brez vodne pare neviht ne bi bilo. Na sliki 4 so prikazani fazni prehodi vode ter njen fazni diagram.

Količino vodne pare v zraku lahko opišemo z različnimi fizikalnimi količinami. Ena izmed njih je **gostota vodne pare** ( $\rho_v$ ), ki predstavlja skupno maso vseh molekul vodne pare v nekem volumnu in jo imenujemo tudi **absolutna vlaga**. Zelo pogosto se uporablja **delni tlak vodne pare** ali **parni tlak** ( $p_v$  oz.  $e$ ). Parni tlak lahko razumemo podobno kot zračni tlak, le da upoštevamo silo na neko (namišljeno) površino, ki bi jo povzročali le trki molekul vodne pare. Skupni zračni tlak je tako vedno večji kot parni tlak, saj upošteva trke molekul vseh plinov. Tudi vodna para se obnaša kot idealni plin, za katerega lahko zapišemo plinsko enačbo

$$p_v = e = \rho_v R_v T, \quad (3)$$



**Slika 4:** Levo so prikazana agregatna stanja vode z imeni vseh faznih prehodov. Desno je skica faznega diagrama vode, ki prikazuje, pri katerih temperaturah in tlakih lahko obstajajo različna agregatna stanja vode. Prikazana je še trojna točka, ki določa temperaturo in tlak (0,01 °C in 6,11 hPa), kjer lahko obstajajo vsa tri agregatna stanja naenkrat. Prikazana je še tudi temperatura vrelišča vode (100 °C) pri tlaku 1000 hPa.

kjer je  $R_v$  specifična plinska konstanta za vodno paro z vrednostjo  $R_v = R^*/M_{\text{H}_2\text{O}} = 461 \text{ J}/(\text{kg K})$ .

Poleg absolutne vlage in parnega tlaka lahko količino vodne pare izrazimo tudi s specifično vlago ali z razmerjem mešanosti. **Specifična vlaga** ( $q$ ) je definirana kot razmerje med gostoto vodne pare ter gostoto zraka

$$q = \rho_v / \rho, \quad (4)$$

in se običajno podaja v enotah g/kg. Podobno je definirano **razmerje mešanosti** ( $r$ ), pri čemer je to razmerje med gostoto vodne pare in gostoto suhega dela zraka brez vodne pare ( $\rho_s = \rho - \rho_v$ )

$$r = \rho_v / (\rho - \rho_v) = \rho_v / \rho_s, \quad (5)$$

ki se, podobno kot specifična vlaga, običajno podaja v enotah g/kg.

Izkaže se, da je količina vodne pare v zraku omejena z maksimalno mogočo vrednostjo. Ko količina vodne pare doseže to vrednost, rečemo, da je zrak nasičen (angl. *saturated*) z vlago. Nasičeno količino lahko izrazimo z eno izmed spremenljivk za vodno paro, pri čemer dodamo indeks »s« (npr.  $e_s$  je **nasičena vrednost parnega tlaka**, medtem ko je  $r_s$  nasičena vrednost razmerja mešanosti). Če se zgodi, da količina vodne pare preseže nasičeno vrednost, se začnejo molekule vodne pare deponirati v hidrometeorje. Če prej hidrometeorjev v zraku še ni bilo, bodo ti nastali, če pa so bili prisotni že prej, se bodo zaradi deponiranja dodatnih molekul vode večali. Ta proces poteka, dokler se količina vodne pare ponovno ne zmanjša na nasičeno vrednost.

Izkaže se, da je vrednost nasičenega parnega tlaka odvisna le od temperature. To je najlažje ponazoriti s primerom vodne kapljice, zaprte v neprodušno zaprti posodi (slika 5).

**Naloga 2:** Kolikšna je masa vodne pare v učilnici velikosti  $10\text{ m} \times 8\text{ m} \times 4\text{ m}$  pri čemer je temperatura  $20\text{ }^\circ\text{C}$ , zračni tlak  $1000\text{ hPa}$  in parni tlak  $22\text{ hPa}$ ?

*Rešitev:* Uporabiti je treba plinsko enačbo za vodno paro in izraziti ter izračunati gostoto vodne pare

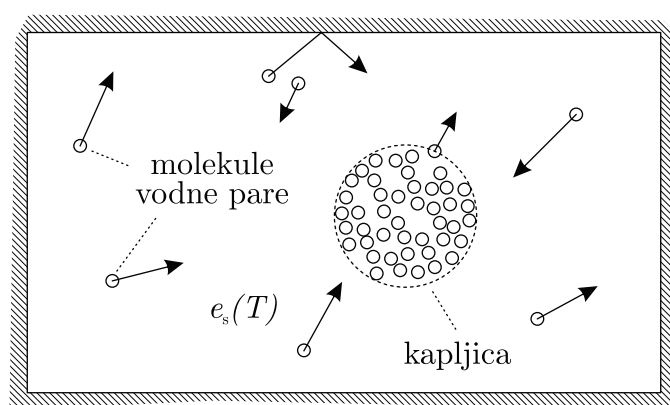
$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} = \frac{2200\text{ Pa}}{461\text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 293\text{ K}} = 1,62 \cdot 10^{-2}\text{ kg/m}^3.$$

Iz gostote se izračuna masa vodne pare

$$m = \rho_v V = 1,62 \cdot 10^{-2}\text{ kg/m}^3 \cdot 320\text{ m}^3 = 5,21\text{ kg}.$$

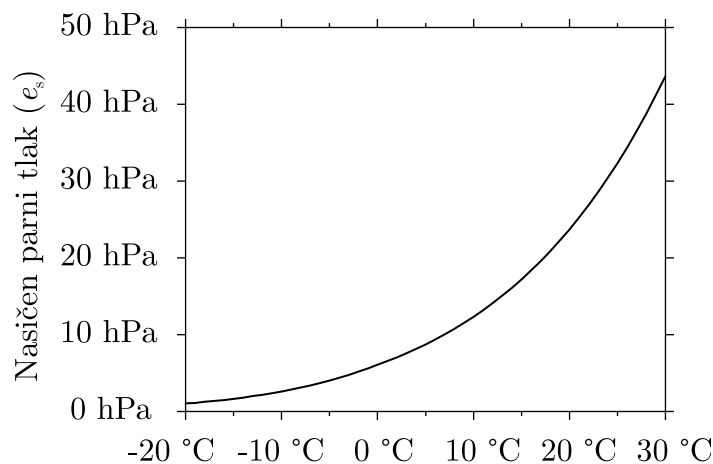
Kapljico sestavlja veliko število molekul vode, ki se znotraj volumna kapljice gibljejo precej prosto. Hkrati pa molekule iz kapljice ne morejo preprosto uiti, saj se na površini kapljice pojavijo privlačne sile okoliških molekul. Podobno kot v plinu imajo molekule vode v kapljici različno energije. Nekatere od njih je bodo ob nekem trenutku imele dovolj, da bodo premagale privlačne sile površine in tako zapustile kapljico ter postale molekule vodne pare. Te se prosto gibljejo po prostoru zaprte posode, pri čemer se po nekaj odbojih od sten dotaknejo površine kapljice in se spet ujamejo v kapljico. Molekule vode s površine kapljice ves čas uhajajo in se znova ujamejo, pri čemer se hitro vzpostavi ravnovesno stanje, ko je uhajanje enako pogosto kot ujemanje. Ob ravnovesju se število prostih molekul v posodi približno ohranja in te zato ustvarjajo parni tlak. Ta ravnovesni tlak imenujemo nasičen parni tlak.

Če bi v posodo v nekem trenutku dodali nove molekule vodne pare, bi za kratek čas parni tlak narastel nad nasičeno vrednost, potem pa bi se dodane molekule hitro ujele v



**Slika 5:** Shematski prikaz molekul vode v kapljici in okoliškem prostoru v neprodušno zaprti posodi. Puščice prikazujejo smer gibanja posameznih molekul vodne pare. V posodi se hitro vzpostavi nasičen parni tlak  $e_s(T)$ .





**Slika 6:** Odvisnost nasičenega parnega tlaka  $e_s$  od temperature. Vrednosti so izračunane iz enačbe 6, pri čemer se za temperature nad lediščem upošteva specifična izparilna toplota vode, za temperature pod lediščem pa specifična sublimacijska toplota vode.

kapljico in znova bi se vzpostavil enak nasičen parni tlak (kapljica pa bi se malo povečala zaradi dodatnih molekul).

Če se temperatura v posodi dviga, se poveča energija molekul in uhajanje iz kapljice postane pogostejše, kar poveča parni tlak. Višji temperaturi tako ustreza večji nasičen parni tlak, kar pomeni, da je pri višji temperaturi v ravnovesju v zraku lahko več vodne pare.

Vrednost nasičenega parnega tlaka v odvisnosti od temperature opisuje Clausius-Clapeyronova enačba

$$e_s(T) = e_{s0} e^{\frac{h_i}{R_v} \left( \frac{1}{T_{s0}} - \frac{1}{T} \right)}, \quad (6)$$

pri čemer je  $h_i$  specifična izparilna toplota vode, ki ima pri 0 °C vrednost  $2,50 \cdot 10^6$  J/kg.  $e_{s0} = 6,1$  hPa in  $T_{s0} = 273$  K sta tlak in temperatura trojne točke vode. Izpeljavo enačbe bomo izpustili, saj zahteva poglobljeno znanje termodinamike. Vrednost  $h_i$  je sicer odvisna od temperature, pri kateri se dogaja fazna sprememba. V ozračju se fazne spremembe vode skoraj vedno dogajajo pri temperaturah, ki so precej nižje od temperature vrelišča vode pri standardnih pogojih (100 °C). Pri 100 °C je vrednost  $h_i$  za približno 10 % manjša kot pri 0 °C. Nasičen parni tlak pri izhlapevanju/kondenzaciji ni enak kot pri sublimaciji/depoziciji, a se lahko za izračun vrednosti v obeh primerih uporabi enačbo 6, le da se v primeru sublimacije/depozicije specifična izparilna toplota  $h_i$  zamenja s specifično sublimacijsko toploto vode  $h_s = 2,83 \cdot 10^6$  J/kg (pri 0 °C).

Odvisnost nasičenega parnega tlaka od temperature je prikazana na sliki 6, numerične vrednosti pa so podane v tabeli 2. Odvisnost je eksponentna. Na primer, nasičen parni tlak pri -20 °C je približno 1 hPa, pri 0 °C približno 6 hPa, pri 30 °C pa približno 43 hPa. To pomeni, da zrak pri 0 °C lahko vsebuje približno šestkrat več vodne pare, pri 30 °C pa triinštiridesetkrat več kot zrak pri -20 °C.

	+0,0 °C	+0,1 °C	+0,2 °C	+0,3 °C	+0,4 °C	+0,5 °C	+0,6 °C	+0,7 °C	+0,8 °C	+0,9 °C
-20 °C	1,03	1,04	1,05	1,06	1,07	1,08	1,09	1,10	1,11	1,13
-19 °C	1,14	1,15	1,16	1,17	1,18	1,19	1,20	1,21	1,23	1,24
-18 °C	1,25	1,26	1,27	1,29	1,30	1,31	1,32	1,33	1,35	1,36
-17 °C	1,37	1,39	1,40	1,41	1,42	1,44	1,45	1,47	1,48	1,49
-16 °C	1,51	1,52	1,54	1,55	1,56	1,58	1,59	1,61	1,62	1,64
-15 °C	1,65	1,67	1,68	1,70	1,71	1,73	1,75	1,76	1,78	1,80
-14 °C	1,81	1,83	1,85	1,86	1,88	1,90	1,91	1,93	1,95	1,97
-13 °C	1,98	2,00	2,02	2,04	2,06	2,08	2,10	2,11	2,13	2,15
-12 °C	2,17	2,19	2,21	2,23	2,25	2,27	2,29	2,31	2,33	2,36
-11 °C	2,38	2,40	2,42	2,44	2,46	2,49	2,51	2,53	2,55	2,58
-10 °C	2,60	2,62	2,64	2,67	2,69	2,72	2,74	2,76	2,79	2,81
-9 °C	2,84	2,86	2,89	2,91	2,94	2,97	2,99	3,02	3,05	3,07
-8 °C	3,10	3,13	3,15	3,18	3,21	3,24	3,27	3,29	3,32	3,35
-7 °C	3,38	3,41	3,44	3,47	3,50	3,53	3,56	3,59	3,62	3,65
-6 °C	3,69	3,72	3,75	3,78	3,82	3,85	3,88	3,91	3,95	3,98
-5 °C	4,02	4,05	4,09	4,12	4,16	4,19	4,23	4,26	4,30	4,34
-4 °C	4,37	4,41	4,45	4,49	4,52	4,56	4,60	4,64	4,68	4,72
-3 °C	4,76	4,80	4,84	4,88	4,92	4,96	5,01	5,05	5,09	5,13
-2 °C	5,18	5,22	5,26	5,31	5,35	5,40	5,44	5,49	5,53	5,58
-1 °C	5,63	5,67	5,72	5,77	5,81	5,86	5,91	5,96	6,01	6,06
0 °C	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,34	6,38	6,43	6,48	6,52
1 °C	6,57	6,62	6,66	6,71	6,76	6,81	6,86	6,91	6,96	7,01
2 °C	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,32	7,37	7,42	7,48	7,53
3 °C	7,58	7,64	7,69	7,75	7,80	7,86	7,91	7,97	8,03	8,08
4 °C	8,14	8,20	8,26	8,31	8,37	8,43	8,49	8,55	8,61	8,67
5 °C	8,73	8,80	8,86	8,92	8,98	9,05	9,11	9,17	9,24	9,30
6 °C	9,37	9,43	9,50	9,56	9,63	9,70	9,77	9,83	9,90	9,97
7 °C	10,04	10,11	10,18	10,25	10,32	10,39	10,46	10,54	10,61	10,68
8 °C	10,76	10,83	10,90	10,98	11,06	11,13	11,21	11,28	11,36	11,44
9 °C	11,52	11,60	11,68	11,76	11,84	11,92	12,00	12,08	12,16	12,24
10 °C	12,33	12,41	12,50	12,58	12,67	12,75	12,84	12,92	13,01	13,10
11 °C	13,19	13,28	13,37	13,46	13,55	13,64	13,73	13,82	13,91	14,01
12 °C	14,10	14,20	14,29	14,39	14,48	14,58	14,68	14,78	14,87	14,97
13 °C	15,07	15,17	15,27	15,37	15,48	15,58	15,68	15,79	15,89	16,00
14 °C	16,10	16,21	16,31	16,42	16,53	16,64	16,75	16,86	16,97	17,08
15 °C	17,19	17,31	17,42	17,53	17,65	17,76	17,88	18,00	18,11	18,23
16 °C	18,35	18,47	18,59	18,71	18,83	18,96	19,08	19,20	19,33	19,45
17 °C	19,58	19,70	19,83	19,96	20,09	20,22	20,35	20,48	20,61	20,74
18 °C	20,88	21,01	21,15	21,28	21,42	21,56	21,69	21,83	21,97	22,11
19 °C	22,25	22,39	22,54	22,68	22,83	22,97	23,12	23,26	23,41	23,56
20 °C	23,71	23,86	24,01	24,16	24,32	24,47	24,62	24,78	24,93	25,09
21 °C	25,25	25,41	25,57	25,73	25,89	26,05	26,22	26,38	26,55	26,71
22 °C	26,88	27,05	27,22	27,39	27,56	27,73	27,90	28,07	28,25	28,42
23 °C	28,60	28,78	28,96	29,14	29,32	29,50	29,68	29,86	30,05	30,23
24 °C	30,42	30,61	30,80	30,99	31,18	31,37	31,56	31,76	31,95	32,15
25 °C	32,34	32,54	32,74	32,94	33,14	33,34	33,55	33,75	33,96	34,17
26 °C	34,37	34,58	34,79	35,00	35,22	35,43	35,64	35,86	36,08	36,30
27 °C	36,52	36,74	36,96	37,18	37,40	37,63	37,86	38,08	38,31	38,54
28 °C	38,78	39,01	39,24	39,48	39,71	39,95	40,19	40,43	40,67	40,91
29 °C	41,16	41,40	41,65	41,90	42,15	42,40	42,65	42,90	43,16	43,41
30 °C	43,67	43,93	44,19	44,45	44,71	44,98	45,24	45,51	45,78	46,05

**Tabela 2:** Tabelirane vrednosti nasičenega parnega tlaka  $e_s$  v hPa v odvisnosti od temperature. Vrednosti so izračunane iz enačbe 6, pri čemer se za temperature nad lediščem upošteva specifična izparilna toplota vode, za temperature pod lediščem pa specifična sublimacijska toplota vode. Levi stolpec predstavlja temperaturo, podano v celih °C, v prvi vrstici pa je podana temperatura v desetinkah °C, ki jo je treba prišteti temperaturi v levem stolpcu. Na primer,  $e_s$  pri temperaturi 10,3 °C je 12,58 hPa, saj je treba gledati vrstico pri 10 °C in stolpec pri +0,3 °C.

Z nasičenim parnim tlakom lahko definiramo **relativno vlažnost** ( $f$ ). Ta je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri trenutni temperaturi

$$f = \frac{e}{e_s(T)}, \quad (7)$$

in se najpogosteje izraža v procentih. Tako 50-odstotna relativna vlažnost pomeni, da lahko v zrak dodamo še enkrat toliko vodne pare, preden bi postal nasičen. Če relativna vlažnost doseže 100 % pomeni, da je zrak nasičeno vlažen in nastajati začnejo hidrometeorji.

Definira se lahko tudi **temperatura rosišča** ( $T_d$ ). Indeks »d« v  $T_d$  izraža prvo črko angleškega izraza *dew-point temperature*. To je temperatura, do katere bi morali zrak ohladiti, da bi pri dejanski količini vodne pare v zraku postal nasičeno vlažen. Temperatura rosišča je vedno nižja od dejanske temperature, razen v primeru, ko je zrak že nasičeno vlažen – v tem primeru je temperatura kar enaka temperaturi rosišča. Čim nižja je  $T_d$  v primerjavi s temperaturo, tem bolj suh je zrak (tem manj vodne pare vsebuje). Enačba za temperaturo rosišča se lahko izpelje iz enačbe 6, pri čemer je treba iz enačbe izraziti temperaturo in predpostaviti  $e_s = e$ :

$$T_d = \left( \frac{1}{T_{s0}} - \frac{R_v}{h_i} \ln \frac{e}{e_{s0}} \right)^{-1}. \quad (8)$$

Vodna para je edini plin, ki v Zemljinem ozračju v večjih količinah obstaja tudi v drugih agregatnih stanjih (tekočem in trdnem) in tako tvori oblake ter padavine. Razlog za takšno situacijo je dejstvo, da je na površini Zemlje, predvsem v oceanih, na voljo velika količina vode. Oceani so stalen vir vodne pare, ki z njihovega površja neprenehoma izhlapeva. Vode v oceanih je veliko več kot v ozračju (skupna masa vode v oceanih je približno  $10^5$ -krat večja, kot je skupna masa vodne pare v ozračju). Ob primernih pogojih vodna para v ozračju kondenzira in pade na tla v obliki padavin. Tako se lahko vrne v oceane in tvori vodni krog. Na Zemlji so tudi ravno prave temperaturne razmere (temperature niso zelo daleč od temperature trojne točke vode), ki omogočajo hkraten obstoj vodne pare, tekoče vode in ledu.

Situacija je drugačna za ostale pline v ozračju. Dušika, na primer, je v ozračju precej več kot vodne pare, vendar ga je vseeno veliko premalo, da bi njegov delni tlak dosegel nasičeno vrednost (vsaj pri temperaturah ki obstajajo na Zemlji – dušik ima tališče pri  $-210$  °C, vrelišče pa pri  $-195$  °C). Dušik tudi nima takšnega vira, kot ga ima vodna para v oceanih, zato njegova količina v ozračju ostaja omejena in se bistveno ne spreminja. Za dušik so torej temperature na Zemlji veliko previsoke da bi, ob sedanji količini, ta lahko obstajal v tekoči ali trdni obliki (podobno velja tudi za preostale pline ki sestavljajo ozračje). Na Zemlji zato nimamo oblakov in padavin iz tekočega ali trdnega dušika. To pa nujno ne velja za ozračje katerega drugega planeta, kjer bi bile temperature precej nižje ali pa bi bilo dušika v ozračju precej več. Zanimiv primer iz našega osončja je Saturnova luna Titan, kjer je v ozračju veliko metana. Hkrati so temperature dovolj nizke, da v ozračju prihaja do kondenzacije metana in nastanejo oblaki ter padavine iz metana, ob tem pa del površja planeta prekrivajo morja iz tekočega metana.

**Naloga 3:** Na meteorološki postaji v Kopru so izmerili temperaturo 15 °C, relativno vlažnost 75 % in zračni tlak 1010 hPa. Izračunaj parni tlak, absolutno vlago, specifično vlago, razmerje mešanosti in temperaturo rosišča.

*Rešitev:* Najprej je treba določiti nasičeni parni tlak pri temperaturi 15 °C. Njegova vrednost se lahko prebere iz tabele 2 ali pa izračuna iz enačbe 6, kjer je  $e_s = 17,19$  hPa.

Za izračun parnega tlaka se uporabi enačba 7, iz katere se izrazi  $e$

$$e = f \cdot e_s(15 \text{ °C}) = 0,75 \cdot 17,19 \text{ hPa} = 12,89 \text{ hPa}.$$

Za absolutno vlažnost je treba uporabiti plinsko enačbo za vodno paro in izraziti gostoto vodne pare

$$\rho_v = \frac{e}{R_v T} = \frac{1289 \text{ Pa}}{461 \text{ J/(kg K)} \cdot 288 \text{ K}} = 9,7 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3.$$

Za izračun specifične vlage in razmerja mešanosti je naprej treba izračunati gostoto zraka iz plinske enačbe za zrak

$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{101000 \text{ Pa}}{287 \text{ J/(kg K)} \cdot 288 \text{ K}} = 1,22 \text{ kg/m}^3.$$

Z gostoto zraka in vodne pare se izračunata specifična vlaga in razmerje mešanosti

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{9,7 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3}{1,22 \text{ kg/m}^3} = 7,94 \cdot 10^{-3} = 7,94 \text{ g/kg},$$

$$r = \frac{\rho_v}{\rho - \rho_v} = \frac{9,7 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3}{1,22 \text{ kg/m}^3 - 9,7 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3} = 8,01 \cdot 10^{-3} = 8,01 \text{ g/kg}.$$

Približna vrednost temperature rosišča se lahko prebere iz tabele 2, kjer je treba odčitati temperaturo, pri kateri je nasičen zračni tlak čim bližje vrednosti 12,89 hPa – ta približno ustreza temperaturi 10,7 °C. Natančnejša vrednost se lahko izračuna iz enačbe 8

$$\begin{aligned} T_d &= \left( \frac{1}{T_{s0}} - \frac{R_v}{h_i} \ln \frac{e}{e_{s0}} \right)^{-1} \\ &= \left( \frac{1}{273 \text{ K}} - \frac{461 \text{ J/(kg K)}}{2,50 \cdot 10^6 \text{ J/kg}} \ln \frac{1289 \text{ Pa}}{610 \text{ Pa}} \right)^{-1} \\ &= 283,66 \text{ K}. \end{aligned}$$

**Naloga 4:** Pozno popoldne v Ljubljani izmerijo temperaturo 23,8 °C in relativno vlažnost 57 %. Noč je mirna in jasna, pri čemer temperatura do zjutraj upade za 10 °C. Ali bo čez noč v Ljubljani nastala megla?

*Rešitev:* Radiacijska megla nastane ob jasni mirni noči, ko se zrak pri tleh dovolj ohladi, da nastanejo hidrometeorji (več o radiacijski megli v poglavju 18 in na sliki 28).

Obstaja več načinov, kako priti do odgovora. Lahko izračunamo temperaturo rosišča in jo primerjamo z jutranjo temperaturo. Ker je noč mirna, lahko privzamemo, da zrak ostane na istem mestu, kar pomeni, da se ohranja parni tlak, saj se število molekul vode v zraku ne spreminja.

Najprej je treba določiti nasičen parni tlak pri temperaturi 23,8 °C. Njegova vrednost se lahko prebere iz tabele 2 ali pa izračuna iz enačbe 6, pri čemer se dobi  $e_s = 30,05$  hPa.

Za izračun parnega tlaka se uporabi enačba 7, iz katere se izrazi  $e$

$$e = f \cdot e_s(23,8 \text{ °C}) = 0,57 \cdot 30,05 \text{ hPa} = 17,13 \text{ hPa.}$$

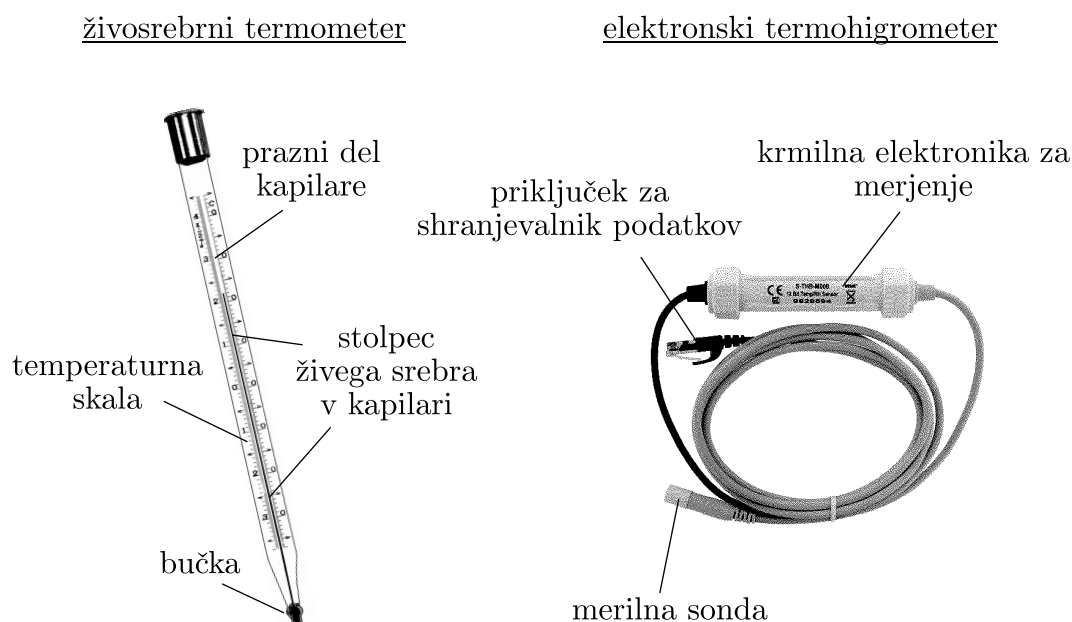
Približno vrednost temperature rosišča lahko preberemo iz tabele 2, kjer je treba odčitati temperaturo, pri kateri je nasičen zračni tlak najbližje vrednosti 17,13 hPa – ta približno ustreza temperaturi 15,0 °C.

Zjutraj bo temperatura 13,8 °C, kar je manj, kot je temperatura rosišča. To pomeni, da bo zrak nasičeno vlažen in nastali bodo hidrometeorji, ki tvorijo meglo.

## 8 Meteorološke meritve

Meteorološke meritve so meritve vrednosti meteoroloških spremenljivk. Poznavanje trenutnih vrednosti meteoroloških spremenljivk vse naokrog po vsem ozračju je nujno za izdelavo vremenske napovedi (več o tem v 36. poglavju). Prav tako preučevanje sprememb podnebja ni mogoče brez dolgega niza meteoroloških podatkov. Pomembno je tudi da so meritve čim natančnejše in da je napaka meritev tem manjša. Meteorološke meritve se izvajajo na veliko različnih načinov: pri tleh na meteoroloških postajah, ladjah in bojah, v višinah pa z meteorološkimi baloni, letali, meteorološkimi radarji in sateliti. Vrednost meteoroloških spremenljivk se določa z različnimi instrumenti. Nekateri so klasični, ki se uporabljajo že več kot sto let, drugi pa so novejši. V nadaljevanju sledi pregled nekaterih klasičnih in novodobnih instrumentov ter načinov merjenja v meteorologiji.

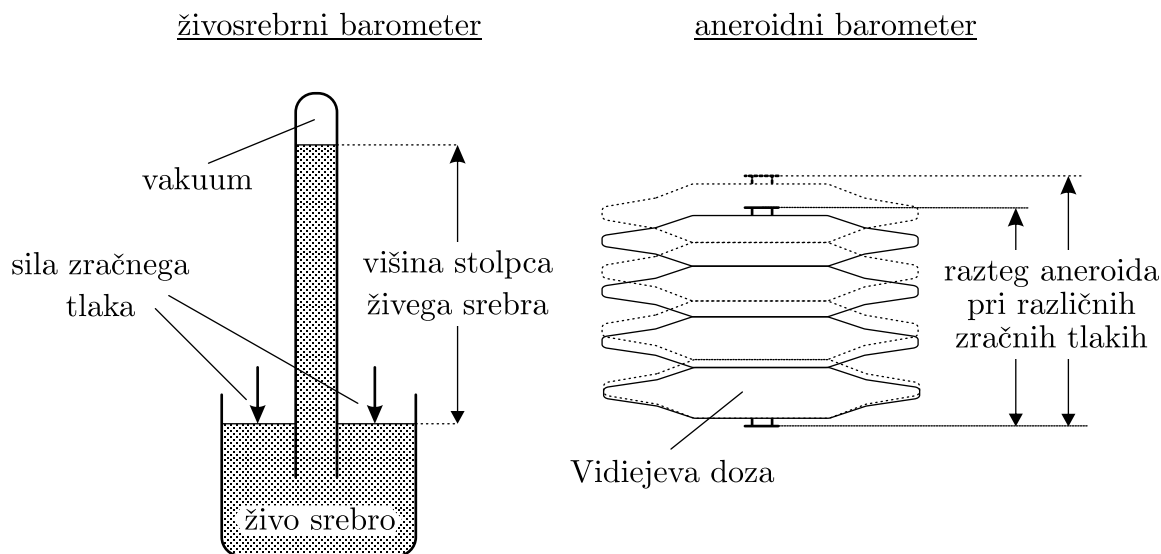
Merilnik temperature imenujemo termometer. Klasičen primer termometra je **živosrebrni termometer**, ki za svoje delovanje izkorišča volumski temperaturni raztezek živega srebra (lahko pa se namesto živega srebra uporablja tudi kakšna druga tekočina, npr. alkohol). Večina živega srebra je shranjena v bučki termometra, iz katera sega ozka kapilara, v katero se lahko živo srebro razširja glede na temperaturo (slika 7). Ob kapilari je narisana merilna skala, ki omogoča odčitavanje temperature. Dobro umerjen živosrebrni termometer je stabilen merilnik, katerega natančnost lahko doseže 0,1 °C. Zelo



**Slika 7:** Živosrebrni termometer in elektronski termohigrometer podjetja Onset, ki ima v merilni sondi uporovni termometer in kapacitivni higrometer. Vir slike [5].

razširjen novodobni tip merilnika je **uporovni termometer**. Ta izkorišča dejstvo, da se električna upornost nekaterih kovin spreminja glede na temperaturo. Lep primer takšne kovine je platina, ki ima skoraj linearno odvisnost upornosti od temperature. Upornost merilnega elementa se običajno meri z elektronskim krmilnim sistemom, ki samodejno izmeri upornost in poda ustrezno vrednost temperature. Zaradi dobrih lastnosti in možnosti miniaturizacije, se uporovni termometer uporablja zelo pogosto. Primer takšnega termometra je na sliki 7.

Merilnik zračnega tlaka se imenuje barometer. Klasičen primer barometra je **živosrebrni barometer**. Ta je običajno narejen na principu vezne posode (slika 8). Del površine živega srebra je v odprtem delu posode in izpostavljen zraku ter sili zračnega tlaka, ki pritiska na njegovo površino. Drugi del površine je v delu posode, iz katere je izčrpan zrak, zato je nad živim srebrom vakuum. Ta del površine ne čuti sile zračnega tlaka, zato se nivo živega srebra dvigne. Iz razlike višine gladin živega srebra se lahko s preprosto enačbo določi vrednost zračnega tlaka. Dandanes se najpogosteje uporablja **aneroidni barometer**. Klasična različica tega barometra meri zračni tlak na osnovi deformacije Vidiejeve doze. Ta je neprodušno zaprta sploščena pločevinasta škatlica iz mehkih sten, ki se deformira glede na zračni tlak v okolici. Če se zračni tlak v okolici poviša, se doza nekoliko stisne oziroma se razširi, če se zračni tlak zniža. Pri klasični mehanski različici instrumenta se raztezek meri mehansko, pri čemer je več Vidiejevih doz zlepljenih skupaj, da je skupni raztezek večji in ga je lažje izmeriti (slika 8). Moderni digitalni aneroidni barometer je lahko sestavljen le iz ene zelo majhne neprodušne zaprte posodice, pri čemer se raztezki merijo elektronsko.



**Slika 8:** Živosrebrni in aneroidni barometer sestavljen iz štirih Vidiejevih doz.

Ena izmed osnovnih meteoroloških spremenljivk je tudi gostota, ki pa jo je zelo težko neposredno meriti. V praksi se vrednost gostote določi prek meritev temperature in zračnega tlaka, nakar se gostota izračuna iz plinske enačbe (enačba 2).

Veter je nekoliko posebna spremenljivka, ker je vektor. Običajno se meri le horizontalen veter, kjer se ločeno podata smer in hitrost vetra. Merilnike za smer ali hitrost vetra imenujemo anemometri. Klasična anemometra sta Robinsonov križ in vetrokaz. **Robinsonov križ** meri hitrost vetra in ga sestavlja vrteče se ogrodje iz palic v obliki križa, ki imajo na koncih nameščene votle posodice polkrožne ali stožčaste oblike (slika 9). Posodice imajo takšno obliko, da je zračni upor iz ene strani drugačen kot iz druge, kar povzroči, da se Robinsonov križ ob vetru začne vrteti. Čim večja je hitrost vetra, tem hitreje se vrti. **Vetrokaz** je sestavljen iz vrtljive palice, ki ima zakrilce. Zaradi sile zračnega upora se ta vedno obrne stran od vetra in tako omogoča določitev njegove smeri (slika 9). Novejši tip merilnika je **ultrazvočni anemometer**. Ta ima tri ali štiri palice, na katerih so oddajniki in sprejemniki ultrazvoka (slika 9). Oddajniki izmenično oddajajo kratke pulze ultrazvoka, ki jih sprejemniki na ostalih palicah zaznajo. Vsak pulz potrebuje določen čas, da prepotuje vmesno razdaljo. Čas potovanja je odvisen od smeri in hitrosti vetra. Iz meritev časov potovanja signala med sprejemniki in oddajniki je mogoče določiti smer in hitrost vetra.

Količina vodne pare v zraku se meri s higrometri. Natančno določanje količine vlage v zraku je precej težko, zato imajo higrometri precejšnjo napako (npr. velikost napake pri določitvi relativne vlažnosti je pogosto nekaj odstotkov tudi pri dražjih higrometrih). Preprost klasičen instrument, ki pa ni zelo natančen, je **lasni higrometer**. Ta izkorišča dejstvo, da se dolžina človeških las spreminja glede na relativno vlažnost. Raztezke las se meri mehansko z vzvodom, ki premika kazalec na skali. Precej bolj natančen klasični instrument je **psihrometer**. Ta je sestavljen iz suhega in mokrega termometra (slika 10). To sta povsem običajna živosrebrna termometra, le bučka mokrega termometra je ovita z

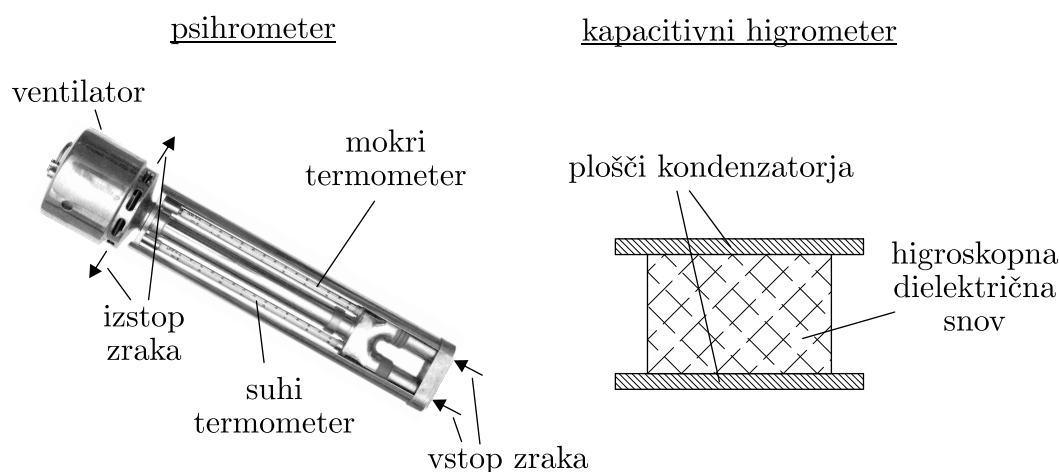


**Slika 9:** Robinsonov križ in vetrokaz podjetja Onset ter ultrazvočni anemometer podjetja Vaisala. Vir slik [5] in [6].

mokro krpico. Suhi termometer kaže temperaturo okoliškega zraka, medtem ko mokri nekoliko nižjo temperaturo. V zrak iz omočenih vlaken krpice izhlapeva voda, pri tem pa se za izhlapevanje porablja energija. Ta se dobi iz ohlajanja zraka, ki teče ob krpici, zato se ohladi tudi živo srebro v bučki mokrega termometra, ki tako kaže nižjo temperaturo. Čim bolj je okoliški zrak suh, tem več vode izhlapeva in tem nižja je temperatura, ki jo kaže mokri termometer. Iz izmerjenih vrednosti obeh temperatur je mogoče določiti količino vodne pare v zraku. V primeru, ko je okoliški zrak nasičeno vlažen, ne pride do izhlapevanja in oba termometra kažeta enako temperaturo. Konstanten tok zraka mimo bučk obeh termometrov se običajno doseže z uporabo majhnega ventilatorja. Modernjši tip higrometra je **kapacitivni higrometer**. Pri tem je med ploščama električnega kondenzatorja higroskopska dielektrična snov, katere dielektričnost se spreminja v odvisnosti od vlage v njej (slika 10). Kapaciteta kondenzatorja (količina električnega naboja, ki se lahko shrani na kondenzatorju) je odvisna od dielektričnosti snovi med ploščama in zato od količine vodne pare v zraku. Kapaciteta kondenzatorja se meri z elektronskim krmilnim sistemom, ki običajno poda količino vlage že v obliki relativne vlažnosti. Primer takšnega senzorja je na sliki 7.

Pomembna meteorološka spremenljivka je tudi količina padavin, ki v nekem časovnem obdobju pade na tla. Ta se meri z dežemeri, ki jih imenujemo tudi ombrometri ali pluviometri. Količina padavin se izraža z debelino stolpca vode (v milimetrih), ki bi se nabrala na horizontalni površini, če voda ne bi odtekala ali izhlapevala. Na primer: na dan z zelo intenzivnimi padavinami lahko pade tudi prek 100 mm padavin, povprečna letna količina padavin v Sloveniji pa je približno 1400 mm. Debelina vodne plasti v milimetrih je številčno enaka litrom na kvadratni meter (npr. 30 mm debela plast vode ustreza

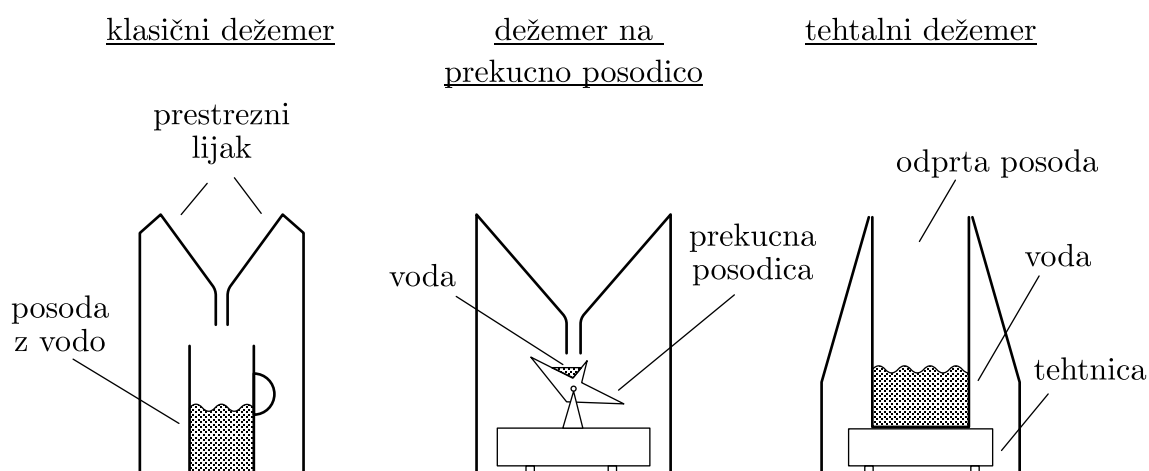




**Slika 10:** Mehanski psihrometer in skica kapacitivnega higrometra, ki ima med ploščama kondenzatorja dielektrično snov.

volumnu padavin 30 litrov na kvadratni meter). Če padajo padavine v trdni obliki (npr. sneg), debelina stolpca predstavlja količino vode iz staljenega snega (npr. 10 cm snega, ki ima na tleh okoli desetkrat manjšo gostoto kot voda, približno ustreza debelini vodnega stolpca 10 mm). V uporabi je več tipov dežemerov. Včasih se je najpogosteje uporabljal **klasični dežemer**, ki ima na vrhu prestrežni lijak v katerega padajo padavine, ki po cevki lijaka stečejo v posodo v notranjosti. Meritve s takšnim dežemerom se običajno izvajajo enkrat dnevno – pri tem meteorološki opazovalec iz dežemera vzame posodo z vodo in izmeri količino, ki se je nabrala v 24 urah. Če so padale padavine v trdni obliki, opazovalec posodo najprej odnese v tople prostor in počaka, da se sneg stali, ter šele nato izvede meritve. Dandanes se na samodejnih postajah uporabljata predvsem dežemer na prekucno posodico in tehtalni dežemer. **Dežemer na prekucno posodico** deluje tako, da padavine po cevki lijaka stečejo na prekucno posodico (slika 11). Ta ima dva simetrična dela, pri čemer voda iz lijaka naenkrat teče le v enega. Ko se nabere dovolj vode, se posodica prekucne in pod lijak se podstavi drug del posodice, ki je prazen, voda iz prvega dela pa se zlije ven. Štejejo se prekuci, pri čemer vsak prekuc pomeni določeno količino padavin. V primeru padavin v trdni obliki bi se lijak zamašil in dežemer ne bi zaznal padavin – zato imajo dražji dežemerji rahlo ogrevan lijak, ki sneg sproti stali. **Tehtalni dežemer** tehtna maso vode v posodi, ki je navzgor odprta (slika 11). Ob padavinah se masa vode v posodi poveča, pri čemer pa je treba upoštevati tudi dejstvo, da voda iz posode izhlapeva.

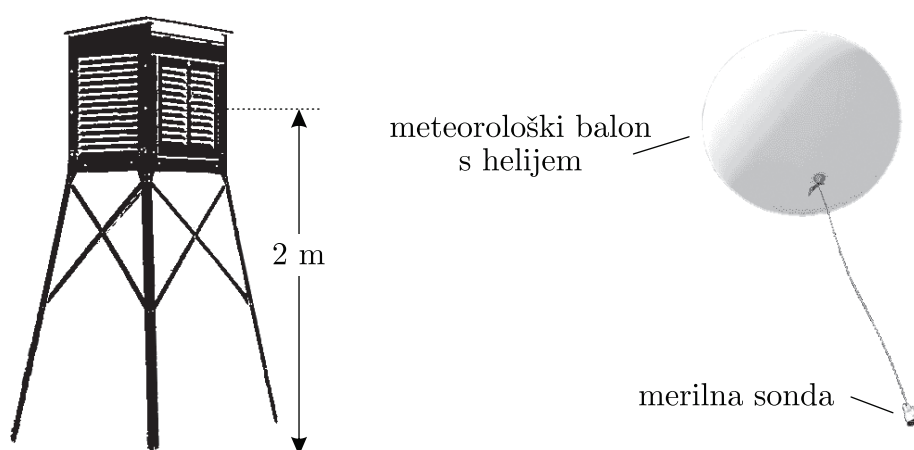
Z zgoraj opisanimi merilniki se izvajajo vsakodnevne meteorološke meritve na številnih meteoroloških postajah v Sloveniji in svetu. Na postajah se merijo vrednosti spremenljivk blizu tal. Običajno se temperatura, zračni tlak in vlažnost merijo na višini 2 m v meteoroloških hišicah (slika 12). Te so bele barve in njihov namen je zaščita merilnikov pred dežjem ter vplivom direktnega sončnega sevanja (ki bi lahko nerealno povišalo temperaturo, ki jo kaže termometer). Veter se običajno meri na vrhu droga, visokega 10 m. V preteklosti so meritve na postajah izvajali meteorološki opazovalci, zdaj pa so



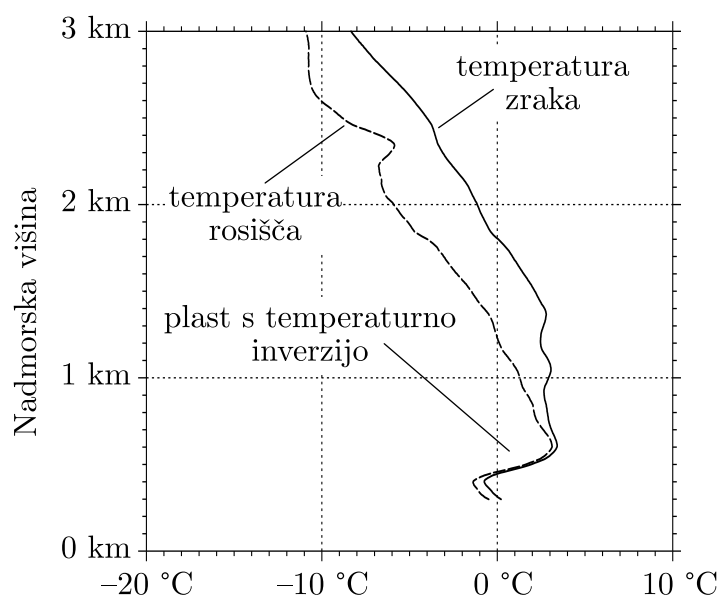
Slika 11: Skice različnih dežemerov

vse bolj razširjene samodejne meteorološke postaje, kjer se meritve izvajajo samodejno in brez prisotnosti meteorološkega opazovalca.

Za napoved vremena so pomembne predvsem izmerjene vrednosti meteoroloških spremenljivk v višinah. Vremensko dogajanje v višinah je namreč tisto, ki v največji meri določa, kakšno bo dogajanje pri tleh (npr. padavine nastanejo v višinah in potem le padejo do tal). Direktne meritve v višinah se izvajajo z letali in s meteorološkimi baloni. Meritve z **meteorološkimi baloni**, ki jih imenujemo tudi **radiosondažne meritve**, potekajo tako, da se na balon, napolnjen s helijem, priveže lahka merilna sonda za enkratno uporabo (slika 12). Ta vsebuje instrumente, ki merijo vrednosti osnovnih meteoroloških spremenljivk: temperature, zračnega tlaka, vlažnosti in horizontalnega vetra. Med dviganjem sonda ves čas meri in prek brezžične povezave sporoča izmerjene vrednosti sprejemni postaji na tleh. Balon se v približno eni uri dvigne od tal do višine okoli 20 km, kjer



Slika 12: Meteorološka hišica in meteorološki balon z merilno sondo

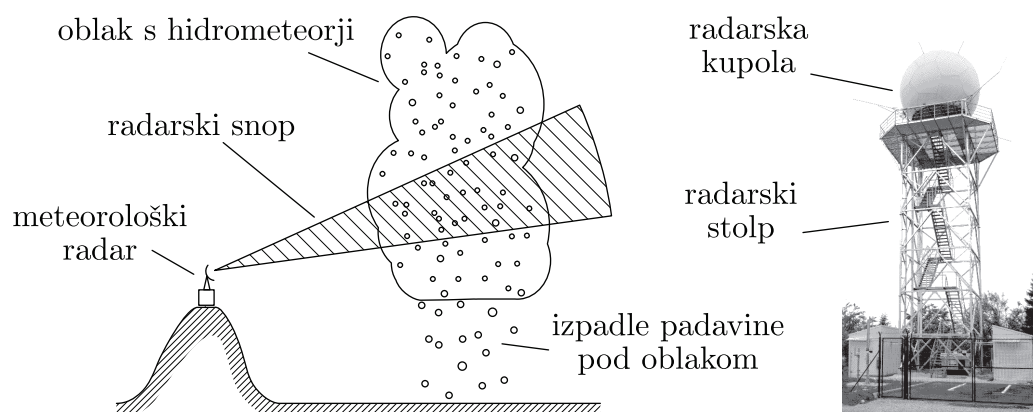


**Slika 13:** Vertikalni potek temperature (polna črta) in temperature rosišča (prekinjena črta) nad Ljubljano, izmerjen z meteorološkim balonom 24. februarja 2010 ob 4. uri zjutraj. Na grafu so prikazane vrednosti od 300 m (nadmorska višina Ljubljane) do 3 km. V plasti med višinama 400 in 600 m se nahaja dvignjena temperaturna inverzija, v kateri temperatura z višino narašča in se skupno poviša za približno 4 °C. V tej plasti sta temperatura in temperatura rosišča skoraj enaki, kar pomeni, da je zrak nasičeno vlažen in zelo verjetno je na tej višini oblačnost.

poči in nato počasi pade na tla. Slika 13 kaže primer radiosondažne meritve s postaje Ljubljana Bežigrad.

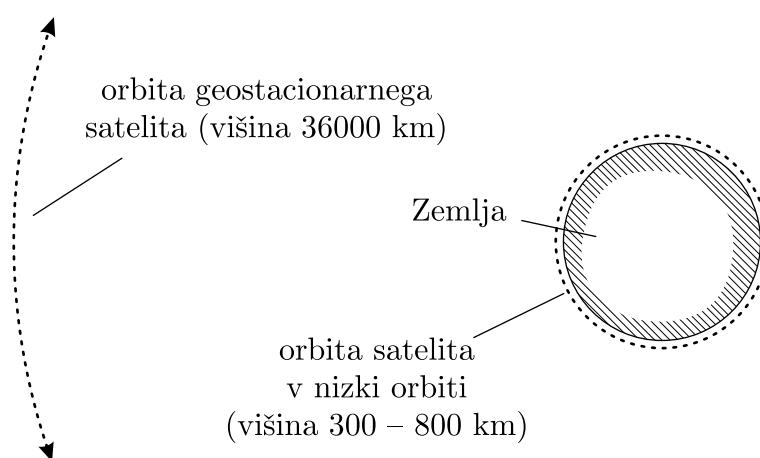
Meteorološke meritve se lahko izvajajo tudi na daljavo. Primer so meritve padavin z **meteorološkim radarjem**. Ta je običajno postavljen na vrhu hriba, da ima čim bolj neoviran pogled v vse smeri. V Sloveniji imamo trenutno postavljena dva radarja, v Posavskem hribovju na Lisci in v Polhograjskem hribovju na Pasji ravni. Meteorološki radar deluje tako, da oddaja kratke pulze elektromagnetnega valovanja v mikrovalovnem delu spektra, ki se v snopu širijo stran od njega (slika 14). Valovanje potuje v smer, kamor je obrnjena radarska antena. Če pot valovanja seka območje s hidrometeorji (npr. v oblaku ali padavinah), se del valovanja od hidrometeorjev odbije nazaj proti radarju, ki odbito sevanje izmeri. Iz dolžine časa med trenutkom oddaje in sprejema valovanja lahko radar oceni razdaljo do oblaka, iz trenutne orientacije antene pa smer, v kateri se oblak nahaja. Čim večje je število hidrometeorjev v oblaku in čim večji so, tem več valovanja se odbije. Tako je mogoče iz meritev jakosti odbitega valovanja, ki pride nazaj do radarja, približno ugotoviti intenziteto padavin v oblaku. Pri delovanju se antena radarja vrti in tako radar premeri ozračje v vseh smereh.

Drug primer meritev na daljavo so meritve z **meteoroloških satelitov**. Glede na orbito kroženja okoli Zemlje jih lahko razdelimo na satelite v nizki orbiti in satelite v geostacionarni orbiti (slika 15). **Sateliti v nizki orbiti** večinoma letijo na višinah med



**Slika 14:** Skica delovanja meteorološkega radarja in fotografija radarja na Pasji ravni. Antena radarja se nahaja na vrhu stolpa pod radarsko kupolo.

300 in 800 km ter obkrožijo Zemljo približno enkrat na uro. Pri kroženju instrumenti na satelitu ves čas pregledujejo ozračje in tla pod sabo. Z različnimi instrumenti je mogoče približno določiti nekatere meteorološke parametre, kot so temperatura, vlažnost, veter in količina aerosola različno globoko pod satelitom oziroma različno visoko v ozračju. Ker so ti sateliti sorazmerno blizu površja, lahko naenkrat vidijo in premerijo sorazmerno majhen del ozračja pod seboj. Drugače je pri **satelitih v geostacionarni orbiti**, ki se običajno nahajajo nad ekvatorjem in letijo približno na višini 36000 km. Ti sateliti obkrožijo Zemljo v natančno enem dnevu, kar pomeni, da krožijo z enako kotno hitrostjo, kot se vrtil Zemlja, zato vidijo vedno enako območje Zemlje. Ker so tako daleč, lahko vidijo skoraj polovico Zemljinega površja, kar je prednost pred sateliti v nizki orbiti. Prednost satelitov v nizki orbiti pa je dejstvo, da lahko precej bolj podrobno premerijo področje pod seboj, saj so precej bližje Zemlji.



**Slika 15:** Primerjava višin orbit geostacionarnih satelitov in satelitov v nizki orbiti

## 9 Sprememba zračnega tlaka z višino

Spreminjanje zračnega tlaka z višino povzroči predvsem gravitacijska privlačnost Zemlje. Zemlja prek sile teže (več o sili teže v 23. poglavju) privlači maso ozračja, kar povzroči, da se zrak v nižjih plasteh stisne pod težo zraka v višinah (slika 16). Tako se v plasti blizu tal povečata gostota zraka in zračni tlak, pri čemer v splošnem velja, da se oba z višino vedno manjšata.

Če zrak miruje ali se giblje pretežno horizontalno, se v ozračju hitro vzpostavi hidrostaticno ravnovesje, pri katerem sta v vertikalni smeri v ravnovesju sila teže in vzgon (ki je gradientna sila v vertikalni smeri – podrobnejši opis sil, ki delujejo na zrak, je v 23. poglavju). V tem primeru lahko ob predpostavki, da se temperatura z višino ne spreminja (atmosfera bi bila tedaj izotermna), spremembo zračnega tlaka z višino opišemo z enačbo

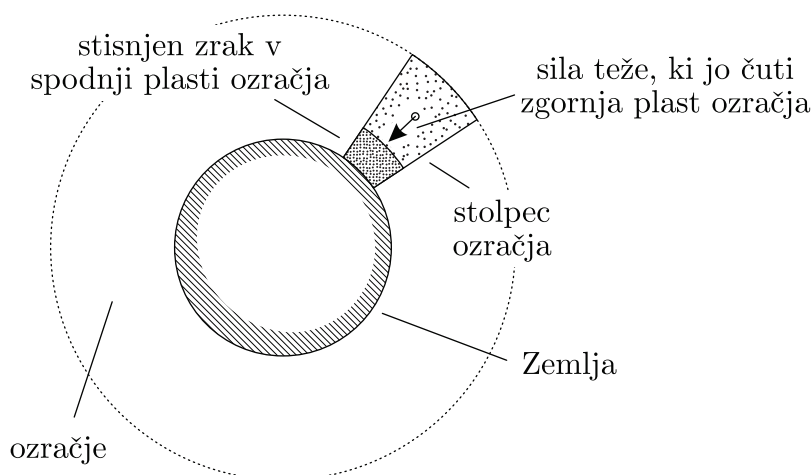
$$p(z) = p(z_0) \cdot e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)}, \quad (9)$$

kjer je  $g = 9,81 \text{ m/s}^2$  težni pospešek Zemlje,  $p(z_0)$  in  $p(z)$  pa sta zračna tlaka na višinah  $z_0$  in  $z$  (izpeljava enačbe 9 je v dodatku A.2). Enačba 9 privzame, da je temperatura v plasti med  $z$  in  $z_0$  povsod enaka  $T$ . Enačba ima obliko eksponentne funkcije, kar pomeni, da se zračni tlak z višino zmanjšuje eksponentno.

Enačbo 9 je mogoče uporabiti tudi za izračun višine, na kateri je določen zračni tlak. V tem primeru je iz enačbe 9 treba izraziti višino  $z$

$$z = z_0 + \frac{RT}{g} \cdot \ln \frac{p(z_0)}{p}. \quad (10)$$

Enačba 9 se uporablja tudi za preračun zračnega tlaka na morski nivo. Preračun se izvaja z namenom, da se vrednosti zračnega tlaka izmerjene na meteoroloških postajah



**Slika 16:** Zemlja prek sile teže privlači maso ozračja, kar povzroči, da se zrak v nižjih plasteh stisne pod težo zraka v višinah. Prikazana debelina ozračja ni realistična in je v resnici veliko manjša od premera Zemlje.

**Naloga 5:** Na postaji v Ratečah (864 m n.m.) izmerijo zračni tlak 920 hPa in temperaturo 5 °C. Določi zračni tlak na vrhu Triglava (2864 m n.m.), če privzamemo, da je atmosfera izotermna. Na kateri višini je zračni tlak enak 800 hPa?

*Rešitev:* Ker se privzame, da je atmosfera izoterma, se za izračun lahko uporabi enačba 9

$$\begin{aligned} p(2864 \text{ m}) &= p(z_0) \cdot e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)} \\ &= 92000 \text{ Pa} \cdot e^{-\frac{9,81 \text{ m/s}^2}{287 \text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 278 \text{ K}}(2864 \text{ m} - 864 \text{ m})} \\ &= 719 \text{ hPa}. \end{aligned}$$

Za izračun višine na kateri je zračni tlak enak 800 hPa, se lahko uporabi enačba 10

$$\begin{aligned} z &= z_0 + \frac{RT}{g} \cdot \ln \frac{p(z_0)}{p} \\ &= 864 \text{ m} + \frac{287 \text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 278 \text{ K}}{9,81 \text{ m/s}^2} \cdot \ln \frac{92000 \text{ Pa}}{80000 \text{ Pa}} \\ &= 2001 \text{ m}. \end{aligned}$$

na različnih višinah lahko medsebojno primerjajo. Brez preračuna bi bil namreč na postajah na višji nadmorski višini vedno izmerjen nižji zračni tlak, ne glede na morebitne spremembe zračnega tlaka v horizontalni smeri. Po izvedenem preračunu so vrednosti na postajah bolj primerljive in mogoče je ugotoviti horizontalne razlike zračnega tlaka ter določiti lokacije in obseg pojavov, kot so cikloni in anticikloni. Pri preračunu se uporabi na postaji izmerjena temperatura.

V resnici temperatura z višino skoraj nikoli ni povsem konstantna, tako da v realnem ozračju zračni tlak upada z višino le približno eksponentno – kar pomeni, da enačbi 9 in 10 veljata le približno. Nekoliko bolj natančen izraz za spremembo zračnega tlaka z višino je moč izpeljati ob predpostavki, da se temperatura z višino spreminja linearno (glej dodatek A.3). Takšen izraz se uporablja za določanje višine v letalskih višinomerih, pri čemer se predpostavi, da se temperatura z višino spreminja tako, kot predpisuje mednarodna standardna atmosfera.

**Naloga 6:** Na postaji v Ljubljani (300 m n.m.) izmerijo zračni tlak 980 hPa in temperaturo  $-7\text{ }^\circ\text{C}$ . Določi, kakšen je v Ljubljani zračni tlak preračunan na nivo morja.

*Rešitev:* Za izračun preračunanega zračnega tlaka uporabimo enačbo 9, kjer upoštevamo na postaji izmerjeno temperaturo.

$$\begin{aligned} p(0\text{ m}) &= p(z_0) \cdot e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)} \\ &= 98000\text{ Pa} \cdot e^{-\frac{9,81\text{ m/s}^2}{287\text{ J/(kg K)} \cdot 266\text{ K}}(0\text{ m}-300\text{ m})} \\ &= 1019\text{ hPa}. \end{aligned}$$

## 10 Termodinamska energijska enačba

Za opis spremembe temperature zraka je treba uporabiti prvi zakon termodinamike. Ta pravi, da je sprememba notranje energije dela zraka posledica dovedene/odvedene toplote in opravljenega dela, ki ga del zraka ob razpenjanju oziroma stiskanju opravi na okoliškem zraku,

$$dW_n = dQ - dA, \quad (11)$$

kjer so  $dW_n$ ,  $dQ$  in  $dA$  majhne spremembe notranje energije, dovedene/odvedene toplote in opravljenega dela. Iz enačbe 11 se lahko izpelje termodinamska energijska enačba (izpeljava je v dodatku A.4), ki opisuje hitrost spremembe temperature zraka v času ob predpostavki, da ne prihaja do faznih sprememb vode

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{m c_p} \frac{dQ}{dt}, \quad (12)$$

kjer je  $c_p = 1004\text{ J/(kg K)}$  specifična toplota zraka pri stalnem tlaku. Člen  $\frac{dT}{dt}$  predstavlja hitrost spreminjanja temperature zraka v času in ima enote K/s (npr.  $-2\text{ K/h}$  pomeni da se zrak ohlaja za  $2\text{ }^\circ\text{C}$  na uro). Na desni strani enačbe sta člena, ki predstavljata mogoča vzroka za spremembo temperature. Prvi je sprememba zračnega tlaka, ki jo povzroči stiskanje ali razpenjanje zraka, zato se spremeni temperatura. Ta člen je tudi odgovoren za spremembo temperature zraka pri dviganju, saj v tem primeru zrak prihaja v območje z vse nižjim zračnim tlakom ( $dp/dt < 0$ ), kar privede do razpenjanja in zato do ohlajanja. Obratno velja, če se zrak spušča (zrak se stiska in segreva).

Drugi člen je povezan s prejemanjem ali oddajanjem toplote iz okolice. Primer tega je vpijanje vpadlega infrardečega ali ultravijoličnega sevanja, pri čemer zrak prejme energijo prestreženega sevanja ( $dQ/dt > 0$ ), kar privede do segrevanja. Obratno se dogaja v primeru, ko zrak več sevanja odda kot ga prejme in se zato ohlaja.

## 11 Sprememba temperature pri dviganju in spuščanju zraka

Kot je že omenjeno v 10. poglavju, se zrak pri dviganju zaradi razpenjanja ohlaja, pri spuščanju pa zaradi stiskanja segreva. Ob predpostavki, da se dviganje oziroma spuščanje dogaja brez izmenjave toplote z okolico (proces se dogaja adiabatno in zato je  $dQ = 0$ ) ter da ne prihaja do faznih sprememb vode, je mogoče iz enačbe 11 izpeljati spremembo temperature zraka z višino, pri čemer dobimo (izpeljava je v dodatku A.5)

$$\frac{dT}{dz} = -\Gamma_a, \quad (13)$$

kjer je  $\Gamma_a = g/c_p \approx 10 \text{ K/km}$ . Pri dviganju se torej zrak ohladi za  $10 \text{ °C}$  za vsak kilometer dviga (za spuščanje velja ravno obratno). Enačba 13 velja le za primer, ko zrak ni nasičeno vlažen, saj ne upošteva energije, ki se sprošča ali porablja ob faznih spremembah vode. Indeks »a« v  $\Gamma_a$  izraža predpostavko, da proces poteka adiabatno (brez izmenjave toplote z okolico).

Pri dviganju/spuščanju zraka se spreminja tudi njegova temperatura rosišča. Tudi ta se znižuje in v nižjih plasteh ozračja približno velja (izpeljava je v dodatku A.6)

$$\frac{dT_d}{dz} \approx -\frac{1}{6}\Gamma_a. \quad (14)$$

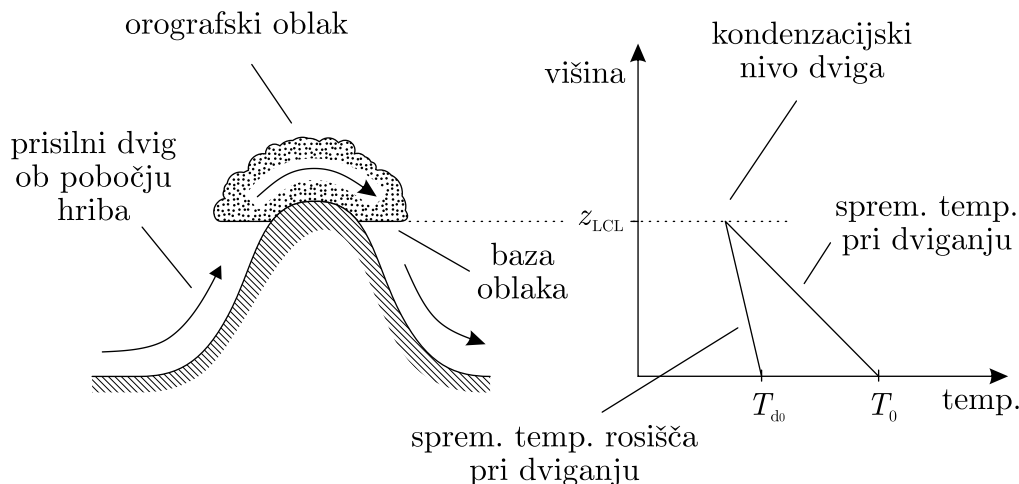
Enačba 14 kaže na to, da temperatura rosišča pri dviganju upada približno šestkrat počasneje, kot upada sama temperatura. Temperaturi sta pred začetkom dviganja lahko različni, vendar bo temperatura pri dovolj dolgotrajnem dviganju vedno »ulovila« temperaturo rosišča in zrak bo postal nasičeno vlažen. Nastali bodo hidrometeorji in oblak – višino, kjer se to zgodi imenujemo **kondenzacijski nivo dviga** (angl. *lifting condensation level* ali LCL). Tako nastane velika večina oblakov. Na višini, kjer je kondenzacijski nivo dviga, je spodnja meja oblaka, ki jo imenujemo tudi **baza oblaka**.

Slika 17 prikazuje nastanek oblaka pri prisilnem dvigu ob pobočju hriba. Takšen oblak imenujemo **orografski oblak** in nastane, ko veter blizu tal piha prečno na gorski greben in se je zrak prisiljen dvigniti prek hriba. Pri dviganju lahko postane nasičeno vlažen in hrib dobi »oblačno kapo«. Na drugi strani se zrak spušča ter segreva in na enaki višini (če iz oblaka ne pade nič padavin) postane nenasičeno vlažen. Takšne oblake pogosto opazimo tudi v Sloveniji. V primerih, ko je zrak v nižjih plasteh bolj suh, malo više pa bolj vlažen, se lahko oblačna kapa pojavi nad vrhom hriba, pri čemer se oblak hriba ne dotika.

Kondenzacijski nivo dviga se lahko preprosto določi z uporabo enačb 13 in 14. Pri tem se privzame, da ima zrak pri tleh pred začetkom dviganja temperaturo  $T_0$  in temperaturo rosišča  $T_{d0}$  (slika 17) ter da upadanje temperature in temperature rosišča lahko opišemo z linearnima funkcijama

$$\begin{aligned} T(z) &= T_0 - \Gamma_a \cdot (z - z_0), \\ T_d(z) &= T_{d0} - \frac{1}{6}\Gamma_a \cdot (z - z_0), \end{aligned} \quad (15)$$





**Slika 17:** Skica nastanka orografskega oblaka. Pred začetkom dviganja ima zrak pri tleh temperaturo  $T_0$  in temperaturo rosišča  $T_{do}$ . Pri dviganju zraka ob pobočju hriba temperatura upada hitreje kot temperatura rosišča. Višino, na kateri se obe temperaturi izenačita in zrak postane nasičeno vlažen, imenujemo kondenzacijski nivo dviga ( $z_{LCL}$ ). Na tej višini je baza oblaka.

kjer sta  $z$  in  $z_0$  končna in začetna nadmorska višina. Višino, na kateri bosta obe temperaturi enaki in ki določa kondenzacijski nivo dviga ( $z_{LCL}$ ), dobimo iz presečišča premic iz enačb 15

$$z_{LCL} = z_0 + \frac{T_0 - T_{do}}{5/6 \cdot \Gamma_a}. \quad (16)$$

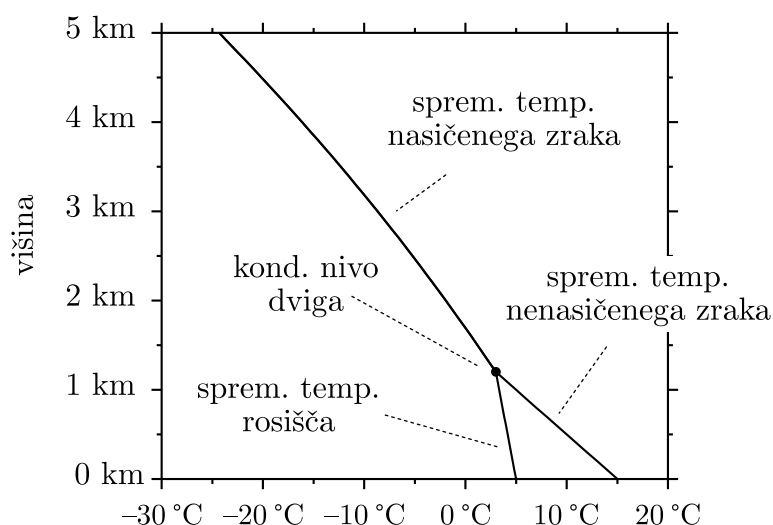
Situacija je nekoliko drugačna, če je zrak nasičeno vlažen, saj je treba upoštevati še energijo, ki se sprošča ali porablja ob faznih spremembah vode. V primeru dviganja nasičeno vlažnega zraka se njegova temperatura pri dviganju prav tako niža, vendar

**Naloga 7:** V Podnanosu (110 m n.m.) izmerijo temperaturo 17 °C in temperaturo rosišča 11 °C. Piha jugozahodnik, pri čemer se zrak iz Podnanosa dvigne preko grebena Nanosa (približno 1100 m n.m.). Ali bo na grebenu Nanosa nastal orografski oblak in na kateri višini bo baza oblaka?

*Rešitev:* Najprej je treba izračunati kondenzacijski nivo dviga iz enačbe 16

$$z_{LCL} = z_0 + \frac{T_0 - T_{do}}{5/6 \cdot \Gamma_a} = 110 \text{ m} + \frac{290 \text{ K} - 284 \text{ K}}{5/6 \cdot 0,01 \text{ K/m}} = 830 \text{ m}.$$

Kondenzacijski nivo dviga je na nadmorski višini 830 m, kar je manj, kot je višina grebena, torej bo orografski oblak nastal. Segal bo od višine 830 m pa vsaj do vrha grebena.



**Slika 18:** Ohlajanje zraka pri dviganju ob predpostavki, da je blizu tal temperatura 15 °C, temperatura rosišča pa 5 °C.

nekoliko počasneje kot v primeru nenasičenega zraka. Vzrok za upočasnjeno ohlajanje je sproščanje toplote pri fazni spremembi iz vodne pare v vodo ali led.

Spremembo temperature z višino v primeru dviganja/spuščanja nasičeno vlažnega zraka zapišemo

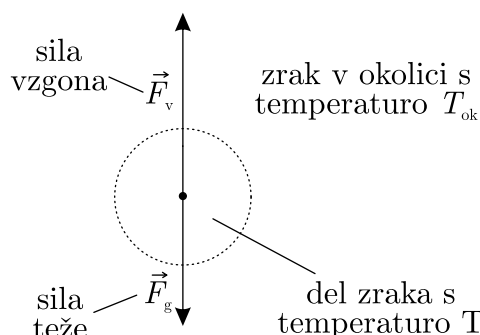
$$\frac{dT}{dz} = -\Gamma_s. \quad (17)$$

Indeks »s« v  $\Gamma_s$  se nanaša na angleško besedo za nasičenje (*saturation*). Vrednost  $\Gamma_s$  je odvisna od trenutne vrednosti zračnega tlaka  $p$  in temperature  $T$  (podrobna izpeljava in razlaga sta v dodatku A.7). To pomeni, da ohlajanje nasičeno vlažnega zraka ob dviganju ne bo konstantno, saj se  $p$  in  $T$  ob dviganju spreminjata.

Ker lahko zelo hladen zrak vsebuje zelo malo vodne pare, je na vrhu troposfere vrednost  $\Gamma_s$  kar približno enaka vrednosti  $\Gamma_a$ . Torej približno velja, da se v zgornji troposferi nasičen in nenasičen zrak ohlajata zelo podobno (v obeh primerih približno 10 K/km). Blizu tal je situacija drugačna in vrednosti  $\Gamma_s$  so približno 5 K/km, kar pomeni, da je ohlajanje nasičenega zraka skoraj polovico manjše kot pri nenasičenem zraku. Slika 18 kaže spremembo temperature pri dviganju zraka od tal do višine 5 km, če je blizu tal temperatura 15 °C, temperatura rosišča pa 5 °C. Do kondenzacijskega nivoja dviga, ki je v tem primeru na višini 1,2 km, se zrak ohlaja za 10 K/km. Od tam naprej je zrak nasičeno vlažen in ohlajanje je manjše, vendar se v višinah vse bolj približuje vrednosti 10 K/km.

## 12 Prosta konvekcija

Prosta ali termična konvekcija je vertikalno dviganje ali spuščanje zraka zaradi razlik v temperaturi. Slika 19 prikazuje situacijo, ko se v okoliškem zraku znajde del zraka z drugačno temperaturo. Na ta del zraka v vertikalni smeri delujeta dve sili; sila vzgona



**Slika 19:** Sile na del zraka, ki ima drugačno temperaturo kot okoliški zrak.

$\vec{F}_v$ , ki kaže navzgor, ter sila teže  $\vec{F}_g$ , ki kaže navzdol. Velikosti sil vzgona in teže lahko zapišemo kot

$$\begin{aligned} F_v &= m_{\text{ok}} \cdot g, \\ F_g &= m \cdot g, \end{aligned} \quad (18)$$

pri čemer je  $m$  masa dela zraka s temperaturo  $T$ ,  $m_{\text{ok}}$  pa masa izpodrinjenega zraka iz okolice s temperaturo  $T_{\text{ok}}$ . Obe masi lahko izrazimo z uporabo plinske enačbe (enačba 1), pri čemer velja

$$\begin{aligned} m_{\text{ok}} &= \frac{pV}{RT_{\text{ok}}}, \\ m &= \frac{pV}{RT}, \end{aligned} \quad (19)$$

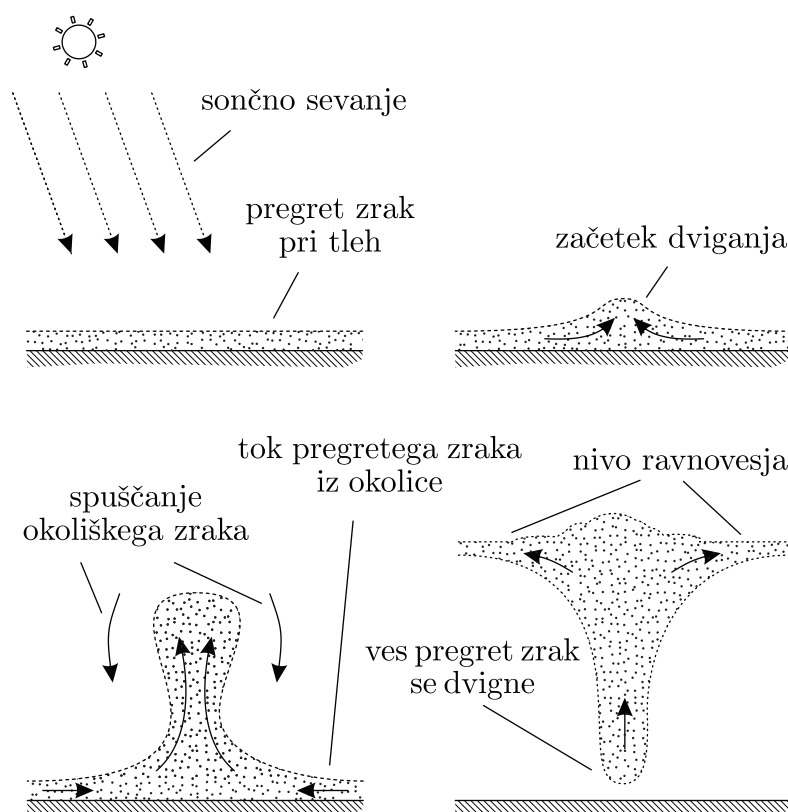
ter

$$\begin{aligned} F_v &= g \cdot \frac{pV}{RT_{\text{ok}}}, \\ F_g &= g \cdot \frac{pV}{RT}. \end{aligned} \quad (20)$$

Če del zraka s temperaturo  $T$  na začetku miruje, se bo začel gibati v tisto smer, kamor kaže vsota obeh sil. Vsota sil v vertikalni smeri je

$$\begin{aligned} F_v - F_g &= g \cdot \frac{pV}{RT_{\text{ok}}} - g \cdot \frac{pV}{RT} = g \cdot \frac{pV}{R} \left( \frac{1}{T_{\text{ok}}} - \frac{1}{T} \right) = \\ &= g \cdot \frac{pV}{R} \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}} \cdot T} \right) = g \cdot \frac{pV}{RT} \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}}} \right) = g \cdot m \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}}} \right). \end{aligned} \quad (21)$$

Če bo  $F_v$  večji od  $F_g$ , se bo del zraka začel dvigati. To se zgodi, če je toplejši od okoliškega zraka ( $T > T_{\text{ok}}$ ). Velja tudi obratno – začel se bo spuščati, če bo hladnejši od okoliškega zraka ( $T < T_{\text{ok}}$ ). Do dviganja oziroma spuščanja pride zaradi tega, ker je toplejši zrak lažji (ima manjšo gostoto), hladnejši pa težji (gostejši).



**Slika 20:** Nastanek in razvoj proste konvekcije ob pregrevanju zraka pri tleh ob jasnem sončnem vremenu.

Prosta konvekcija je zelo pogost pojav. Največkrat se pojavi poleti kot posledica pregrevanja tal ob jasnem sončnem vremenu. Zaradi vpijanja sončnega sevanja se tla čez dan segrejejo in zato se segreje tudi zrak čisto ob tleh (slika 20). Ker je zrak pri tleh ogret, se začne dvigati. Pri dviganju se ohlaja in dviganje traja, dokler je zrak toplejši od okoliškega zraka. Višino, na kateri dvigajoči se zrak postane hladnejši od okoliškega, imenujemo **nivo ravnovesja**. Zrak se lahko dvigne le za nekaj 100 m ali pa tudi čisto do tropopavze (odvisno od tega, kako tople oz. mrzle je zrak v višinah, več o tem v poglavju 15 o konvektivni stabilnosti atmosfere). Če je v višinah dovolj hladno, bo dviganje dovolj dolgotrajno in nastali bodo oblaki in nevihte. V nevihtah se zrak dvigne zelo visoko in vertikalna hitrost lahko doseže velike vrednosti, tudi do nekaj 10 m/s. Prosta konvekcija pri tleh srka pregret zrak tudi iz bližnje okolice in traja, dokler tega zraka ne zmanjka. Ko pregretega zraka zmanjka, se dviganje ustavi in prosta konvekcija zamre. Celoten proces običajno traja od nekaj minut do ene ure, odvisno, kako visoko se zrak dviga in kakšna je količina pregretega zraka.

## 13 Statična stabilnost plasti zraka

Za vsako posamezno plast zraka lahko definiramo statično stabilnost. **Statična stabilnost** je lastnost plasti, ki pove, ali bo del zraka, ki se znotraj plasti malo vertikalno premakne, težil k temu, da se samodejno vrne v izhodiščno lego. Če teži k vrnitvi, je plast stabilna, če pa k nadaljnjemu oddaljevanju od začetne lege, je nestabilna ali labilna, in če ostane na izmaknjeni legi, je nevtralna.

Kakšna bo stabilnost, je odvisno od temperatur izmaknjenega in okoliškega zraka na novi višini. Na primer, če se zrak malo dvigne in bo tam toplejši od okoliškega zraka, potem pride do nadaljnjega dviganja zaradi proste konvekcije ( $T > T_{ok}$ , enačba 21) in plast je nestabilna. Za določitev statične stabilnosti moramo poznati spremembo temperature z višino v okoliškem zraku – to izrazimo s koeficientom  $\gamma$ , ki je definiran kot  $\gamma \equiv -\frac{\partial T_{ok}}{\partial z}$ . Če je  $\gamma$  pozitiven, pomeni, da v okoliškem zraku temperatura z višino upada, in obratno, če je  $\gamma$  negativen (npr. če je  $\gamma = 8$  K/km, je temperatura 1 km višje nižja za 8 °C, medtem ko  $\gamma = -8$  K/km pomeni, da je za 8 °C višja). Vrednost  $\gamma$  se običajno pridobi iz meritev z meteorološkim balonom.

Statična stabilnost se določi s primerjavo vrednosti  $\Gamma_a$  oziroma  $\Gamma_s$  z  $\gamma$ .  $\Gamma_a$  oziroma  $\Gamma_s$  predstavljata ohlajanje zraka pri dviganju ( $\Gamma_a$  za nenasičeno,  $\Gamma_s$  pa za nasičeno vlažen zrak),  $\gamma$  pa spremembo temperature z višino v okoliškem zraku (ki miruje). Definiranih je pet razredov statične stabilnosti:

- Če temperatura v ozračju močno upada z višino in je  $\gamma > \Gamma_a$ , bo dvigajoči se zrak vedno bolj topel od zraka v okolici in prišlo bo do proste konvekcije (situacija z  $\gamma_1$  na sliki 21). V tem primeru je plast **absolutno nestabilna**.
- Če je  $\gamma = \Gamma_a$ , bo ob predpostavki, da zrak ni nasičeno vlažen, dvigajoči se zrak na vsaki višini enako topel kot zrak v okolici. V tem primeru je plast **nenasičeno nevtralna**.
- Če je  $\gamma < \Gamma_a$  in hkrati  $\gamma > \Gamma_s$ , bo dvigajoči se zrak bolj topel od zraka v okolici in prišlo bo do proste konvekcije, vendar le pod pogojem, da bo zrak nasičeno vlažen (situacija z  $\gamma_2$  na sliki 21). V tem primeru je plast **pogojno stabilna**.
- Če je  $\gamma = \Gamma_s$ , bo ob predpostavki, da je zrak nasičeno vlažen, dvigajoči se zrak na vsaki višini enako topel kot zrak v okolici. V tem primeru je plast **nasičeno nevtralna**.
- Če je  $\gamma < \Gamma_s$ , bo dvigajoči se zrak vedno hladnejši kot zrak v okolici (situacija z  $\gamma_3$  na sliki 21). V tem primeru je plast **absolutno stabilna**. Opis nekaterih zelo stabilnih plasti, ki se pogosto pojavljajo v ozračju, je v poglavju 14.

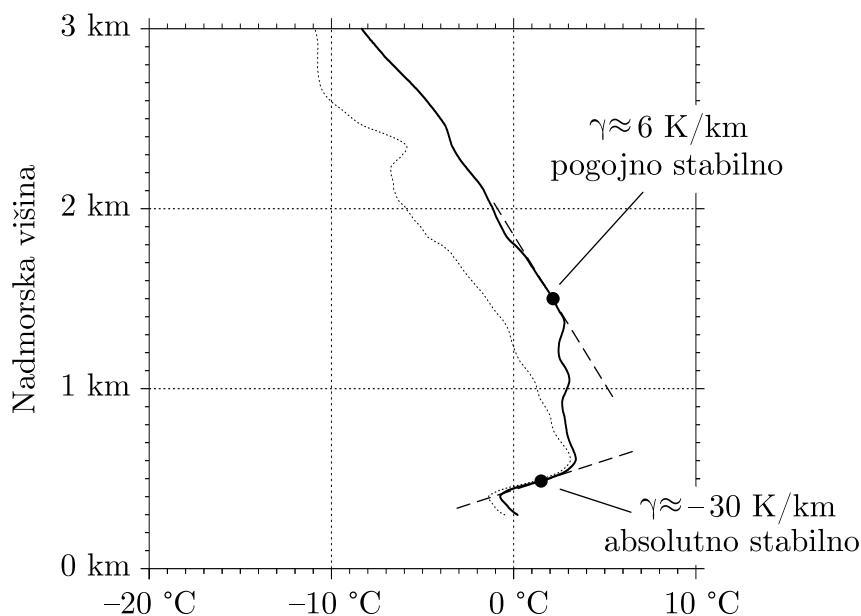
Plasti v atmosferi so večinoma absolutno ali pogojno stabilne. Če že pride do nestabilnosti, se hitro sproži prosta konvekcija, pri čemer se zrak vertikalno premeša, nakar se spet vzpostavi stabilna situacija. V splošnem velja, čim hladneje bo zgoraj oziroma čim topleje bo spodaj, tem večja bo nestabilnost.

**Naloga 8:** Določi statično stabilnost mednarodne standardne atmosfere pri tleh in na višini 11 km. Privzemi, da je vrednost  $\Gamma_s$  pri tleh enaka 4,9 K/km na višini 11 km pa 9,8 K/km.

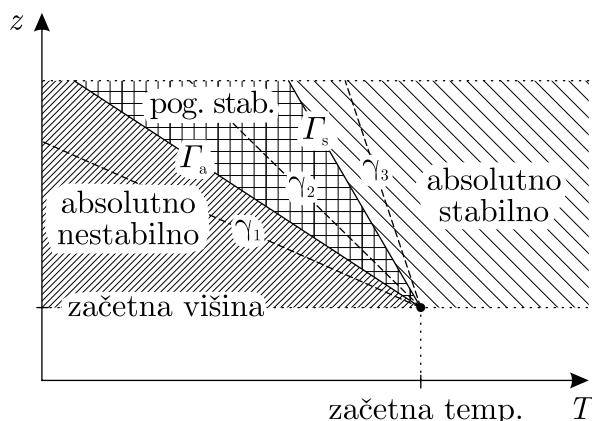
*Rešitev:* Mednarodna standardna atmosfera ima predpisano vrednost spremembe temperature z višino, pri čemer se v troposferi temperatura manjša za  $\gamma = 6,5$  K/km. Primerjava vrednosti  $\Gamma_a$ ,  $\Gamma_s$  in  $\gamma$  pokaže, da je standardna atmosfera pri tleh pogojno stabilna, ker velja  $\Gamma_s < \gamma < \Gamma_a$ . Drugače je na višini 11 km, kjer je  $\Gamma_s$  že skorajda enak  $\Gamma_a$ . Standardna atmosfera je tam absolutno stabilna, ker velja  $\gamma < \Gamma_s$ .

**Naloga 9:** Določi statično stabilnost za situacijo prikazano na sliki 13. Stabilnost določi za plasti na nadmorskih višinah 500 in 1500 m. Pri tem privzemi, da velja  $\Gamma_s = 5$  K/km.

*Rešitev:* Statično stabilnost posamezne plasti najlažje določimo tako, da na ustrezni višini narišemo kratko ravno črto, ki se tam čim bolj prilega poteku temperature z višino, in prek nagiba črte približno določimo vrednost  $\gamma$ . Nato vrednost  $\gamma$  primerjamo z vrednostma  $\Gamma_a$  in  $\Gamma_s$  in tako določimo stabilnostni razred.



Na višini 500 m je plast s temperaturno inverzijo, pri čemer je  $\gamma$  približno  $-30$  K/km, kar pomeni, da je plast absolutno stabilna. Na višini 1500 m je  $\gamma$  približno 6 K/km, kar pomeni, da je plast pogojno stabilna.



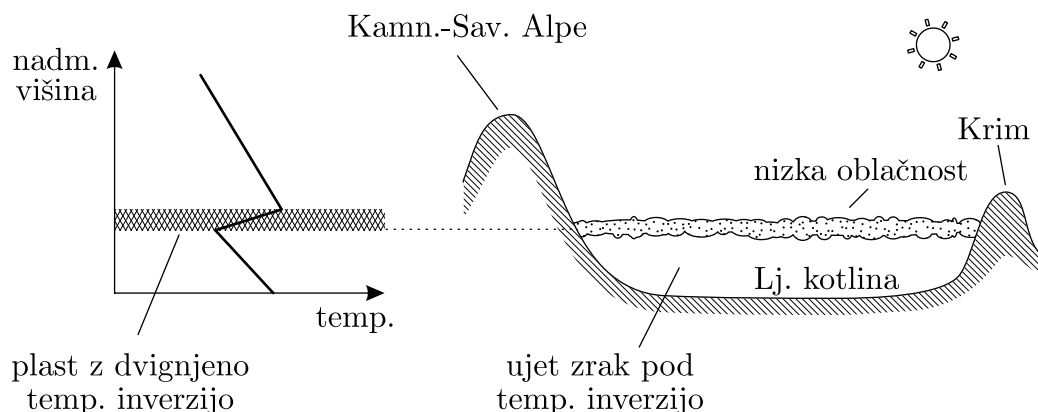
**Slika 21:** Določitev statične stabilnosti plasti zraka. Črti  $\Gamma_a$  in  $\Gamma_s$  prikazujeta ohlajanje zraka pri dviganju z začetne višine v primeru nenasičeno oziroma nasičeno vlažnega zraka. Črte  $\gamma$  in območja okoli njih prikazujejo tri možnosti za spremembo temperature okoliškega zraka z višino v plasti. V prvem primeru velja  $\gamma_1 > \Gamma_a$  in bo plast absolutno nestabilna, v drugem primeru velja  $\gamma_2 < \Gamma_a$  in hkrati  $\gamma_2 > \Gamma_s$  in bo plast pogojno stabilna in v tretjem primeru velja  $\gamma_3 < \Gamma_s$  in bo plast absolutno stabilna.

## 14 Primeri zelo stabilnih plasti

V ozračju lahko obstajajo zelo stabilne plasti. Za te velja, da pogoj  $\gamma < \Gamma_s$  velja zelo močno oziroma je  $\gamma$  veliko manjši od  $\Gamma_s$ . Primer so izotermne plasti, v katerih se temperatura z višino ne spreminja ( $\gamma \approx 0$ ), in plasti s temperaturno inverzijo, v katerih temperatura z višino celo narašča ( $\gamma < 0$ ). V takšnih plasteh so vsakršna vertikalna gibanja močno dušena, saj vertikalno izmaknjen zrak zelo močno teži k temu, da se vrne v izhodiščno lego. Vertikalnih gibanj zato skoraj ni in so mogoča le horizontalna.

Primer zelo stabilne plasti je stratosfera. To je približno 40 km debela plast nad troposfero, v kateri se v spodnjem delu temperatura z višino ne spreminja. Tako velja, da je tam  $\gamma \approx 0$ , kar pomeni, da je  $\gamma$  res veliko manjši od  $\Gamma_s$ . Stratosfera je torej zelo stabilna, in ker je tudi zelo debela, deluje kot nekakšen pokrov nad troposfero ter preprečuje vremenskim pojavom, da bi prodrli v višine. Tako je večina vremenskega dogajanja ujeta v troposferi.

Še bolj stabilne plasti so **temperaturne inverzije**, ki jih imenujemo tudi **temperaturni obrati**. V teh temperatura z višino celo narašča – torej ravno obratno, kot je običajno v troposferi. Zelo pogosta je **talna temperaturna inverzija**, ki običajno nastane popoldne in vztraja čez noč ob jasnem ter mirnem vremenu. Ob jasnem vremenu se tla popoldne začnejo ohlajati, saj moč sončnega sevanja upada, medtem ko tla še naprej nemoteno oddajajo infrardeče sevanje. Če je vreme mirno (brez vetra), se ohladi tudi zrak, ki je v stiku s tlemi. Ta plast je običajno debela nekaj deset metrov in v njej je temperatura pri tleh nekaj stopinj nižja kot pri vrhu. Takšna plast ob jasnem vremenu običajno izgine v nekaj urah po sončnem vzhodu, ko energija sončnega sevanja začne spet segrevati tla. V takšnih razmerah zelo pogosto nastane tudi **rosa**. To so vodne



**Slika 22:** Tipičen potek temperature z višino ob dvignjeni temperaturni inverziji ter s tem povezana običajna vremenska situacija v Ljubljanski kotlini.

kapljice, ki se s kondenzacijo vodne pare iz zraka izločijo na tla ali predmete. Pojavi se, ko je temperatura površine tal ali predmetov nižja od temperature rosišča okoliškega zraka. Čez noč se najbolj ohladijo tla in predmeti blizu tal (npr. trava, nizka drevesa ali avtomobili), zato se rosa najpogosteje pojavlja prav na njih. Če je temperatura pod  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , namesto rose nastaja **slana**. Ta je skupek ledenih kristalov, ki nastanejo z depozicijo vodne pare iz zraka. Če zrak vsebuje dovolj vodne pare, bo v takšni plasti nastala tudi jutranja (radiacijska) megla, ki bo izginila čez dan, ko se bo zrak dovolj segrel (glej 18. poglavje). Na pobočjih začne hladen zrak polzeti po pobočjih navzdol in nastane gorski veter. Če se hladen zrak steka v zaprte kotanje, tam nastaneta jezero hladnega zraka in mrazišče (več o gorskem vetru, jezerih hladnega zraka in mraziščih v 28. poglavju).

V Sloveniji se, predvsem pozimi in jeseni, pogosto pojavi tudi **dvignjena temperaturna inverzija**. V tem primeru je potek temperature z višino podoben kot na sliki 22. V plasti tik nad tlemi temperatura najprej z višino upada, više pa se nahaja plast s temperaturno inverzijo. Spodnja meja plasti z inverzijo je lahko le nekaj 100 m nad tlemi, lahko pa je tudi precej više, porast temperature z višino pa je lahko ob močnih inverzijah tudi več kot  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ker je plast s temperaturno inverzijo zelo stabilna, deluje kot pokrov nad plastjo zraka spodaj. Zrak pod inverzijo je tako ujet, in čeprav imamo v višinah lahko tudi vetrove, je ozračje pod inverzijo mirno. Takšna situacija lahko vztraja tudi več kot teden, kar predstavlja problem zaradi onesnaženja. Namreč, vse onesnaženje, ki se sprošča pri prometu, iz individualnih kurišč in industrije, ostaja ujet in se kopiči v spodnji plasti. To je težava še zlasti pozimi, ko se zaradi ogrevanja stanovanjskih objektov iz individualnih kurišč sprošča precejšnja količina zdravju škodljivih sajastih delcev (na primer delci PM10 in PM2.5). Če je inverzija nizko in če vztraja dovolj dolgo, koncentracija delcev v nekaj dneh preseže dovoljeno maksimalno vrednost, kar slabo vpliva na zdravje. To je še posebej problematično na gosto poseljenih območjih v ozkih dolinah (npr. mesta v Zasavju), kjer je zaradi bližine okoliških hribov razpoložljivi volumen zraka pod inverzijo majhen, zato koncentracije narastejo hitreje kot, denimo, v Ljubljanski kotlini. V območju okoli spodnje meje inverzije (tam kjer je temperatura najnižja) se pogosto pojavi tudi nizka



oblačnost (slika 22). Če je spodnja meja inverzije dovolj nizko, so vrhovi hribov lahko že nad oblačnostjo. Tako lahko imamo v dolinah turobno hladno in oblačno vreme s povišano stopnjo onesnaženja, v hribih pa lepo sončno vreme in lep pogled na nizko oblačnost, ki je od zgoraj videti kot »morje oblakov oziroma megle«.

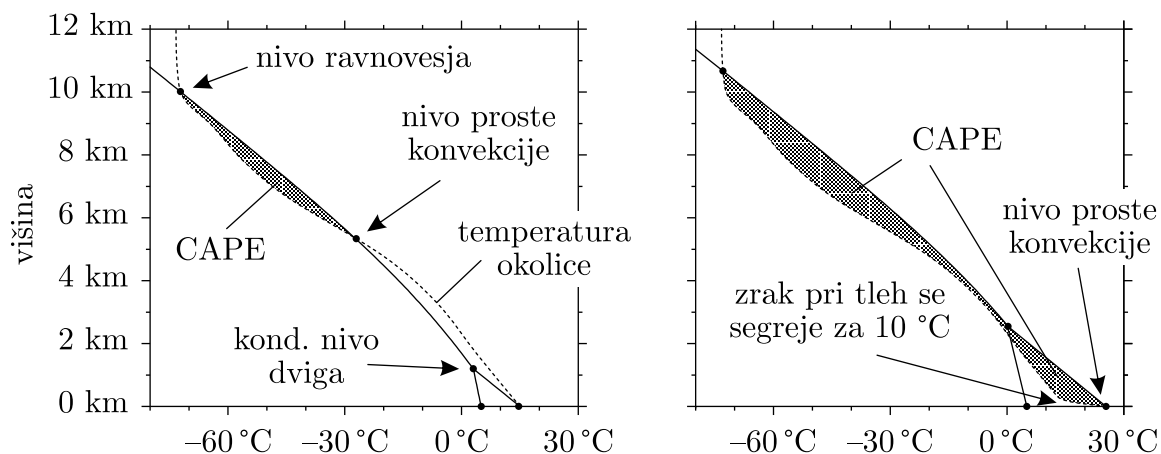
Primer situacije z dvignjeno inverzijo je prikazan na sliki 13. V tem primeru se temperaturna inverzija začne že okoli 100 m nad tlemi in je debela okoli 200 m. V inverziji temperatura naraste za približno 4 °C in tako je na vrhu inverzije 3 °C višja kot pri tleh. V plasti z inverzijo sta temperatura in temperatura rosišča skoraj enaki, kar pomeni, da je zelo verjetno na tej višini oblačnost. Oblačnost se konča na nadmorski višini približno 600 m, torej je vrh Šmarne gore (676 m n.m.) verjetno že nad oblačnostjo.

## 15 Konvektivna stabilnost atmosfere

Statična stabilnost, ki je predstavljena v 13. poglavju, določa stabilnost posameznih plasti ozračja. Običajno pa imamo v troposferi več različnih plasti, ki se nahajajo ena nad drugo in so različno stabilne. **Konvektivna stabilnost atmosfere** kaže stabilnost ozračja (predvsem troposfere) kot celote. V konvektivno zelo nestabilni atmosferi je velika verjetnost, da se zrak (običajno od tal) s prosto konvekcijo dvigne visoko (morebiti tudi čisto do tropopavze). V primeru močnega in dolgotrajnega dviganja nastanejo nevihte. Če je atmosfera konvektivno stabilna, je verjetnost za nastanek neviht majhna.

Za izražanje magnitude konvektivne stabilnosti obstaja nekaj različnih mer. Zelo pogosto se uporablja **razpoložljiva konvektivna potencialna energija**, ki ima angleško kratico **CAPE** (*Convective Available Potential Energy*). CAPE ima enoto J/kg in njena vrednost se običajno določi iz meritev z meteorološkim balonom ali pa iz rezultatov numeričnega modela za napovedovanje vremena (več o modelih v 36. poglavju). Natančna definicija in postopek izračuna vrednosti CAPE sta sorazmerno zapletena in sta podrobneje razložena v dodatku A.8. Na srečo pa je vrednost CAPE mogoče ponazoriti tudi na preprost grafičen način.

Slika 23 levo prikazuje primer, kjer ima zrak pri tleh temperaturo 15 °C in temperaturo rosišča 5 °C. Spremembo temperature zraka, ki bi se začel dvigati od tal, ponazarjajo polne črte, medtem ko črtkana črta predstavlja temperaturo okoliškega zraka na različnih višinah (ta se lahko določi iz meritev z meteorološkim balonom). Do kondenzacijskega nivoja dviga, ki je na višini 1,2 km, bi se zrak ohlajal za 10 K/km. Od tam naprej bi bil nasičeno vlažen in ohlajanje bi bilo počasnejše, vendar bi se v višinah vse bolj približevalo vrednosti 10 K/km. Na začetku bi bila temperatura dvigajočega se zraka nižja od temperature okoliškega in zrak bi se lahko dvigal le prisilno. To pomeni, da bi moral obstajati neki zunanji vzrok za dviganje, na primer, dviganje zraka ob pobočju zaradi narivanja zraka ob hrib. Ob nadaljnjem dviganju bi zrak dosegel **nivo proste konvekcije** na približno 5,3 km. Na tej višini bi postal toplejši od okoliškega zraka. Od tod naprej bi se lahko prosto dvignil vse do nivoja ravnovesja. Ta je na približno 10 km, kjer bi zrak spet postal hladnejši od okoliškega in dviganje bi se ustavilo. Velikost CAPE je sorazmerna velikosti ploščine med črtama temperature dvigajočega se zraka in



**Slika 23:** Sprememba temperature dvigajočega se zraka (polne črte) in temperatura okoliškega zraka na različnih višinah (črtkana črta). Levo je primer s sorazmerno majhno vrednostjo CAPE, desno pa identičen primer, le da se zrak pri tleh segreje za 10 °C in se CAPE zelo poveča. Podrobnosti so opisane v besedilu.

temperature okolice, vendar le tam, kjer je izpolnjen pogoj za prosto konvekcijo. Pogoj za prosto konvekcijo (temperatura dvigajočega se zraka mora biti višja od temperature okolice) je izpolnjen med nivojem proste konvekcije in nivojem ravnovesja.

Na sliki 23 levo je CAPE sorazmerno majhen, poleg tega bi se zrak moral naprej prisilno dvigniti do višine 5,3 km, preden bi prišlo do proste konvekcije. V primeru slike na desni je situacija popolnoma enaka, le da se zrak pri tleh segreje za dodatnih 10 °C. V tem primeru se CAPE precej poveča in nivo proste konvekcije se spusti skoraj do tal. To pomeni, da prisilni dvig ni več potreben, in zrak se lahko samodejno dvigne od tal čisto do tropopavze. Leva in desna slika ponazarjata situacijo, ki je zelo pogosta ob jasnih poletnih dnevih. CAPE je zjutraj ali dopoldne lahko še zelo majhen ali celo enak nič, potem pa se čez dan zaradi sončnega obsevanja tla in zrak blizu tal segrejeta in CAPE naraste. Tako je lahko ozračje dopoldne še mirno, popoldne pa se začnejo prožiti nevihte, ki proti večeru prenehajo. Takšno dogajanje je pogosto tudi v Sloveniji.

Ob dnevih z močnimi nevihtami je v Sloveniji CAPE običajno med 1000 in 2000 J/kg. V ZDA, kjer so nevihte lahko močnejše, pa lahko vrednost CAPE v ekstremnih primerih preseže 5000 J/kg. V splošnem velja, da bo CAPE večji, če bo zrak v spodnjih plasteh toplejši, v zgornjih plasteh pa hladnejši. CAPE bo večji tudi, če bo zrak pri tleh bolj vlažen.

Za mero konvektivne stabilnosti se pogosto uporablja tudi **Showalterjev indeks**. Ta je definiran zelo preprosto kot  $S_{\text{ind}} = (T_{500} - T_{L500})$ .  $T_{500}$  je temperatura zraka na višini, kjer je zračni tlak enak 500 hPa.  $T_{L500}$  pa je temperatura, ki bi jo imel zrak, če bi se iz višine, na kateri je zračni tlak enak 850 hPa, adiabatno dvignil na višino, kjer je enak 500 hPa. Podobno kot CAPE se Showalterjev indeks običajno izračuna iz meritev narejenih z meteorološkim balonom ali pa iz rezultatov numeričnega modela za napovedovanje vremena. Negativna vrednost indeksa (ko je dvignjeni zrak toplejši od

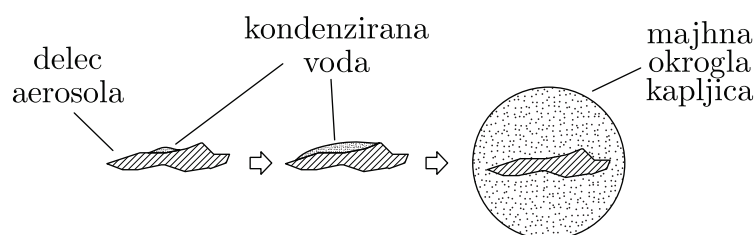
okoljskega) nakazuje možnost razvoja proste konvekcije, pri čemer so vrednosti manjše od  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  običajno povezane z razvojem močne konvekcije.

V splošnem velja da, čim hladneje je zgoraj oziroma čim topleje ali bolj vlažno je spodaj, tem večja je konvektivna nestabilnost. Čim večja je konvektivna nestabilnost tem večja je verjetnost za nastanek neviht in za to, da bo dogajanje v nevihtah bolj intenzivno. Še vseeno pa ni nujno da bo velika konvektivna nestabilnost takoj vodila v nastanek neviht, saj se mora prosta konvekcija najprej sprožiti. Da se prosta konvekcija začne, se mora namreč zrak na neki drug način vsaj malo dvigniti. V Sloveniji, ki je precej hribovita, je to običajno enostavno, saj se zrak lahko prisilno dvigne ob pobočju hribov.

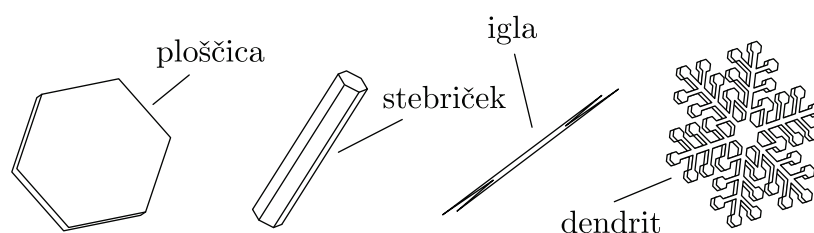
## 16 Nastanek oblakov

Oblaki nastanejo pri dviganju zraka, ko se ta ohladi pod temperaturo rosišča in nastanejo hidrometeorji. V manjši meri oblak lahko nastane tudi iz megle, ko se ta dvigne od tal, vendar pa takšen oblak ne more biti debel.

Hidrometeorji v ozračju vedno nastanejo tako, da se molekule vodne pare začnejo najprej nabirati na delcih aerosola. To so mikroskopsko majhni trdni ali tekoči delci, ki jih ne moremo opaziti s prostim očesom (npr. majhni kristali morske soli, mineralnega prahu, smoga in delci biološkega izvora). Ti delci glede na miren zrak padajo zelo počasi in tako ostanejo v njem zelo dolgo. Njihova koncentracija se sicer precej spreminja, vendar so prisotni povsod v ozračju. Hidrometeorji bi sicer lahko nastali tudi v povsem čistem zraku, v katerem ne bi bilo delcev aerosola, vendar so laboratorijske študije pokazale, da bi morala biti v tem primeru relativna vlažnost zelo velika (približno 600 %). Razlog za to je majhna verjetnost, da bi se nekaj molekul vodne pare po naključju zaletelo, sprijelo in ostalo skupaj dovolj dolgo časa, da bi se ustvaril hidrometeor. Omočljivi (higrofilni) trdni delci aerosola zmanjšajo potrebno relativno vlažnost s tem, da molekulam vodne pare omogočijo, da se oprimejo njihove površine in s tem lažje pridejo v stik z drugimi molekulami vodne pare. Slika 24 prikazuje potek nastanka kapljice na omočljivem trdnem delcu. Nekateri aerosoli pa so iz snovi, ki so topne v vodi. Pri teh se molekule vodne pare ujamejo in shranijo v notranjost delca, kjer količina vode postopoma narašča, dokler ne postane večja od količine snovi aerosola in nastane hidrometeor. Delci aerosola zmanjšajo potrebno relativno vlažnost za nastanek hidrometeorjev na približno 100 %, v nekaterih primerih celo na 80 %. Ker so aerosoli prisotni povsod, se hidrometeorji vedno tvorijo na aerosolih in relativna vlažnost v ozračju nikoli ne zraste veliko čez 100 %.



**Slika 24:** Potek nastanka kapljice na omočljivem trdnem delcu aerosola



**Slika 25:** Primeri nekaterih tipičnih oblik ledenih kristalčkov

Pri temperaturah pod lediščem se lahko na aerosolih izloča podhlajena voda, zaradi česar nastanejo **podhlajene kapljice**. Podhlajena voda je voda v tekoči obliki, ki ima nižjo temperaturo od 0 °C. Kapljice iz podhlajene vode lahko obstajajo pri temperaturah od 0 do –40 °C. Oblaki pri temperaturah do nekaj stopinj pod lediščem so skoraj vedno sestavljeni iz podhlajenih kapljic, pri nižjih temperaturah pa je podhlajenih kapljic vse manj, saj te pogosto že zmrznejo. Razlog za obstoj podhlajenih kapljic je povezan z dogajanjem na molekularni skali in s tem, da je kristalna struktura trdnega delca aerosola pogosto precej drugačna od kristalne strukture ledu.

Podhlajene kapljice predstavljajo problem predvsem za letala, saj ob dotiku hipoma primrznejo na njihov trup. To lahko povzroči povečanje mase in poslabšanje aerodinamične oblike letala. Še posebej so problematične velike podhlajene kapljice, zaradi katerih se na trupu letala v kratkem času nabere razmeroma debela in težka plast ledu, zato se morajo piloti izogibati območjem, kjer bi se lahko nahajale velike podhlajene kapljice. Drug problem, ki ga povzročajo podhlajene kapljice, je žled. Podhlajene kapljice lahko ob stiku s tlemi hipoma primrznejo. Primrznejo lahko tudi na veje dreves ali električne daljnovode, pri čemer lahko ob zadostni masi ledu polomijo veje, podrejo drevesa ali poškodujejo daljnovode. Takšna je bila situacija ob žledolomu februarja 2014, katerega škoda v Sloveniji je bila ocenjena na približno 430 milijonov evrov, od tega približno polovica v gozdovih in na gozdnih cestah.

Oblačne kapljice so zelo majhne in padajo zelo počasi. Tipični radij in hitrost padanja oblačnih kapljic skozi zrak sta 10 μm in 1 cm/s. Ker padajo tako počasi, se zdi, da oblak ohranja svojo obliko in višino oziroma se celo dviga, saj je ob nastanku oblaka hitrost dviganja zraka pogosto večja od hitrosti padanja kapljic. V oblaku je veliko kapljic – nekaj sto jih je v vsakem kubičnem centimetru. Ker je kapljic tako veliko in ker so tako majhne, da jih ne zaznamo s prostim očesom, vidimo oblak kot polprozorno snov, čeprav je v resnici sestavljen iz hidrometeorjev.

Podobno kot kapljice, vendar ob dovolj nizki temperaturi, da ne nastajajo podhlajene kapljice, nastanejo in rastejo tudi **ledeni kristalčki**. Takrat se na delcih aerosola odlaga voda v trdni obliki, pri čemer pa ledeni kristalčki niso okrogli kot kapljice. Vzrok za neokroglo obliko je povezan s kristalno strukturo ledu, v katerem so molekule vode delno urejene v šestkotnike. To se kaže tudi na obliki ledenega delca, ki ima običajno določene heksagonalne elemente. Oblike ledenih kristalov so lahko zelo različne in odvisne od lokalnih razmer na lokaciji, kjer se dogaja rast kristalčka. Slika 25 prikazuje nekaj tipičnih oblik ledenih kristalov.

## 17 Oblike in rodovi oblakov

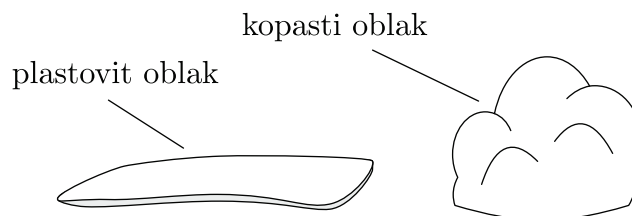
Oblake lahko delimo po obliki. Obstajata dve najpogostejši. Prva je plastovita (latinsko *stratus*) oblika, pri kateri so oblaki sestavljeni iz razmeroma homogene plasti oblačnosti brez izrazitih posameznih delov (slika 26). Njihova horizontalna razsežnost je običajno precej večja od vertikalne. Druga je kopasta (latinsko *cumulus*) oblika, pri kateri imajo oblaki običajno raven spodnji rob, zgornji pa je razgiban v obliki stolpov ali kupol. Pri teh oblakih je vertikalna razsežnost primerljiva ali večja od horizontalne.

Oblaki se delijo tudi po višini, na kateri se nahajajo. V zmernih geografskih širinah so nizki oblaki na višini od 0,1 do 2 km, srednji od 2 do 6 km, visoki pa med 6 in 12 km. Posebej ločimo še vertikalno razsežne oblake, ki so običajno debeli vsaj nekaj kilometrov in imajo običajno spodnji rob na višini nizkih oblakov, zgornjega pa na višini srednjih ali visokih.

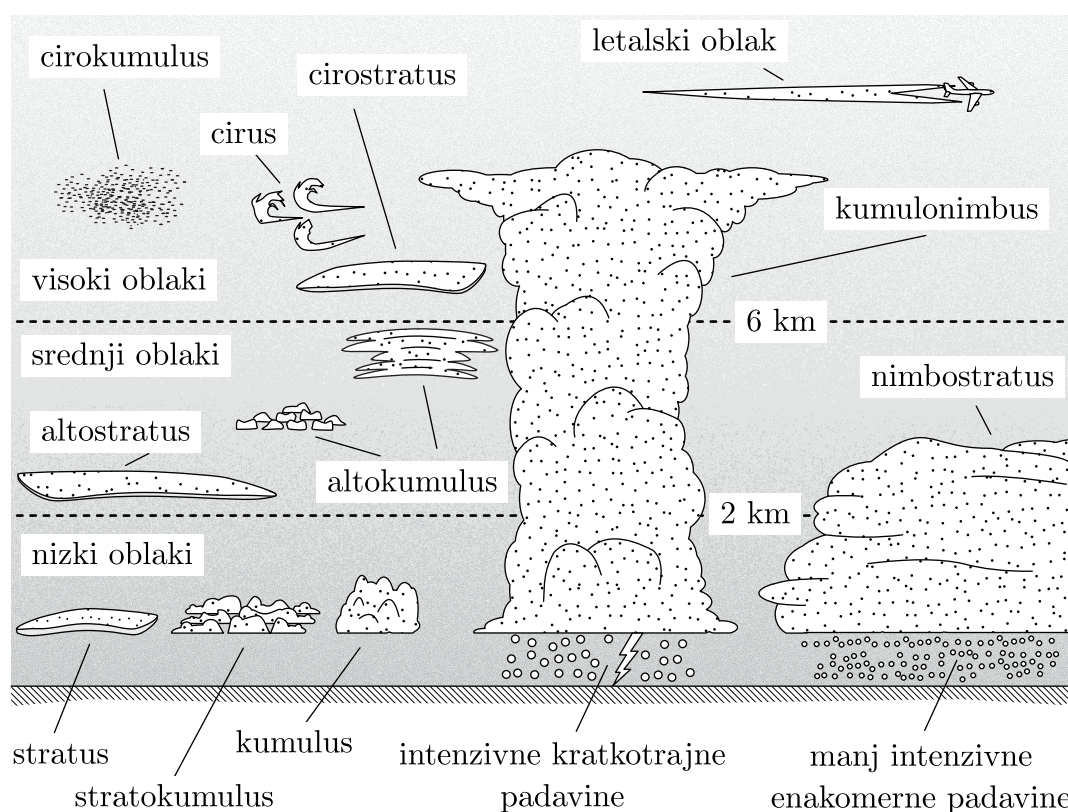
Oblake delimo v glavne rodove, ki so prikazani na sliki 27. Visoki oblaki so sestavljeni iz ledenih delcev in imajo v imenu predpono »cirus«. **Cirostratus** je tanka, sorazmerno homogena, polprozorna oblačna plast brez izrazitih posameznih delov, ki prekriva vse nebo ali njegov del. Če se Sonce nahaja za oblakom, se pogosto opazi halo – optični efekt na ledenih kristalčkih, pri katerem je okoli Sonca viden svetel obroč. **Cirus** je oblak v obliki belih vlaken, ki imajo pogosto raztrgan oziroma razcefran videz. **Cirokumulus** je oblak v obliki tanke polprozorne zaplate ali plasti, ki je sestavljena iz večjega števila manjših delov. Ti so lahko bolj ali manj urejeno razporejeni.

Srednji oblaki imajo v imenu predpono »alto«. **Altostratus** je vlaknasta ali homogena oblačna plast belega ali sivega videza, ki prekriva celotno nebo ali le del in skozi katerega se lahko vsaj približno opazi Sonce, okoli katerega ni haloja. **Altokumulus** je oblak, ki lahko ima precej raznovrstno obliko. V nasprotju z altostratusom ni vlaknast ali homogen, ampak ima bolj izrazito obliko. Lahko je posamezen večji oblak ali pa je sestavljen iz večjega števila manjših delov, ki so lahko bolj ali manj urejeno razporejeni.

Nizki oblaki v imenu nimajo posebne predpone. **Kumulus** je manjši gost oblak kopaste oblike z izrazito mejo. Nastane ob prosti konvekciji in lahko ob močni konvektivni nestabilnosti zelo zraste. Deli oblaka, ki so obsijani s Soncem, so izrazito bele barve, medtem ko je baza oblaka temnejša in ravna. **Stratus** je oblak z izrazitim robom in s sorazmerno homogeno sestavo. Skozi njega se lahko opazi Sonce, vendar ni haloja. **Stratokumulus** je siva ali belkasta oblačna plast, ki pa v primerjavi s stratusom ni



Slika 26: Dve najpogostejši obliki oblakov



**Slika 27:** Skica rodov oblakov. Primeri številnih fotografij posameznih rodov oblakov so na voljo na spletni strani atlasa oblakov svetovne meteorološke organizacije (<https://cloudatlas.wmo.int/home.html>).

homogena, ampak je sestavljena iz jasno razločenih manjših delov, ki se lahko delno prekrivajo ali pa tudi ne in ki so lahko bolj ali manj urejeno razporejeni.

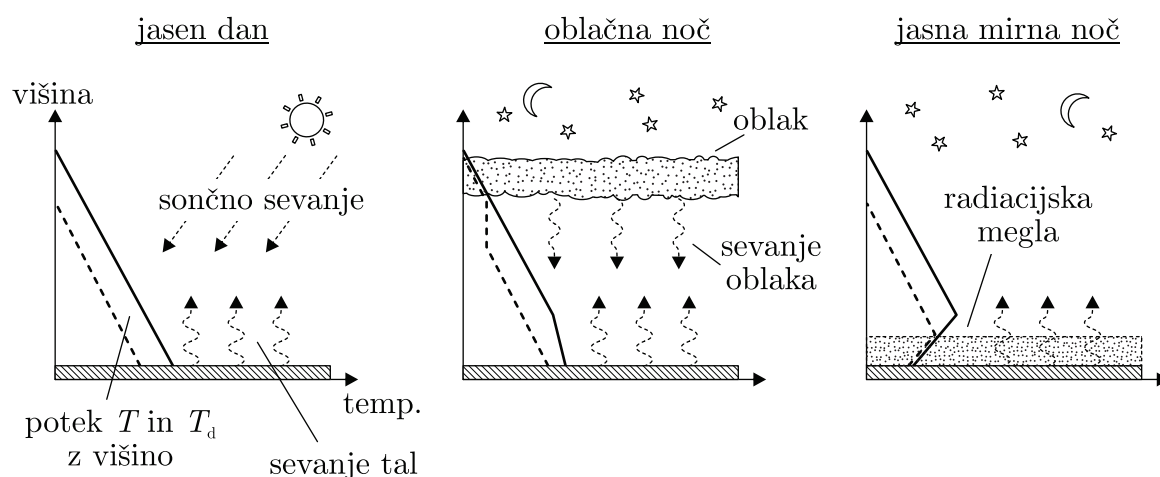
Kumulonimbus in nimbostratus sta toliko debela oblaka, da se iz njiju sproščajo padavine. **Kumulonimbus** je nevihtni oblak, ki zraste iz kumulusa. Nastane ob močni konvektivni nestabilnosti, pri čemer se zrak s prosto konvekcijo dviga zelo visoko. Če se zrak dvigne povsem do tropopavze, dobi oblak na vrhu značilno obliko nakovala. Padavine iz kumulonimbusa so v obliki ploh – so lahko zelo intenzivne (npr. pri nevihtah), a trajajo le kratek čas. Za takšne oblake sta značilna bliskanje in grmenje in iz njih lahko pada tudi toča. **Nimbostratus** je debela oblačna plast, iz katere enakomerno padajo padavine. Od spodaj je videti temne barve in je dovolj debel, da skozi njega ni moč razbrati Sonca. Padavine so manj intenzivne kot pri kumulonimbusu, vendar so bolj enakomerne in trajajo precej dlje. Kumulonimbus in nimbostratus sta edina oblaka, iz katerih lahko padajo srednje ali močno intenzivne padavine. Šibke padavine lahko padajo tudi iz nekaterih drugih oblakov, vendar količina v tem primeru ne more biti velika.

Prav poseben je **letalski oblak** oziroma **kondenzacijska sled** (angl. *condensation trail* ali *contrail*), ki lahko nastane za letali, ko letijo na velikih višinah. Kondenzacijska sled nastane v izpuhu letala zaradi sproščanja vodne pare pri izgorevanju kerozina. Vodna

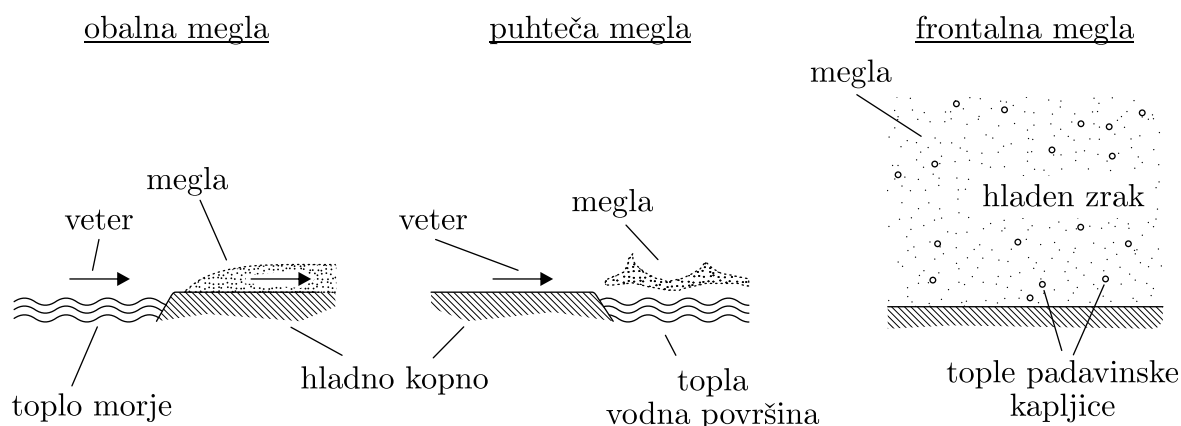
para iz izgorevanja v motorju se združi z vodno paro okoliškega zraka, in če njuna skupna količina preseže nasičenje, bo po ohladitvi izpuha prišlo do kondenzacije in nastanka oblaka. Letalski oblak običajno nastane le na velikih višinah, saj je tam temperatura zelo nizka in je lažje doseči nasičenje. Če je okoliški zrak na višini letala zelo suh, potem do kondenzacije ne pride, saj je vodne pare premalo. Če pa je okoliški zrak že prej skoraj nasičen z vlago, pa dodatna vodna para iz izgorevanja povzroči močno prenasičenje in za letalom nastaja dolga bela oblačna sled, ki lahko obstoji tudi več ur. Če je letal veliko, lahko nebo postane prepredeno s kondenzacijskimi sledmi.

## 18 Megla

Megla je po sestavi podobna oblaku, le da je blizu tal. Glede na nastanek ločimo več vrst megle. **Radiacijska megla** nastane čez noč ob jasnem mirnem vremenu (slika 28 desno). Ob jasni noči se tla precej ohladijo zaradi oddajanja toplote z infrardečim sevanjem. Če je noč mirna (ni vetra), se ohladi tudi zrak, ki je v stiku s tlemi. Tako blizu tal nastane nekaj deset metrov debela plast hladnega zraka (običajno nastane talna temperaturna inverzija). Če se čez noč zrak dovolj ohladi in temperatura upade pod temperaturo rosišča, bo nastala megla. Ta običajno izgine dopoldne, ko sončno sevanje začne segrevati tla in temperatura zraka naraste nad temperaturo rosišča. Radiacijska megla nastane le ob mirnem jasnem vremenu. Če je vreme oblačno, se bodo tla čez noč manj ohladila, saj prejemajo dodatno infrardeče sevanje, ki ga oddajajo oblaki. V primeru vetrovnega vremena pa se hladen zrak pri tleh premeša s toplejšim nekoliko više in ohlajanje ni tako močno. V Sloveniji je takšna vrsta megle zelo pogosta. V kotlinah in kotanjah se efekt ohlajanja poveča, saj se mrzel zrak (ki je težji) steka tudi z okoliških pobočij na dno kotline oziroma kotanje (glej opis pobočnih vetrov in mrazišč v 28. poglavju). V tem primeru je temperaturna inverzija



**Slika 28:** Vertikalni potek temperature (polna črta) in temperature rosišča (prekinjena črta) blizu tal podnevi in ponoči ob oblačnem ter jasnem vremenu. Radiacijska megla nastane ob jasni mirni noči, ko se pojavi talna temperaturna inverzija.



**Slika 29:** Skica nastanka obalne, puhteče in frontalne megle.

debelejša in traja več časa, da se razgradi (potrebno je več energije sončnega sevanja, da se zrak in tla dovolj segrejeta). Tako lahko megla obstane dlje časa – v redkih primerih tudi nekaj dni.

**Adveksijska megla** nastane zaradi vetra, ki premakne zrak nad tla z drugačno temperaturo (slika 29 – več o advekciji v 22. poglavju). Obstaja dva tipa adveksijske megle. *Obalna megla* nastane, ko tople in vlažne zrak veter zanese iznad toplega morja nad hladno kopno (lahko tudi obratno, če je morje hladnejše kot kopno). Zrak se nad hladno podlago ohlaja, in ko temperatura upade pod temperaturo rosišča, nastane megla. *Puhteča megla* nastane v hladnem zraku, ki se nahaja nad toplimi in vlažnimi tlemi, običajno je to jezero ali reka. Iz tople vode je izhlapevanje močno, medtem ko v hladnem zraku prihaja do kondenzacije in videti je, kot da iz gladine vode puhti para.

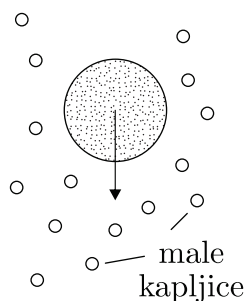
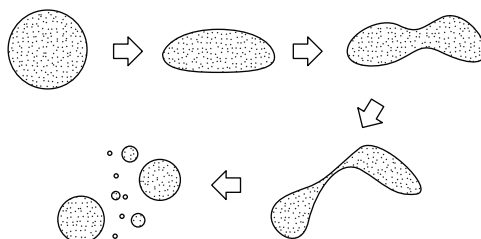
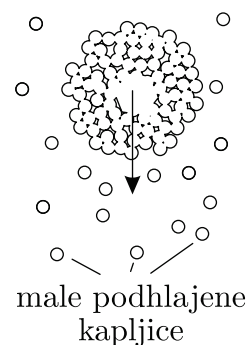
**Frontalna megla** nastane ob dežju, ko tople dežne kaplje padajo skozi hladen zrak (to se pogosto dogaja ob vremenski frontah – več o frontah v 27. poglavju). Podobno kot pri puhteči megli iz toplih kapljic uhađa vodna para in v hladnem zraku se začne kondenzacija, ki povzroči meglo.

**Pobočna megla** je v resnici orografski oblak (slika 17), ki nastane dovolj nizko, da se dotika tal. Nastane ob situaciji, ko veter blizu tal piha proti hribu in se je zrak prisiljen dvigniti ob pobočju. Pri dviganju se ohlaja in lahko postane nasičeno vlažen, kar povzroči kondenzacijo in nastanek megle.

## 19 Padavine

V veliki večini primerov padavine nastanejo ob dovolj dolgotrajnem dviganju, pri čemer morajo hidrometeorji v oblakih dovolj zrasti, da izpadejo iz oblaka. Kot smo omenili v 16. poglavju, so oblačni hidrometeorji majhni in padajo počasi (tipična velikost je približno 10  $\mu\text{m}$ , hitrost padanja skozi zrak pa 1 cm/s). Padavinski hidrometeorji so precej večji in zato padajo veliko hitreje. Na primer, velikost padavinskih kapljic je lahko nekaj milimetrov, pri čemer takšne kapljice padajo skozi zrak s hitrostjo nekaj m/s. Ker padajo tako hitro, lahko izpadejo iz oblaka in padejo na tla.



rast velike kapljicerazpad velike kapljicerast večjega led. delca

**Slika 30:** Rast večje kapljice na račun zlivanja z manjšimi kapljicami, razpad velike kapljice med padanjem in rast večjega ledenega delca na račun primrzovanja podhlajenih kapljic.

Začetna rast hidrometeorjev v oblaku se dogaja zaradi nenehnega presežka vodne pare ob ohlajanju zraka zaradi dviganja. Pri tem se molekule vodne pare odlagajo v hidrometeorje, ki na ta račun rastejo. Toda na ta način oblačni hidrometeorji ne morejo zrasti do velikosti padavinskih delcev. V oblaku se dogaja tudi zlivanje kapljic. Vse kapljice namreč niso popolnoma enako velike. Do tega pride že zato, ker nastanejo na aerosolnih delcih različnih oblik, velikosti in snovi. Ker kapljice niso enako velike, tudi nekoliko različno hitro padajo in kmalu se zgodi, da se dve dotakneta. V tem primeru se zlijeta in nastane nova kapljica, ki vsebuje vso vodo iz začetnih dveh. Takšna kapljica pada še hitreje in pod seboj še hitreje pobira manjše kapljice (slika 30). Kapljica tako v kratkem času zraste do velikosti nekaj mm. Ko zraste do te velikosti, razpade. Kroglasto obliko kapljice namreč vzdržuje sila površinske napetosti, med padanjem kapljice skozi zrak pa se pojavi tudi sila zračnega upora. Zaradi nje se kapljica splošči, kar še dodatno poveča silo upora. Zaradi velike hitrosti padanja se sila upora pri največjih kapljicah poveča do te mere, da se kapljica zelo splošči in nato razleti na več manjših delov (slika 30). Ti še naprej padajo, in dokler se še nahajajo v oblaku, lahko ponovno zrastejo.

Podoben proces poteka v primeru ledenih kristalčkov, le da se ti lahko sprimejo namesto zlijejo. Kristalčka se lahko ob dotiku površin zlepita, če imata oblike z izrastki (npr. dendritasta oblika – slika 25), pa se lahko z izrastki tudi zatakneeta. Ko se sprime več ledenih kristalčkov, nastane večja snežinka. Možnost za sprijetje je večja pri višjih temperaturah in velike snežinke se običajno pojavljajo pri temperaturah blizu ledišča, medtem ko pri nižjih temperaturah običajno padajo manjši ledeni delci.

Za rast ledenih delcev je pomembno tudi primrzovanje podhlajenih kapljic. To se dogaja, ko ledeni delec zanese v območje oblaka, kjer so prisotne majhne podhlajene kapljice. Proces poteka podobno kot pri zlivanju kapljic s to razliko, da podhlajene kapljice primrzujejo na padajoči ledeni delec (slika 30). Ko se majhna podhlajena kapljica dotakne površine ledenega delca, hipoma primrzne. Ker je ledeni delec trden, v nasprotju z kapljico nima omejitve glede velikosti in lahko zraste do precej večjih dimenzij. Tako nastanejo veliki ledeni delci, kot so sodra, babje pšeno in toča.

Ko padavine padejo pod bazo oblaka, lahko začnejo izhlapevati, saj je tam relativna vlažnost običajno manjša od 100 %. V primeru kratkotrajnih padavin se pogosto zgodi, da padavine v celoti izhlapijo ali sublimirajo, preden padejo do tal. V tem primeru se pod oblakom lahko vidijo *virge*, ki so od daleč videti kot »pasovi« oziroma »zavese« padavin, ki izhajajo iz oblaka, a ne segajo povsem do tal.

Padavine lahko razdelimo glede na vrsto hidrometeorjev, ki padajo na tla. V Sloveniji opazovalci na meteoroloških postajah padavine razvrščajo v naslednje razrede:

- **rosenje** – Zelo majhne kapljice, ki dajejo videz, kakor da lebdijo v zraku. Njihov premer je pod 0,5 mm. Take padavine so običajno iz megle ali zelo nizkih oblakov. Njihovo padanje se v luži ne pozna.
- **rosenje, ki zmrzuje** – Rosenje, katerega kapljice zmrzujejo ob stiku s tlemi ali s predmeti na tleh.
- **dež** – Kapljice vode, ki padajo iz oblakov. Te so debele večinoma več kot 0,5 mm.
- **dež, ki zmrzuje** – Dež, katerega kapljice zmrznejo ob stiku s tlemi ali predmeti na tleh in povzročijo poledico.
- **sneg** – Padavine v obliki ledenih delcev, ki so lahko posamezni ledeni kristalčki različnih oblik ali pa kristalčki, združeni v kosme.
- **dež s snegom** – Dež in sneg padata hkrati.
- **zrnat sneg** – To so majhna bela, neprozorna, bolj ali manj ploščata in podolgovata zrna, vsaj v eni smeri tanjša kakor 1 mm. Po zgradbi so podobna snegu. Ko padajo na trdo podlago, ne odskočijo. Padajo v zelo majhnih količinah, nikdar v obliki plohe in iz enakih oblakov kot rosenje.
- **ledene iglice** – Zelo drobni, nerazvejani ledeni kristalčki v obliki ploščic ali paličic. Padajo v majhnih količinah pri jasnem in mirnem vremenu ter pri zelo nizkih temperaturah. Na Soncu se svetlikajo.
- **babje pšeno** – Večja bela, neprozorna zrna s premerom do 5 mm, ki po zgradbi spominjajo na sneg, so pa okrogle ali stožčaste oblike in so sestavljena iz večjega števila majhnih primrznjenih kapljic. Če padejo na trdo podlago, se razletijo. Babje pšeno pada navadno v obliki ploh, skupaj s snegom ali z dežjem, in pri temperaturah pri tleh okoli 0 °C.
- **sodra** – Večja prosojna ali polprozorna ledena zrna, kroglaste ali nepravilne oblike. Njihov premer je do 5 mm. Na trdi podlagi odskočijo in udarec se sliši. Po nastanku so lahko zmrznjene dežne kapljice, staljene snežinke, ki so ponovno zmrznile, ali pa snežni kristali, prevlečeni s tanko ledeno skorjo.
- **toča** – Pada v obliki velikih ledenih kroglic ali koščkov ledu s premerom več kot 5 mm. Zrna so lahko prozorna, polprozorna ali neprozorna. Toča pada navadno pri močnih nevihtah in temperaturi nad 0 °C.

Kot smo omenili, v veliki večini primerov padavine nastanejo ob dovolj dolgotrajnem dviganju, pri čemer morajo hidrometeorji v oblakih dovolj zrasti, da izpadejo iz oblaka. Glede na intenzivnost dviganja delimo padavine na konvektivne in stratiformne.

**Konvektivne padavine** so padavine iz kumulonimbusnih oblakov. V jedru oblaka je območje močnega dviganja, kjer se zrak iz nižjih plasti troposfere precej hitro dviga zelo visoko. Konvektivne padavine padajo v obliki ploh. **Ploha** je kratkotrajna padavina iz konvektivnih oblakov. Za konvektivne padavine je značilno, da trajajo le kratek čas, pri čemer se lahko pojavi tudi grmenje, bliskanje ali celo toča. V Sloveniji so konvektivne padavine zelo pogoste in lahko privedejo do poplav, če se v kratkem času nad nekim območjem zaporedno naredi več kumulonimbusnih oblakov. Takšen primer so bile poplave v Železnikih 18. septembra 2007, ko se je v hribovitem delu zahodne Slovenije sprožilo večje število neviht z izdatnimi padavinami, pri čemer je še posebej veliko padavin padlo v zgornjem delu Selške doline. Zato je narasla predvsem Selška Sora s pritoki, ki je na poti skozi Selško dolino povzročila pravo razdejanje.

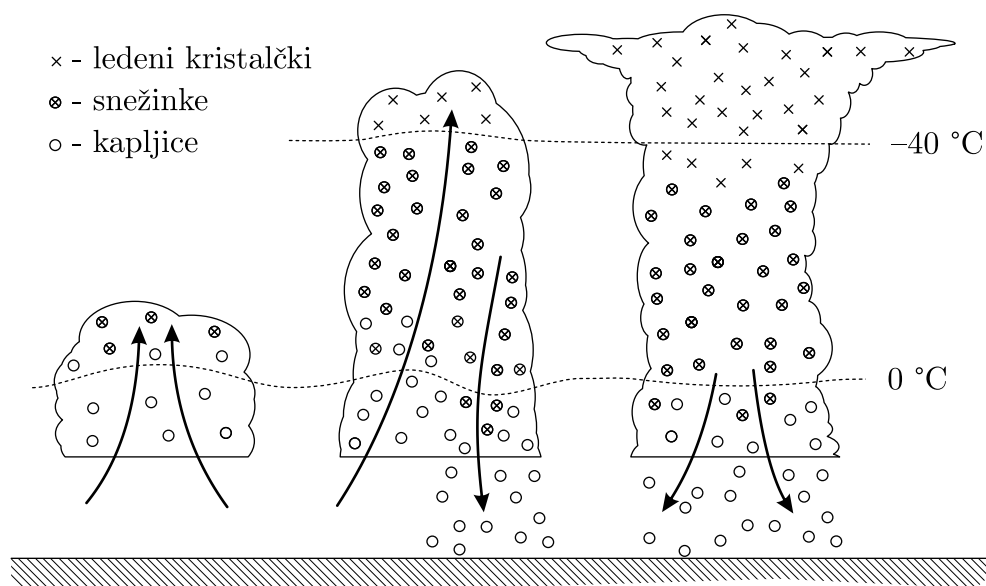
**Stratiformne padavine** so padavine iz nimbostratusnih oblakov. V tem primeru je dviganje počasnejše in krajše kot pri konvektivnih padavinah. Glede na vzrok za dviganje lahko razdelimo stratiformne padavine na dva glavna tipa. Pri **frontalnih padavinah** se zrak dviga ob frontalni ploskvi (več o vremenskih frontah je v 27 poglavju). Nagib frontalne ploskve je razmeroma majhen in dviganje je počasno. **Orografske padavine** pa nastanejo zaradi narivanja zraka ob pobočje hriba, zaradi česar se ta dviga. Lahko se pojavijo neposredno ob orografski pregradi na privetrni strani. Nastanejo tudi, če se zrak dvigne na višjo planoto. Pogost primer v Sloveniji so padavine ob jugozahodnem vetru, ko se razmeroma vlažen zrak z Jadranskega/Sredozemskega morja dvigne prek Alpsko-Dinarske pregrade v notranjost. Ob tem se zrak dvigne le za nekaj sto metrov, vendar je to dovolj, da nastane sorazmerno debela oblačnost, v kateri prek zlivanja ali sprijemanja postopoma nastajajo večji hidrometeorji, ki izpadejo v obliki padavin. V tem primeru padavine niso omejene le na območje dviganja neposredno ob robu planote, ampak lahko segajo daleč naprej vzdolž toka zraka in so lahko prisotne tudi po celotni Sloveniji. Takšne padavine so manj intenzivne kot konvektivne, vendar so bolj enakomerne in trajajo toliko časa, kolikor vztraja vremenska situacija, ki jih povzroča – lahko tudi več dni. Zato se v Sloveniji pojavljajo tudi poplave, ki so posledica dolgotrajnih stratiformnih padavin. Primer so poplave v obdobju od 17. do 21. septembra 2010, ko so Slovenijo, ob prevladujočem jugozahodnem toku zraka, zajele močne in obsežne stratiformne padavine, ki so povzročile močan porast rek in razlivanja vodotokov skoraj povsod po Sloveniji.

Pomembno je poudariti, da konvektivne in stratiformne padavine pogosto padajo tudi hkrati. Na primer, ob vremenskih frontah so pogoste stratiformne padavine, hkrati pa se, zaradi konvektivne nestabilnosti, lahko vmes prožijo tudi posamezne nevihte s konvektivnimi padavinami.

## 20 Nevihte

Nevihte nastanejo ob dovolj veliki konvektivni nestabilnosti, ko se zrak iz nižjih plasti troposfere dvigne zelo visoko. Ob nevihtah nastane konvektivni oblak kumulonimbus, iz katerega padajo kratkotrajne in običajno intenzivne padavine, ki jih spremlja grmenje. Pogosto se zgodi, da dviganje poteka čisto do tropopavze in takrat dobi oblak na vrhu obliko nakovala. V jedru nevihte je območje močnega **vzgornika** (gibanje zraka navzgor), v okolici pa se zrak spušča. V močnih nevihtah je hitrost vzgornika lahko tudi nekaj deset metrov na sekundo. Močen vzgornik je predpogoj za nastanek večjih ledenih delcev, kot je toča. Hitrost padanja večjih ledenih delcev je namreč več kot deset metrov na sekundo. Če je hitrost vzgornika majhna, delci v njem padajo hitreje, kot je hitrost dviganja zraka, in precej hitro izpadejo iz oblaka ter padejo na tla, še preden bi zrasli do večjih razsežnosti. Če pa je vzgornik močan, delci ostanejo v oblaku dlje časa in tako dlje rastejo zaradi primrzovanja podhlajenih kapljic. Ko zrastejo do dovolj velikih dimenzij ali če izpadejo iz območja vzgornika ali če ta oslabi, padejo iz oblaka v obliki padavin.

Najmanj intenzivne so **enocelične nevihte**. Slika 31 prikazuje tri faze enocelične nevihte. V začetni fazi se dviganje začne podobno, kot je prikazano na sliki 20. Ko je v višinah hladno, obenem pa se pri tleh ob sončnem vremenu pregreje dovolj velika količina zraka, se lahko sproži prosta konvekcija z dviganjem do velikih višin. Ta pri tleh srka pregret zrak tudi iz bližnje okolice in traja, dokler tega zraka ne zmanjka. Zaradi dviganja nastane kumulussni oblak, ki začne rasti. V zreli fazi kumulussni oblak sega visoko in že vsebuje tudi velike padavinske delce, ki hitro padajo in na tleh povzročijo intenzivne padavine. Običajno se v oblaku, ena nad drugo, nahajajo različne oblike hidrometeorjev. Najnižje so kapljice, nad višino, na kateri je temperatura enaka ledišču, pa so podhlajene



**Slika 31:** Tri faze razvoja enocelične nevihte, ki sega do tropopavze. Od leve proti desni: začetna faza z manjšim kumulussom, zrela faza z intenzivnimi padavinami in faza odmiranja.

kapljice, snežinke in drugi večji ledeni delci. Čisto na vrhu so manjši ledeni kristalčki. V oblaku se vzpostavita območje intenzivnega dviganja toplejšega zraka ter območje spuščanja hladnejšega zraka, iz katerega izpade večina padavin. Znotraj oblaka ter med oblakom in tlemi se pojavljajo razelektritve v obliki strel, ki povzročijo bliskanje in grmenje. V fazi odmiranja, ko pri tleh zmanjka pregretega zraka, se dviganje preneha, pri čemer vsi dovolj veliki hidrometeorji izpadejo iz oblaka. Celoten proces pri enocelični nevihti običajno traja od pol do ene ure, odvisno, kako visoko se zrak dviga in kakšna je količina pregretega zraka.

Poleg enoceličnih neviht poznamo tudi več- in supercelične nevihte. Te nastajajo, ko se horizontalni veter z višino občutno spreminja (takšno stanje imenujemo vetrovno striženje). Za **večcelične nevihte** je značilen razvoj več zaporednih neviht, pri čemer predhodna nevihta sproži naslednjo. Zaporedne nevihte se pojavljajo tako hitro in blizu ena drugi, da jih je medsebojno težko ločiti, zato celoten sistem imenujemo večcelična nevihta. Ta se običajno premika in traja dlje časa kot enocelična nevihta ter pogosteje proizvede zrna toče. Za nastanek **supercelične nevihte** je prav tako potrebno vetrovno striženje. Zanje je značilno horizontalno kroženje zraka v vzgorniku, ki nastane ob specifičnih pogojih vetrovnega striženja. Supercelične nevihte trajajo dlje časa kot enocelične, lahko tudi več ur, se običajno premikajo in proizvedejo velika zrna toče. Ob njih lahko nastanejo tornadi, ki pa se v ZDA pojavljajo precej bolj pogosto kot v Evropi. Supercelične nevihte se lahko pojavijo tudi v Sloveniji, vendar so sorazmerno redke. Takšna nevihta, iz katere so padala tudi zelo velika zrna toče z velikostjo nad 8 cm, je 8. junija 2018 povzročila pravo razdejanje predvsem na območju občine Črnomelj, kjer je škoda preseгла vrednost 18 milijonov evrov. Poškodovani so bili številni objekti, vozila parkirana na prostem, delno uničene so bile tudi poljščine, sadno drevje in vinogradi.

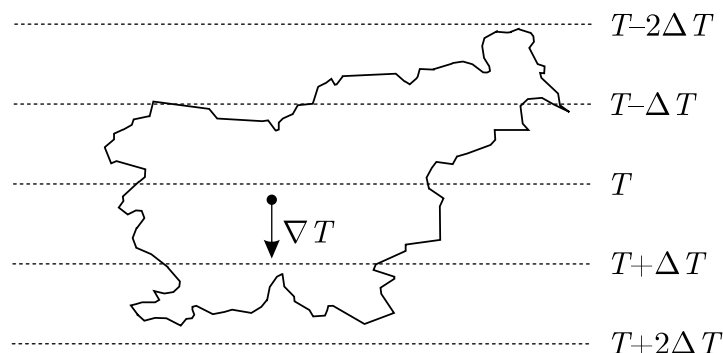
## 21 Skalarna polja, izolacije in gradienti

To poglavje je namenjeno osnovnemu razumevanju matematičnih konceptov skalarne spremenljivke in polja, izolacij ter gradienta. Razumevanje teh konceptov je potrebno za nekatere vsebine v nadaljevanju učbenika. Ker ti niso del matematičnih vsebin v srednji šoli, so obrazloženi tukaj.

Primer **skalarne spremenljivke** je temperatura, ki je hkrati ena izmed osnovnih meteoroloških spremenljivk. Ob nekem času lahko na vsaki lokaciji definiramo natančno eno vrednost temperature. To je tudi splošna lastnost skalarnih spremenljivk – torej da imajo ob nekem času na neki lokaciji definirano le eno vrednost. Večino osnovnih meteoroloških spremenljivk je skalarnih; izjema je npr. veter, ki je tridimenzionalni vektor in je torej definiran s tremi vrednostmi.

Razporeditvi skalarne spremenljivke v nekem prostoru pravimo skalarno polje. Vrednost polja temperature v točki, podani s koordinatami  $x, y, z$  ob času  $t$ , lahko zapišemo kot

$$T = T(x, y, z, t). \quad (22)$$



**Slika 32:** Primer preprostega polja temperature nad Slovenijo, v katerem temperatura enakomerno narašča proti jugu. Prekinjene črte prikazujejo izoterme, vektor označen z  $\nabla T$ , pa smer gradienta temperature sredi Slovenije; v tem primeru ima gradient povsod enako smer in velikost.

Vrednost temperature je tako odvisna od lokacije podane z  $x, y, z$  in od časa  $t$ . Za skalarna polja je mogoče definirati **izolinije**. To so črte, ki povezujejo lokacije z enako vrednostjo spremenljivke ob nekem trenutku. Izolinije različnih spremenljivk imajo različna imena (npr. **izoterme** za temperaturo in **izobare** za zračni tlak). Z izolinijami lahko na preprost način vizualno ponazorimo videz skalarnega polja. Slika 32 prikazuje primer preprostega skalarnega polja temperature nad Slovenijo, v katerem temperatura enakomerno narašča proti jugu.

Za skalarno polje lahko definiramo tudi **gradient**, ki ga označimo z znakom nabra ( $\nabla$ ). Gradient je vektor in je matematično definiran kot parcialni odvod spremenljivke po vseh prostorskih koordinatah. Na primer, gradient temperature je definiran kot

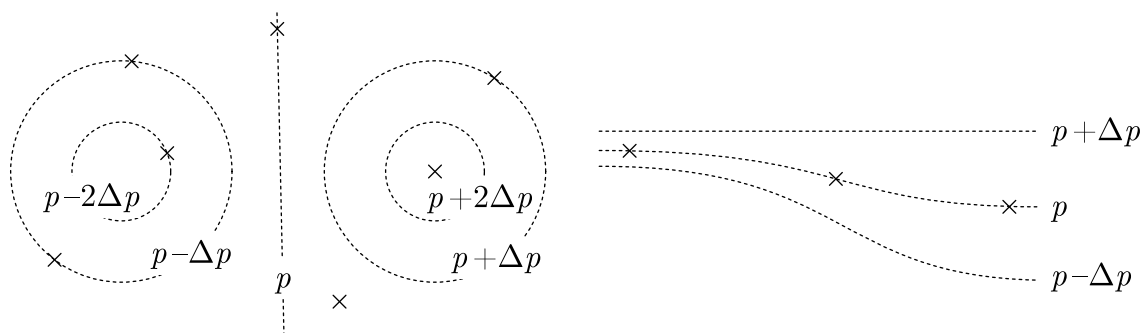
$$\nabla T = \left( \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (23)$$

kjer so  $\frac{\partial T}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial T}{\partial y}$  in  $\frac{\partial T}{\partial z}$  parcialni odvodi temperature po koordinatah  $x, y$  in  $z$ . Matematično je mogoče dokazati (dokaze bomo izpustili), da ima gradient nekaj koristnih lastnosti:

- vektor gradienta vedno kaže v smer največjega naraščanja vrednosti spremenljivke;
- vektor gradienta je vedno pravokoten na izolinije spremenljivke;
- velikost vektorja gradienta je sorazmerna z velikostjo naraščanja vrednosti spremenljivke (v smeri, kamor kaže gradient).

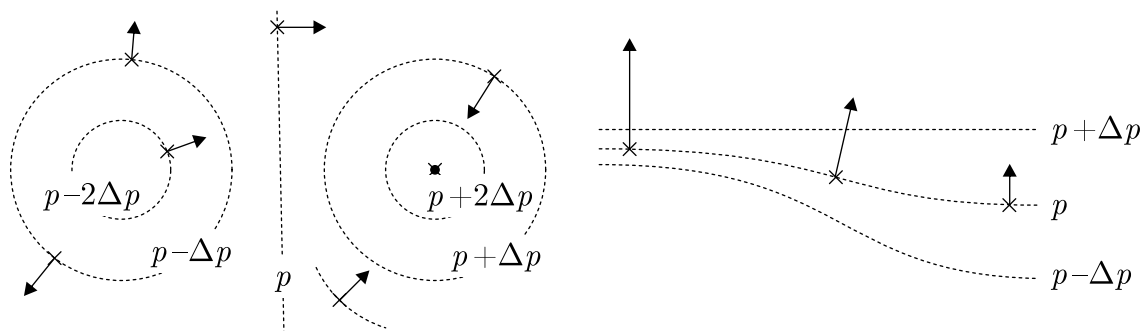
Na sliki 32 je poleg izoterm prikazan tudi vektor gradienta temperature. Ker na sliki temperatura najmočneje narašča proti jugu, tja kaže tudi gradient. Hkrati je pravokoten tudi na izoterme, ki potekajo v smeri vzhod–zahod. V primeru na sliki je gradient povsod nad Slovenijo enak, vendar pri, denimo, vijugastih izotermah to ne drži. Vektor gradienta je lahko na različnih lokacijah različen, spreminja pa se tudi v času. Ker je velikost vektorja gradienta sorazmerna z velikostjo spremembe spremenljivke v prostoru, bo vektor večji, če bodo izolinije bolj skupaj.

**Naloga 10:** Na spodnji skici sta narisani polji zračnega tlaka. Na lokacijah križcev nariši vektorje gradienta zračnega tlaka. Za levo polje označi le smer gradienta, za desno polje pa označi tudi sorazmerno velikost gradienta.



*Rešitev:* Levo polje prikazuje situacijo s ciklonom (zaključeno območje nizkega zračnega tlaka) in z anticiklonom (zaključeno območje visokega zračnega tlaka). Gradient je vedno pravokoten na izolinije spremenljivke, zato so vektorji gradienta vedno pravokotni na izobare in kažejo v smeri naraščanja zračnega tlaka. Poseben primer je lokacija v središču anticiklona, kjer se nahaja lokalni maksimum zračnega tlaka. V tem posebnem primeru je gradient enak nič (vektor ima vse komponente enake 0) – v sliki rešitve je to označeno s piko namesto z vektorjem. Nekoliko poseben primer je tudi križec levo spodaj pod anticiklonom, ki ne leži na nobeni izobari. V tem primeru si lahko pomagamo tako, da najprej narišemo, kako je najverjetneje videti izobara, ki poteka skozi križec, in potem gradient narišemo pravokotno na to izobaro.

Na desnem polju na podoben način določimo smeri gradienta. Hkrati lahko iz razdalj med izobarami približno določimo sorazmerno velikost gradienta na različnih lokacijah. Ker so pri desnem križcu izobare približno trikrat bolj narazene kot pri levem križcu, je vektor gradienta na desnem križcu približno trikrat manjši.



**Naloga 11:** Recimo, da horizontalno polje temperature nad Slovenijo lahko opišemo z enačbo  $T(x, y) = T_0 + a \cdot x + b \cdot y$ , kjer koordinata  $x$  kaže v smer proti vzhodu,  $y$  pa proti severu. V izhodišču koordinatnega sistema ( $x = 0, y = 0$ ) je Ljubljana, pri čemer so  $T_0 = 10 \text{ °C}$ ,  $a = -2 \text{ °C/100 km}$  in  $b = -1 \text{ °C/100 km}$ . Določi vrednost temperature v Ljubljani, Mariboru ( $x = 85 \text{ km}, y = 55 \text{ km}$ ) in Kopru ( $x = -65 \text{ km}, y = -55 \text{ km}$ ). Izračunaj vektor gradienta temperature. Nariši skico Slovenije, na kateri označi smer izoterm in gradienta temperature.

*Rešitev:* Vrednost v Ljubljani in drugih dveh mestih dobimo tako, da vstavimo koordinate v enačbo polja in dobimo  $T_{Lj} = 10 \text{ °C}$ ,  $T_{Mb} = 7,8 \text{ °C}$  in  $T_{Kp} = 11,9 \text{ °C}$ . Vektor gradienta izračunamo po enačbi 23, pri čemer vzamemo samo prvi dve koordinati, saj imamo le horizontalno polje (brez koordinate  $z$ ). Parcialni odvod enačbe polja po  $x$  je povsod enak  $a$ , po  $y$  pa  $b$ . Tako dobimo

$$\nabla T = (\partial T / \partial x, \partial T / \partial y) = (a, b) = (-2 \text{ °C/100 km}, -1 \text{ °C/100 km}).$$

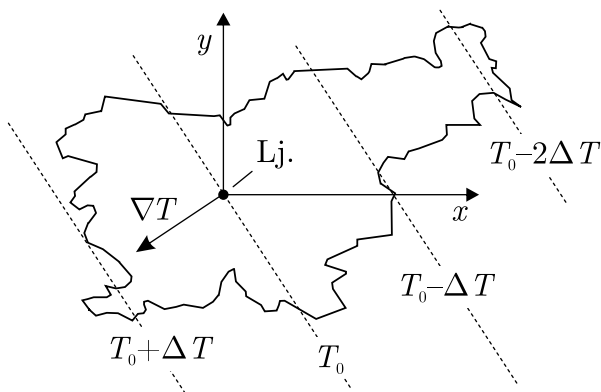
Iz enačbe polja lahko izrazimo tudi enačbo za posamezne izoterme. Na primer, za izotermo s temperaturo  $T_0$  ( $10 \text{ °C}$ ) postavimo  $T_0$  na levo stran enačbe in dobimo

$$T_0 = T_0 + a \cdot x + b \cdot y.$$

Nato izrazimo  $y$  koordinato v odvisnosti od  $x$

$$y = -a/b \cdot x = -\frac{-2 \text{ °C/100 km}}{-1 \text{ °C/100 km}} \cdot x = -2x.$$

To je enačba premice, ki gre skozi izhodišče koordinatnega sistema in ima smerni koeficient  $-2$ . Podobno lahko izračunamo tudi enačbo za izotermo z nekoliko višjo temperaturo  $T_0 + \Delta T$ , pri čemer dobimo  $y = -a/b \cdot x + \Delta T/b$ , kar je enaka premica kot za izotermo  $T_0$ , le da je premaknjena nekoliko proti jugu, ker je  $\Delta T/b$  negativen. Na podlagi teh ugotovitev lahko narišemo skico polja temperature nad Slovenijo, na kateri označimo smer izoterm in gradienta, ki je pravokoten na izoterme.





## 22 Advekcija

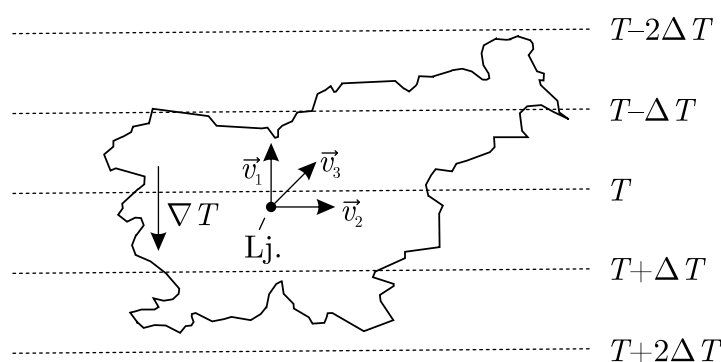
Zamislimo si situacijo, prikazano na sliki 33. Temperatura nad Slovenijo narašča proti jugu in obravnavamo tri mogoče vetrove z enako hitrostjo: južni veter ( $\vec{v}_1$ ), zahodni veter ( $\vec{v}_2$ ) in jugozahodni veter ( $\vec{v}_3$ ). Zanima nas, kakšna je pričakovana sprememba temperature nad Ljubljano. Če piha južni veter, bo nad Ljubljano prinašalo zrak z območja južno od Ljubljane. Tam se nahaja toplejši zrak, kar pomeni, da se bo temperatura nad Ljubljano višala. Če piha zahodnik, bo nad Ljubljano prinašalo zrak z zahoda, ki pa ima enako temperaturo kot trenutni zrak nad Ljubljano. Tako se temperatura v tem primeru ne bo spreminjala. Če piha jugozahodnik, se bo temperatura višala podobno kot v primeru južnega vetra, le da bo rast temperature počasnejša, saj veter ne piha pravokotno na izoterme.

Takšnim spremembam vrednosti meteoroloških spremenljivk, ki jih povzroči veter, ko nad neko lokacijo zanese zrak z drugačnimi lastnostmi, pravimo advektivne spremembe. Pri tem je treba poudariti, da se lastnosti posameznih delov zraka ne spreminjajo. V primeru na sliki 33 se posamezni deli zraka ne segrevajo ali ohlajajo, ker bi, na primer, prejeli ali oddajali neko toploto. Še vseeno pa na neki lokaciji pride do spremembe temperature preprosto zato, ker veter tja zanese zrak z drugačno temperaturo.

Hitrost spremembe temperature na neki lokaciji lahko matematično opišemo z advektivsko enačbo (izpeljava enačbe je v dodatku A.9)

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) = -|\vec{v}| \cdot |\nabla T| \cdot \cos \varphi + \left(\frac{dT}{dt}\right). \quad (24)$$

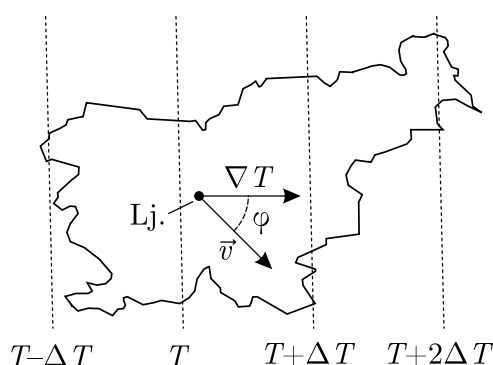
Člen  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)$  predstavlja hitrost spremembe temperature na neki lokaciji, člen  $\left(\frac{dT}{dt}\right)$  pa hitrost spremembe temperature posameznega dela zraka, ki je podana z enačbo 12 (npr. zaradi stiskanja/razpenjanja ali prejemanja/oddajanja energije v obliki sevanja). Člen  $-|\vec{v}| \cdot |\nabla T| \cdot \cos \varphi$  predstavlja efekt advekcije, pri čemer je  $|\vec{v}|$  hitrost vetra,  $|\nabla T|$  velikost gradienta temperature in  $\varphi$  kot med vektorjema vetra in gradienta temperature.



**Slika 33:** Primer temperaturne advekcije nad Slovenijo

**Naloga 12:** Nad Slovenijo temperatura upada od vzhoda proti zahodu za  $2\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ km}$ . Piha severozahodnik s hitrostjo  $10\text{ m/s}$ . Ob  $10.00$  je v Ljubljani temperatura  $10\text{ }^\circ\text{C}$ . Skiciraj temperaturno polje nad Slovenijo, označi smer gradienta temperature in vetra, ter izračunaj kakšna bo temperatura v Ljubljani ob  $13.00$ , če: a) je vreme oblačno in zrak ne prejema ali oddaja energije iz okolice, b) je vreme sončno in se zrak blizu tal segreva zaradi stika s toplimi tlemi za  $1\text{ }^\circ\text{C/h}$ .

*Rešitev:* V opisani situaciji potekajo izoterme v smeri sever-jug, gradient temperature kaže proti vzhodu, vektor vetra pa proti jugovzhodu:



Za izračun temperature uporabimo advekcijsko enačbo (enačba 24). Kot med gradientom temperature in vetrom je  $\varphi = 45^\circ$ . V primeru a) zrak ne prejema ali oddaja energije iz okolice in člen  $(dT/dt)$  je enak nič. Hitrost spreminjanja temperature je tako

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) &= -|\vec{v}| \cdot |\nabla T| \cdot \cos \varphi = -10\text{ m/s} \cdot 2\text{ }^\circ\text{C}/(10^5\text{ m}) \cdot \cos 45^\circ \\ &= -1,41 \cdot 10^{-4}\text{ }^\circ\text{C/s} = -0,51\text{ }^\circ\text{C/h}. \end{aligned}$$

Temperatura se torej niža za malo več kot pol stopinje na uro. Glede na to, da je ob  $10.00$  v Ljubljani  $10\text{ }^\circ\text{C}$ , bo temperatura čez tri ure

$$T_{\text{Lj } 13:00} = T_{\text{Lj } 10:00} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) \cdot \Delta t = 10\text{ }^\circ\text{C} - 0,51\text{ }^\circ\text{C/h} \cdot 3\text{ h} = 8,47\text{ }^\circ\text{C}.$$

V primeru b) se, poleg efekta advekcije, zrak tudi segreva zaradi stika s toplimi tlemi za  $(dT/dt) = 1\text{ }^\circ\text{C/h}$  in hitrost spreminjanja temperature je

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) = -|\vec{v}| \cdot |\nabla T| \cdot \cos \varphi + \left(\frac{dT}{dt}\right) = -0,51\text{ }^\circ\text{C/h} + 1\text{ }^\circ\text{C/h} = 0,49\text{ }^\circ\text{C/h}.$$

V tem primeru bo temperatura v Ljubljani čez tri ure  $11,47\text{ }^\circ\text{C}$ .

## 23 Sile in gibalna enačba

V prejšnjih poglavjih je že bilo nekaj povedanega o vzrokih za premikanje zraka v vertikalni smeri, predvsem kot posledice proste konvekcije, ni pa še bilo nič rečenega o vzrokih za horizontalno gibanje zraka. Nastanek vetra povzročijo razlike v zračnem tlaku, ki primarno nastanejo zaradi temperaturnih razlik med različnimi območji, kar je v največji meri posledica neenakomerne razporeditve energije sončnega sevanja po Zemlji. Na primer, zaradi razlik vpadnega kota sončnega sevanja največ energije sevanja prejema tropski predel, najmanj pa polarni (več o energiji vpadlega sevanja v poglavju 32). Zaradi tega nastane precejšna temperaturna razlika med tropskimi in polarnimi predeli, kar povzroči razliko tudi v zračnem tlaku, pri čemer je ena izmed posledic tudi nastanek vetrov na globalni skali (več o vetrovih na globalni skali v poglavju 35). Da bomo dobro razumeli pojav vetra je najprej treba razumeti in opisati vzroke, ki vplivajo na gibanje vsakega posameznega dela zraka.

Veter je premikanje zraka in za obravnavo gibanja posameznega dela zraka se lahko uporabi drugi Newtonov zakon

$$\sum \vec{F}_i = m \cdot \vec{a}, \quad (25)$$

kjer  $m$  predstavlja maso dela zraka,  $\vec{a}$  njegov pospešek in  $\sum \vec{F}_i$  seštevek vseh sil, ki delujejo na del zraka. Iz zgornje enačbe izpostavimo pospešek in dobimo

$$\vec{a} = \sum \vec{F}_i / m = \sum \vec{f}_i, \quad (26)$$

kjer so  $\vec{f}_i$  specifične sile (sile, deljene z maso dela zraka), ki delujejo na del zraka. Pospešek je definiran kot sprememba hitrosti v času ( $\vec{a} = d\vec{v}/dt$ ), tako da velja

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \sum \vec{f}_i. \quad (27)$$

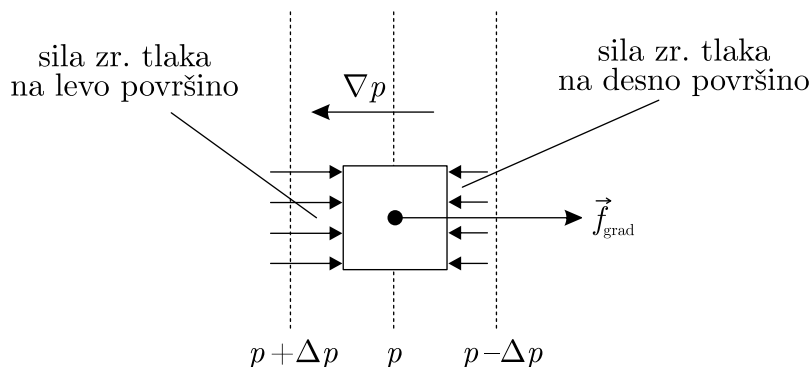
Pri gibanju zraka so pomembne predvsem gradientna sila  $\vec{f}_{\text{grad}}$ , Coriolisova sila  $\vec{f}_{\text{Cor}}$ , sila teže  $\vec{f}_g$  ter sila trenja  $\vec{f}_{\text{tr}}$ . Enačbo 27 lahko torej zapišemo kot

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{f}_{\text{grad}} + \vec{f}_{\text{Cor}} + \vec{f}_g + \vec{f}_{\text{tr}}. \quad (28)$$

Enačba 28 je ena izmed osnovnih meteoroloških enačb in jo imenujemo ***gibalna enačba***, saj opisuje gibanje zraka. V nadaljevanju sledi podrobnejši opis vsake izmed sil, tabela 3 pa vsebuje pregled sil in nekaterih njihovih lastnosti.

Sila	Oznaka	Smer sile	Velikost
gradientna sila	$\vec{f}_{\text{grad}}$	proti nižjemu zračnemu tlaku	$\frac{1}{\rho} \cdot  \nabla p $
Coriolisova sila	$\vec{f}_{\text{Cor}}$	na sev. polobli v desno od vetra, na južni polobli ravno obratno	$f \cdot v$
sila trenja	$\vec{f}_{\text{tr}}$	nazaj	$k_{\text{tr}} \cdot v$
sila teže	$\vec{f}_{\text{g}}$	navzdol	$g$
sistemska centrifugalna sila	$\vec{f}_{\text{cent}}$	navzven iz ovinka	$\frac{v^2}{R_u}$

**Tabela 3:** Seznam specifičnih sil, ki delujejo na zrak, ter nekaterih njihovih lastnosti. Podrobnejši opis sil je v besedilu. Sistemska centrifugalna sila je podrobneje razložena v 24. poglavju pri opisu gradientnega vetra.



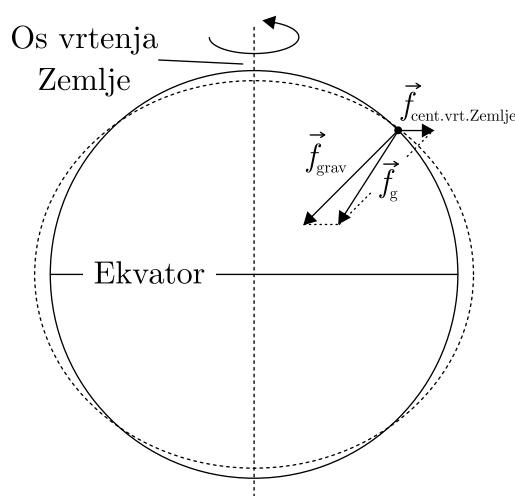
**Slika 34:** Ponazoritev vzrokov nastanka in smeri gradientne sile na del zraka (glej besedilo).

**Gradientna sila** nastane zaradi razlik v polju zračnega tlaka. Sila vedno kaže v smer najhitrejšega upadanja zračnega tlaka, torej v smer, ki je nasprotna smeri gradienta zračnega tlaka. Velikost sile je enaka  $1/\rho \cdot |\nabla p|$ , kjer je  $|\nabla p|$  velikost gradienta zračnega tlaka. Podrobna izpeljava te sile presega obseg tega učbenika, lahko pa nastanek sile pojasnimo s situacijo na sliki 34. Mali kvadrat na sliki predstavlja del zraka. Zračni tlak na sliki narašča v levo in je na levem robu kvadrata večji kot na desnem, torej levi rob dela zraka čuti večjo silo zračnega tlaka kot desni. Neravnovesje sil med levim in desnim robom se kaže kot gradientna sila, ki je usmerjena proti nižjemu zračnemu tlaku.

**Sila teže** na vrteči se Zemlji je seštevek gravitacijske sile  $\vec{f}_{\text{grav}}$  in centrifugalne sile vrtenja Zemlje  $\vec{f}_{\text{cent.vrt.Zemlje}}$ .

$$\vec{f}_{\text{g}} = \vec{f}_{\text{grav}} + \vec{f}_{\text{cent.vrt.Zemlje}} \quad (29)$$

Gravitacijska sila vedno kaže proti središču Zemlje, medtem ko centrifugalna pravokotno na os vrtenja Zemlje (slika 35). Centrifugalna sila je na Zemlji vedno veliko manjša od gravitacijske sile, vendar vseeno povzroči, da sila teže ne kaže povsem proti središču



**Slika 35:** Prikaz smeri sile teže ( $\vec{f}_g$ ) v zmernih geografskih širinah. Sploščenost Zemlje je prikazana z elipso iz prekinjenih črt. Magnituda sploščenosti in velikost centrifugalne sile vrtenja Zemlje sta na sliki povečani in sta v realnosti manjši.

Zemlje (razen na polih in ekvatorju). Zaradi centrifugalne sile je Zemlja tudi nekoliko sploščena in ima namesto kroglaste oblike nekoliko elipsoidno. Efekt sploščenosti ni zelo velik, vendar je vseeno zaznaven – radij Zemlje na ekvatorju je za približno 0,3 % večji kot radij v smeri polov. Iz podobnega razloga je sila teže največja na polih (tam ni centrifugalne sile) in najmanjša na ekvatorju (tam je centrifugalna sila največja in kaže nasprotno od gravitacijske sile), pri čemer sila vedno kaže navpično navzdol proti tlam. Velikost specifične sile teže je enaka težnemu pospešku  $g$ , za katerega bomo privzeli standardno vrednost  $9,81 \text{ m/s}^2$  (kar približno ustreza vrednosti težnega pospeška v zmernih geografskih širinah pri  $45^\circ$ ). Na ekvatorju je vrednost  $g$  manjša, na polih pa večja (poleg tega se  $g$  manjša tudi z nadmorsko višino, kar pa je za ozračje zanemarljivo).

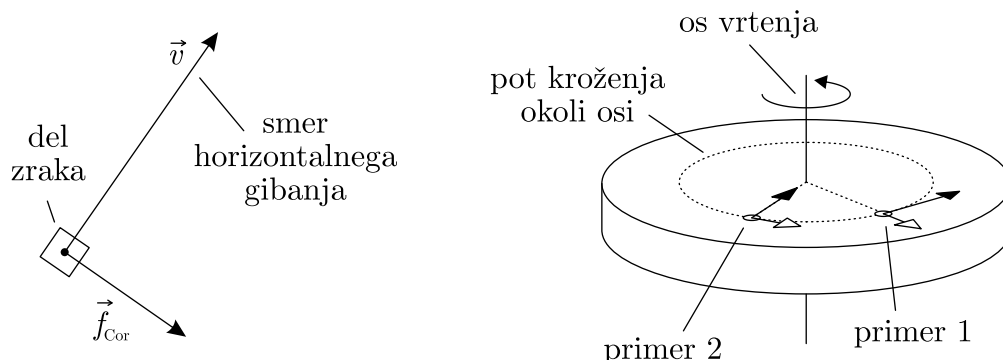
**Coriolisova sila** je sistemska sila, ki nastane zaradi vrtenja Zemlje. Podrobna izpeljava te sile je precej zapletena in je tukaj ne bomo omenjali. Osredotočili se bomo le na horizontalno komponento te sile, ki ima velik vpliv na horizontalne vetrove. Velikost horizontalne komponente sile je  $f \cdot v$ , pri čemer je  $v$  hitrost vetra,  $f$  pa Coriolisov parameter, definiran kot

$$f = 2\omega \sin \varphi, \quad (30)$$

kjer je  $\omega$  kotna hitrost vrtenja Zemlje ( $\omega = 2\pi/24 \text{ h} = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ),  $\varphi$  pa zemljepisna širina. Na severni polobli Coriolisova sila vedno kaže za  $90^\circ$  v desno od smeri gibanja (vetra – slika 36), na južni polobli pa za  $90^\circ$  v levo od smeri gibanja.

Sila je različna od nič le, če se zrak giblje. Na ekvatorju ( $\varphi = 0^\circ$ ) ni Coriolisove sile, saj je tam Coriolisov parameter enak nič. Velikost sile narašča z geografsko širino in je največja na polih.

Nastanek Coriolisove sile lahko približno obrazložimo z nekaj preprostimi primeri gibanja na ploščatem vrtiljaku. Slika 36 prikazuje ploščat vrtiljak in dva primera gibanja na njem. V obeh primerih se vrtiljak vrti, zato vsa telesa na njem krožijo okoli osi



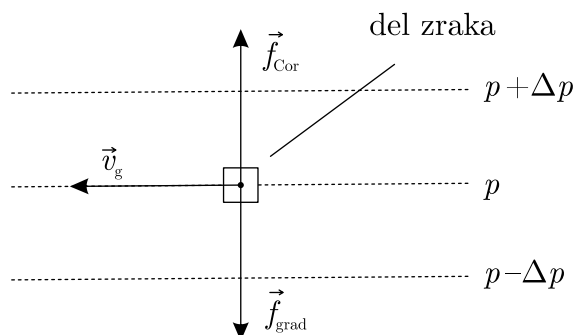
**Slika 36:** Levo: prikaz smeri Coriolisove sile ( $\vec{f}_{Cor}$ ) na severni polobli, ki kaže  $90^\circ$  desno od smeri gibanja. Na južni polobli sila kaže na nasprotno smer ( $90^\circ$  levo od smeri gibanja). Desno: Prikaz nastanka Coriolisove sile na ploščatem vrtiljaku za dva primera gibanja po plošči (za razlago glej opis v besedilu).

vrtenja in čutijo centrifugalno silo (ta na sliki ni prikazana), ki vedno kaže stran od osi vrtenja. V prvem primeru je poleg vrtenja prisotno še dodatno gibanje po plošči v smeri vrtenja (prikazano s polno puščico). Takšno gibanje po plošči poveča obodno hitrost kroženja okoli osi in povzroči navidezno povečanje velikosti systemske centrifugalne sile. Povečanje centrifugalne sile razumemo kot Coriolisovo silo, ki v tem primeru kaže stran od osi vrtenja (prikazano s prazno puščico), torej  $90^\circ$  desno od smeri gibanja po plošči. V drugem primeru je prisotno gibanje proti središču vrtiljaka, kjer je os vrtenja. Telo, ki se tako giblje, prihaja s področja z večjo obodno hitrostjo na področje z manjšo obodno hitrostjo. Ker je tam »prehitro«, ga njegova obodna hitrost zanese v desno. Efekt je podoben, kot da bi se spet pojavila neka navidezna sila, ki telo zanaša v desno (spet  $90^\circ$  desno od smeri gibanja po plošči). Tudi v primeru Zemlje Coriolisova sila nastane na podoben način, le da je Zemlja kroglaste oblike.

**Sila trenja** se pojavi predvsem blizu tal. Ob horizontalnem vetru se v plasti blizu tal ustvarijo turbulentni vrtinci, ki zavirajo gibanje in zmanjšujejo hitrost toka zraka (več o tem v 26. poglavju). Sila trenja vedno kaže nasprotno od smeri gibanja (vetra). V najbolj poenostavljeni obliki lahko velikost sile trenja zapišemo kot  $k_{tr} \cdot v$  pri čemer je  $k_{tr}$  koeficient trenja. Običajno velja, da je  $k_{tr}$  največji čisto pri tleh in z višino upada. Velikost  $k_{tr}$  je precej odvisna tudi statične stabilnosti ozračja ter od hrapavosti tal (npr. za z gozdom poraščena tla bo  $k_{tr}$  večji kot za poraščena s travo).

## 24 Ravnovesni vetrovi v višinah

Vetrovi v ozračju nastanejo kot posledica sil, ki delujejo na posamezne dele zraka. Za razumevanje horizontalnih vetrov, ki prevladujejo v zmernih in visokih geografskih širinah, je koristno vpeljati koncept ravnovesnih vetrov. To so horizontalni vetrovi, ki bi se na neki lokaciji pojavili v primeru, da bi bila tam vsota vseh sil, ki delujejo na posamezne dele zraka, enaka nič. Ker bi bile v tem primeru sile v ravnovesju, takšnim vetrovom pravimo



**Slika 37:** Skica situacije, v kateri piha geostrofski veter na severni polobli.

ravnovesni oziroma stacionarni vetrovi. Čeprav predpostavka o ravnovesju nujno ne drži in so realni vetrovi lahko tudi drugačni, pa ravnovesni vetrovi zelo dobro aproksimirajo vetrove, ki v višinah pihajo v zmernih in visokih geografskih širinah.

Ker predpostavimo, da so vetrovi horizontalni, lahko zanemarimo silo teže, ki ima komponento le v vertikalni smeri in tako ne more direktno vplivati na gibanje zraka v horizontalni smeri. Za zdaj se bomo omejili tudi na primere dovolj visoko nad tlemi, kjer se lahko sila trenja zanemari. Glede na to, katere sile so v ravnovesju, obstaja nekaj različnih vrst ravnovesnih vetrov.

Ravnovesni veter, ki nastane kot posledica ravnovesja gradientne in Coriolisove sile, imenujemo **geostrofski veter**. V tem primeru se enačba 28 poenostavi v

$$\vec{f}_{\text{grad}} + \vec{f}_{\text{Cor}} = 0. \quad (31)$$

Gradientna sila vedno kaže pravokotno na izobare v smer naraščanja zračnega tlaka. Ker je seštevek vseh sil v enačbi 31 enak nič, mora biti Coriolisova sila enako velika in nasprotno usmerjena kot gradientna sila. Ker je Coriolisova sila vedno pravokotna na smer gibanja, mora veter pihati vzdolž izobar. Dodaten pogoj je, da so izobare ravne, saj bi se v primeru zavite poti pojavila še dodatna sistemska centrifugalna sila (več o tej sili v nadaljevanju poglavja pri gradientnem vetru). Slika 37 prikazuje primer takšne situacije na severni polobli. Tam Coriolisova sila kaže v desno od smeri vetra, torej mora veter pihati tako, da ima nižji zračni tlak na levi strani (na južni polobli je ravno obratno). Da je seštevek sil enak nič, morata biti velikosti gradientne in Coriolisove sile enaki:

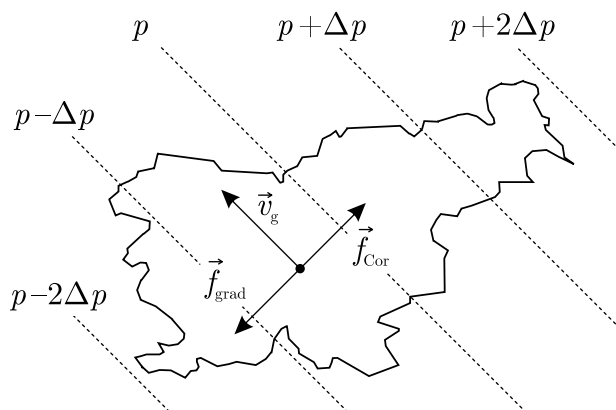
$$\begin{aligned} |\vec{f}_{\text{grad}}| &= |\vec{f}_{\text{Cor}}|, \\ \frac{1}{\rho} |\nabla p| &= f \cdot v_g, \end{aligned} \quad (32)$$

pri čemer  $v_g$  predstavlja hitrost geostrofskega vetra, ki se lahko iz enačb 32 izrazi kot

$$v_g = \frac{1}{\rho \cdot f} |\nabla p|. \quad (33)$$

**Naloga 13:** Nad Slovenijo (zemljepisna širina  $45^\circ$ ) zračni tlak upada v smeri proti jugozahodu za  $2 \text{ hPa}/100 \text{ km}$ . Na višini  $5 \text{ km}$  izmerijo temperaturo  $-20 \text{ }^\circ\text{C}$  in zračni tlak  $500 \text{ hPa}$ . Nariši polje izobar nad Slovenijo, označi sile, ki delujejo na del zraka, in na tej višini določi smer in hitrost geostrofskega vetra.

*Rešitev:* Ker zračni tlak upada v smeri proti jugozahodu, bodo izobare potekale pravokotno na to smer, torej v smeri severozahod–jugovzhod. Gradientna sila kaže proti nižjemu zračnemu tlaku, torej proti jugozahodu. Ker mora veljati ravnovesje sil, mora Coriolisova sila kazati v nasprotno smer – torej proti severovzhodu. Ker se Slovenija nahaja na severni polobli, Coriolisova sila kaže desno od smeri vetra, torej mora veter pihati proti severozahodu.



Hitrost geostrofskega vetra izračunamo po enačbi 33. Preden pa lahko to enačbo uporabimo, je treba izračunati še gostoto zraka in Coriolisov parameter. Zadnjega izračunamo po enačbi 30

$$f = 2\omega \sin \varphi = 2 \cdot 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot \sin 45^\circ = 1,03 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}.$$

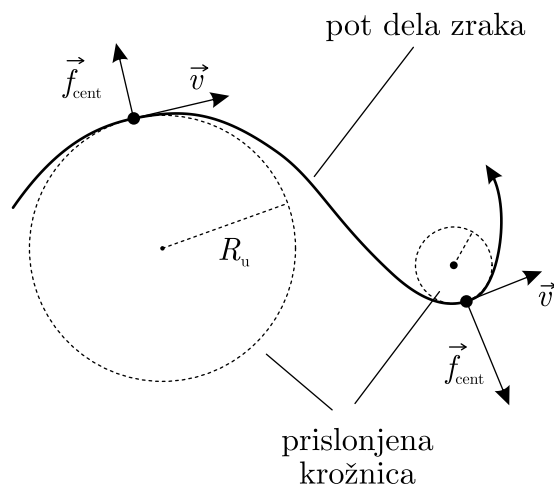
Gostoto zraka izračunamo iz plinske enačbe (enačba 2), iz katere izrazimo gostoto

$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{5 \cdot 10^4 \text{ Pa}}{287 \text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 253 \text{ K}} = 0,69 \text{ kg}/\text{m}^3.$$

Hitrost geostrofskega vetra je

$$v_g = \frac{1}{\rho \cdot f} |\nabla p| = \frac{200 \text{ Pa}/10^5 \text{ m}}{0,69 \text{ kg}/\text{m}^3 \cdot 1,03 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}} = 28,1 \text{ m}/\text{s}.$$



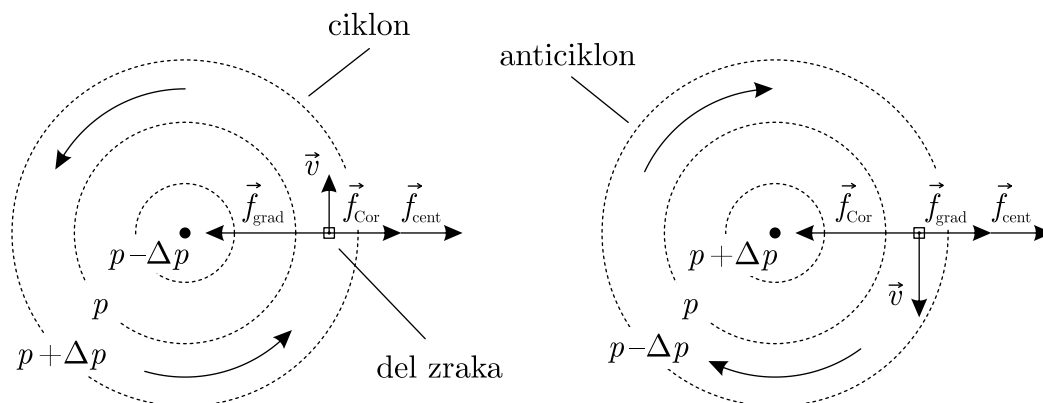


**Slika 38:** Primer zavite poti dela zraka in centrifugalne sile ( $\vec{f}_{cent}$ ), ki nastane ob zavijanju.

Hitrost geostrofskega vetra je torej odvisna od velikosti gradientna zračnega tlaka (čim večji je, tem večja bo hitrost), gostote zraka (čim manjša bo, tem večja bo hitrost) in od zemljepisne širine, ki je zastopana v Coriolisovem parametru. Geostrofski veter ne more obstajati v predelih blizu ekvatorja, saj je tam Coriolisova sila enaka nič. Geostrofski veter tako obstaja le v zmernih in visokih geografskih širinah na območjih, kjer so izobare ravne. Enačba 33 tudi nakaže, zakaj v višinah običajno pihajo močnejši vetrovi kot bliže tlam – gostota zraka v višinah je manjša kot gostota blizu tal. Poleg tega se zaradi nekaterih razlogov, ki jih tukaj ne bomo omenjali, blizu meje med troposfero in stratosfero pogosto pojavijo območja precej velikega gradienta zračnega tlaka. Na teh območjih nastanejo **vetrovni strženi** (angl. *jetstream*), ki so zelo močni, večinoma zahodni vetrovi, katerih hitrost pogosto preseže 200 km/h.

Druga pomembna vrsta ravnovesnega vetra je **gradientni veter**, ki piha vzdolž ukrivljenih izobar. Povsem pravilni izpeljava in obravnava tega vetra sta dokaj zapleteni in ju tukaj ne bomo podrobneje omenjali. Izpeljava zahteva uvedbo naravnega koordinatnega sistema, v katerem se smer koordinat spreminja v času in kraju ter ena izmed koordinat vedno kaže v smeri gibanja, druga pa pravokotno na gibanje, pri čemer je treba gibalno enačbo zapisati v tem koordinatnem sistemu (podrobna izpeljava je na voljo v [2] ali [7]). Ena izmed posledic zapisa gibalne enačbe v naravnem koordinatnem sistemu je nova sistemska centrifugalna sila.

**Sistemska centrifugalna sila** se pojavi le takrat, ko pot dela zraka ni ravna. Slika 38 prikazuje situacijo, ko del zraka najprej zavija v desno, pozneje pa močno v levo. Centrifugalna sila je vedno pravokotna na gibanje (veter) in kaže navzven »iz ovinka« (enako silo čutimo v avtu na cestnem ovinku). Velikost centrifugalne sile je  $v^2/R_u$ , kjer je  $R_u$  radij ukrivljenosti zavijanja. Ta kaže, kako zelo zavita je pot dela zraka, in ga je najlažje ponazoriti s prislonjeno krožnico. Definira se tako, da se v neki točki pot aproksimira s krožnico, da se kar najbolj ujema s potjo v bližini točke (glej sliko 38). Čim manjši je radij prislonjene krožnice, tem bolj je pot zavita in centrifugalna sila večja. V primeru ravne poti je radij prislonjene krožnice neskončno velik in centrifugalne sile ni.



**Slika 39:** Skica izobar in smer kroženja zraka (ukrivljene puščice) v ciklonu in anticiklonu na severni polobli. Prikazani so tudi sile, ki delujejo na del zraka, in njegov vektor hitrosti.

Gradientni veter piha, ko so v ravnovesju gradientna, Coriolisova in centrifugalna sila – vse tri morajo biti tudi različne od nič. Centrifugalna sila je različna od nič le v primeru, ko je pot dela zraka zavita, Coriolisova sila pa je različna od nič le v predelih, ki niso blizu ekvatorja. Tako gradientni veter piha v zmernih in visokih geografskih širinah v primeru, ko so izobare ukrivljene. Podobno kot geostrofski veter tudi gradientni veter vedno piha vzdolž izobar, le da so te ukrivljene. Tipičen primer, v katerem se pojavlja gradientni veter, predstavljata ciklon in anticiklon.

**Ciklon** je zaključeno območje nizkega zračnega tlaka, ki se zelo pogosto pojavlja v zmernih širinah. Izobare v ciklonu imajo bolj ali manj krožno obliko in so zaključene same vase, zračni tlak pa upada proti središču ciklona (slika 39). Horizontalna dimenzija ciklona je od nekaj 100 do nekaj 1000 km. Zračni tlak v središču ciklona je običajno nižji od 990 hPa, pri čemer lahko v zelo izrazitih ciklonih, predvsem na južni polobli, doseže vrednosti tudi pod 950 hPa (nekaj več o vremenskem dogajanju v ciklonu je v poglavjih 25 in 27). Podrobna razlaga vzrokov za nastanek ciklonov in anticiklonov presega obseg tega učbenika. Ne glede na vzroke za nastanek ciklona pa se v njem vzpostavi veter, ki ga lahko precej dobro aproksimiramo z gradientnim vetrom. V ciklonu gradientna sila kaže proti notranjosti ciklona, medtem ko Coriolisova in centrifugalna sila kažeta navzven (slika 39). Ker Coriolisova sila na severni polobli kaže desno od smeri vetra, zrak v ciklonu kroži v nasprotni smeri urinega kazalca (na južni polobli je ravno obratno). Podobno kot v primeru geostrofskega vetra je iz ravnovesja sil mogoče določiti hitrost gradientnega vetra v ciklonu:

$$|\vec{f}_{\text{grad}}| = |\vec{f}_{\text{Cor}}| + |\vec{f}_{\text{cent}}|, \quad (34)$$

$$\frac{1}{\rho} |\nabla p| = f \cdot v + \frac{v^2}{R_u}. \quad (35)$$

Enačba 35 je kvadratna enačba za hitrost, pri čemer je fizikalno smiselna le rešitev s prišteto vrednostjo korena

$$v = \frac{1}{2} \left( -fR_u + \sqrt{f^2R_u^2 + 4R_u|\nabla p|/\rho} \right). \quad (36)$$

Enako kot za geostrofski veter velja (dokaze bomo izpustili), da bo hitrost gradientnega vetra tem večja, čim večji bo gradient zračnega tlaka in čim manjša bo gostota zraka.

Nekoliko drugačna situacija je v **anticiklonu**, ki je zaključeno območje visokega zračnega tlaka. Anticiklon se zelo pogosto pojavlja v zmernih širinah, izobare v anticiklonu imajo bolj ali manj krožno obliko in so zaključene same vase, zračni tlak pa narašča proti središču anticiklona (slika 39). Horizontalna dimenzija anticiklona je običajno večja od dimenzije ciklona (nekaj več o vremenskem dogajanju v anticiklonu je v 25. poglavju). Podobno kot pri ciklonu v anticiklonu pihajo vetrovi, ki jih lahko dobro aproksimiramo z gradientnim vetrom. Gradientna in centrifugalna sila kažeta proti zunanosti anticiklona, medtem ko Coriolisova sila kaže navznoter. Ker Coriolisova sila na severni polobli kaže desno od smeri vetra, kroženje zraka v anticiklonu poteka v smeri urinega kazalca (na južni polobli je ravno obratno). Podobno kot v primeru ciklona je mogoče prek ravnovesja sil določiti hitrost gradientnega vetra v anticiklonu

$$|\vec{f}_{\text{Cor}}| = |\vec{f}_{\text{grad}}| + |\vec{f}_{\text{cent}}|, \quad (37)$$

$$f \cdot v = \frac{1}{\rho} |\nabla p| + \frac{v^2}{R_u}. \quad (38)$$

Enačba 38 je spet kvadratna enačba za hitrost, pri čemer sta obe rešitvi pozitivni, a se v naravi pojavlja le rešitev z odšteto vrednostjo korena

$$v = \frac{1}{2} \left( fR_u - \sqrt{f^2R_u^2 - 4R_u|\nabla p|/\rho} \right). \quad (39)$$

Enako kot za ciklon velja, da bo hitrost tem večja, čim večji bo gradient zračnega tlaka in čim manjša bo gostota zraka. V nasprotju s ciklonom pa mora biti zadoščen še dodaten pogoj, da je v enačbi 39 izraz pod korenem pozitiven. Tako mora veljati

$$f^2R_u^2 - 4R_u|\nabla p|/\rho > 0, \quad (40)$$

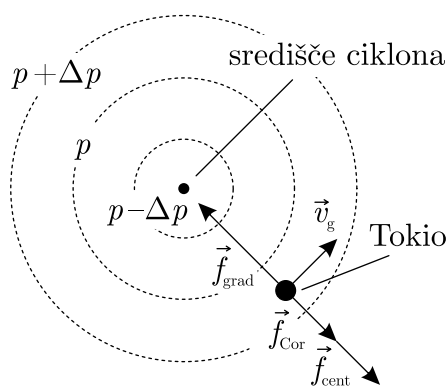
kar se lahko preuredi v

$$|\nabla p| < \frac{f^2R_u\rho}{4}. \quad (41)$$

To pomeni, da gradient zračnega tlaka v anticiklonu ne more biti poljubno velik. Tega pogoja pri ciklonih ni, zato so gradienti zračnega tlaka v anticiklonih manjši, poleg tega pa so zaradi tega anticikloni običajno tudi večjih dimenzij kot cikloni. Ker so gradienti zračnega tlaka manjši, še posebej blizu središča, kjer je  $R_u$  majhen, so običajne hitrosti horizontalnih vetrov v anticiklonih manjše kot v ciklonih.

**Naloga 14:** Nad Japonsko se nahaja okrogel ciklon, v katerem je velikost gradienta zračnega tlaka enaka  $3 \text{ hPa}/200 \text{ km}$ . Središče ciklona se nahaja  $200 \text{ km}$  severozahodno od Tokia. Nad Tokiem (zemljepisna širina  $36^\circ$  severno) na višini  $3 \text{ km}$  izmerijo temperaturo  $0^\circ \text{C}$  in zračni tlak  $700 \text{ hPa}$ . Nariši polje izobar nad Tokiem, označi sile, ki delujejo na del zraka, in na tej višini določi smer ter hitrost gradientnega vetra.

*Rešitev:* Ker se središče ciklona nahaja severozahodno in ker veter v ciklonu na severni polobli piha v smeri, ki je nasprotna urinemu kazalcu, bo nad Tokiem pihal jugozahodnik. Izobare so sicer krožne, vendar nad Tokiem potekajo v smeri jugozahod–severovzhod. Gradientna sila kaže proti središču ciklona, medtem ko Coriolisova in centrifugalna kažeta v nasprotno smer.



Hitrost vetra izračunamo po enačbi 36. Preden pa lahko to enačbo uporabimo, je treba izračunati še gostoto zraka in Coriolisov parameter. Zадnjega izračunamo po enačbi 30

$$f = 2\omega \sin \varphi = 2 \cdot 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot \sin 36^\circ = 8,55 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}.$$

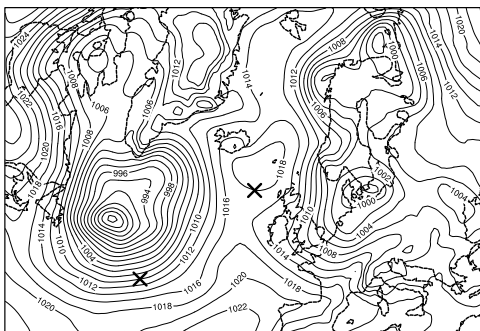
Gostoto zraka izračunamo iz plinske enačbe (enačba 2), iz katere izrazimo gostoto

$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{7 \cdot 10^4 \text{ Pa}}{287 \text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 273 \text{ K}} = 0,89 \text{ kg}/\text{m}^3.$$

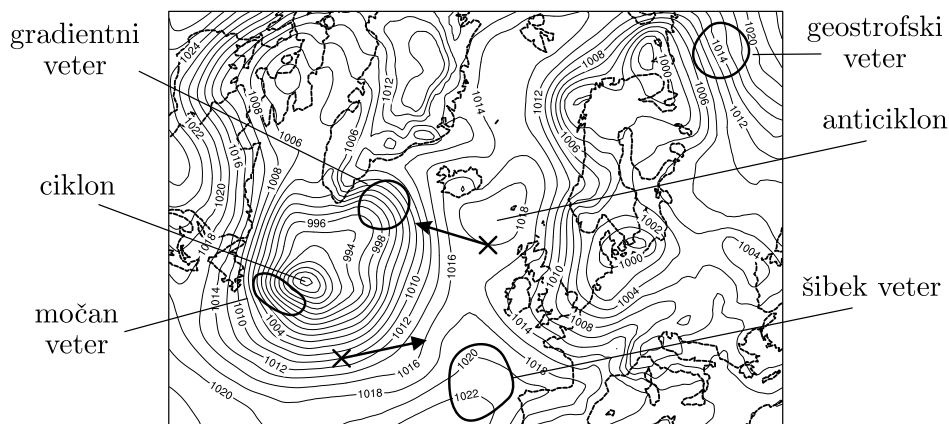
Ker je ciklon okrogle oblike, je radij ukrivljenosti kar enak oddaljenosti od središča ciklona ( $R_u = 200 \text{ km}$ ) in hitrost vetra je

$$v = \frac{1}{2} \left( -fR_u + \sqrt{f^2R_u^2 + 4R_u|\nabla p|/\rho} \right) = \frac{1}{2} \left( -8,55 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot 2 \cdot 10^5 \text{ m} + \sqrt{(8,55 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1})^2 \cdot (2 \cdot 10^5 \text{ m})^2 + \frac{4 \cdot 2 \cdot 10^5 \text{ m} \cdot 300 \text{ Pa}/(2 \cdot 10^5 \text{ m})}{0,89 \text{ kg}/\text{m}^3}} \right) = 11,7 \text{ m}/\text{s}.$$

**Naloga 15:** Na spodnji sliki je prikazan zračni tlak na nivoju morja nad severnim Atlantikom in Evropo. Izobare, označene v enotah hPa, so narisane na vsake 2 hPa. Na sliki označi en primer ciklona in anticiklona. Na dveh lokacijah, ki sta označeni s križci, označi smer vetra, ki bi pihal, če zanemarimo silo trenja. Na sliki označi tudi primer območij, na katerih piha geostrofski oz. gradientni veter. Označi tudi primer območja, na katerem pihajo močni oz. šibki vetrovi.



*Rešitev:* Skica z rešitvami je prikazana spodaj. Ciklon je zaključeno območje nizkega zračnega tlaka. Na sliki je prisotnih več ciklonov, najizrazitejši pa se nahaja nad Atlantikom vzhodno od Nove Fundlandije. V sredini tega ciklona je zračni tlak nekoliko nižji kot 985 hPa. Anticiklon je zaključeno območje visokega zračnega tlaka. Na sliki je prisotnih več anticiklonov – eden se nahaja med Veliko Britanijo in Islandijo, pri čemer v sredini anticiklona zračni tlak preseže 1018 hPa. Smer vetra na lokacijah, označenih s križci, je prikazana z odebeljenimi puščicami. Če zanemarimo silo trenja, ravnovesni vetrovi vedno pihajo vzdolž izobar, pri čemer zrak kroži v ciklonu v nasprotni smeri urinega kazalca, medtem ko za anticiklon velja ravno obratno (to velja za severno poloblo). Geostrofski vetrovi pihajo tam, kjer so izobare ravne. Primer takšnega območja je del Rusije v zgornjem desnem kotu. Gradientni vetrovi pihajo tam, kjer so izobare ukrivljene. Primer območja z močno ukrivljenimi izobarami je na severovzhodnem predelu prej omenjenega ciklona. Močnejši vetrovi so tam, kjer je gradient zračnega tlaka največji, kar sovpada z območji, kjer so izobare najbolj skupaj. Na sliki so izobare najbolj skupaj v jugozahodnem delu prej omenjenega ciklona. Obratno bo veter šibek tam, kjer so izobare precej narazen. Primer takšnega območja je severozahodno od Iberskega polotoka.



## 25 Vpliv trenja na ravnovesne vetrove

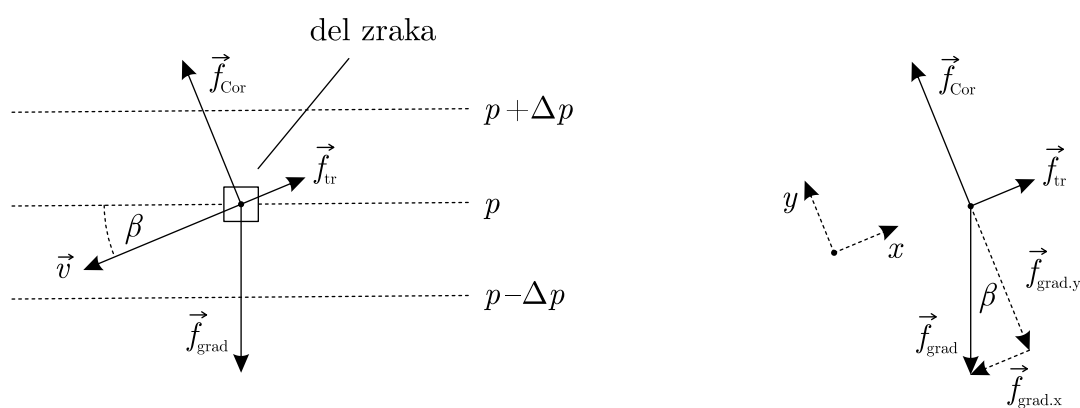
V poglavju 24 smo vpliv trenja na ravnovesne vetrove zanemarili. Sila trenja se pojavlja predvsem blizu tal in zato ravnovesni vetrovi tam pihajo nekoliko drugače kot v višinah.

Najlažje je opisati vpliv trenja na geostrofski veter. Podobno kot v višinah tudi blizu tal geostrofski veter piha v primeru ravnih izobar. Poleg gradientne in Coriolisove sile je blizu tal prisotna tudi sila trenja, ki zavira gibanje in upočasni hitrost vetra. Zmanjšanje hitrosti vpliva na Coriolisovo silo, kajti njena velikost je odvisna od hitrosti in ob zmanjšanju hitrosti se zmanjša tudi velikost Coriolisove sile. To povzroči, da se smer vetra nekoliko odmakne od smeri vzporedne z izobarami in kaže proti nižjemu tlaku (slika 40). Podobno kot v primeru brez trenja mora veljati ravnovesje vseh sil, pri čemer lahko sile razdelimo na komponente v dveh smereh. Najenostavneje je, če koordinatni sistem orientiramo tako, da koordinata  $x$  kaže v smeri sile trenja, koordinata  $y$  pa v smeri Coriolisove sile. Če označimo kot odklona od izobar z  $\beta$ , lahko razdelimo gradientno silo na komponenti v smeri  $x$  in  $y$  (slika 40 desno), pri čemer velja

$$\begin{aligned} |\vec{f}_{\text{grad},x}| &= |\vec{f}_{\text{grad}}| \cdot \sin \beta, \\ |\vec{f}_{\text{grad},y}| &= |\vec{f}_{\text{grad}}| \cdot \cos \beta. \end{aligned} \quad (42)$$

V ravnovesju mora biti seštevek sil v obeh smereh enak nič in velja

$$\begin{aligned} |\vec{f}_{\text{tr}}| &= |\vec{f}_{\text{grad},x}|, \\ |\vec{f}_{\text{Cor}}| &= |\vec{f}_{\text{grad},y}|, \end{aligned} \quad (43)$$



**Slika 40:** Skica situacije v primeru geostrofskega vetra s trenjem. Levo je prikaz sil in vetra v polju zračnega tlaka. Desno so prikazane sile, kjer je gradientna sila razdeljena na dve komponenti v smeri osi  $x$  in  $y$ .

prek česar dobimo sistem dveh enačb za dve neznanki ( $v$  in  $\beta$ )

$$k_{\text{tr}} \cdot v = \frac{1}{\rho} |\nabla p| \cdot \sin \beta, \quad (44)$$

$$f \cdot v = \frac{1}{\rho} |\nabla p| \cdot \cos \beta. \quad (45)$$

Z deljenjem enačb 44 in 45 ter ob upoštevanju identitete  $\tan \beta = \frac{\sin \beta}{\cos \beta}$  dobimo

$$\tan \beta = k_{\text{tr}}/f, \quad (46)$$

oziroma

$$\beta = \arctan(k_{\text{tr}}/f). \quad (47)$$

Iz enačbe 47 je razvidno, da bo kot odklona od izobar tem večji, čim večji bo koeficient trenja. Ker se koeficient trenja z višino manjša, bo veter najbolj odklonjen blizu tal, z višino pa bo postajal vse bolj vzporeden z izobarami.

Če iz enačbe 45 izpostavimo  $v$ , dobimo

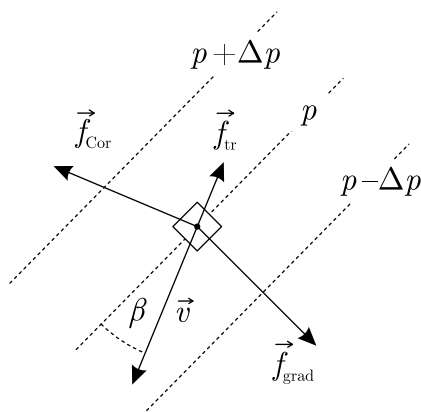
$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} |\nabla p| \cdot \cos \beta = v_g \cdot \cos \beta, \quad (48)$$

pri čemer je  $v_g$  hitrost geostrofskega vetra brez trenja (enačba 33). Ker je  $\cos \beta$  lahko le manjše ali enako 1, hitrost geostrofskega vetra v primeru trenja ne more biti večja od  $v_g$ . Torej sila trenja resnično zmanjša hitrost geostrofskega vetra.

Podobno kot na geostrofski veter trenje vpliva tudi na gradientni veter (tega sicer ne bomo podrobno opisovali). V primeru trenja se gradientni veter prav tako upočasni in odkloni proti nizkemu tlaku, kar pomembno vpliva na tok zraka v ciklonih in anticiklonih. V ciklonih zaradi trenja blizu tal pride do stekanja zraka proti središču ciklona (slika 41). Zrak se zato v osrednjem delu umika navzgor in dviga. Ob dviganju se ohlaja, kar lahko privede do kondenzacije ter nastanka oblačnosti in padavin, zaradi česar v ciklonu običajno prevladuje slabo vreme. Ravno obratno se dogaja v anticiklonu, kjer blizu tal pride do raztekanja zraka iz središča navzven. Zrak se zato v osrednjem delu spušča, saj mora nadomestiti zrak, ki odteka stran. Ob spuščanju se zrak segreva, zato ne prihaja do kondenzacije, kar je razlog, da v anticiklonu običajno prevladuje lepo vreme.

**Naloga 16:** Nad Islandijo zračni tlak narašča v smeri proti severozahodu za 2 hPa/100 km. V Reykjavíku (zemljepisna širina  $64^\circ$ ) izmerijo temperaturo  $5^\circ\text{C}$  in zračni tlak 1008 hPa. Nariši polje izobar nad Islandijo, označi sile, ki delujejo na del zraka blizu tal, ter označi tudi smer geostrofskega vetra. Izračunaj tudi hitrost in kot odklona geostrofskega vetra od izobar. Privzemi, da je koeficient trenja  $10^{-4}\text{ s}^{-1}$ .

*Rešitev:* Ker zračni tlak narašča v smeri proti severozahodu, bodo izobare potekale pravokotno na to smer, torej v smeri jugozahod – severovzhod. Gradientna sila kaže proti nižjemu zračnemu tlaku, torej proti jugovzhodu. Zaradi trenja se veter odkloni od izobar proti nižjemu tlaku za kot  $\beta$ . Coriolisova sila kaže desno od vetra, sila trenja pa nazaj.



Odklon geostrofskega vetra od izobar in njegovo hitrost izračunamo po enačbah 47 in 48. Preden pa lahko te enačbi uporabimo, je treba izračunati še gostoto zraka in Coriolisov parameter. Zadnjega izračunamo po enačbi 30

$$f = 2\omega \sin \varphi = 2 \cdot 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot \sin 64^\circ = 1,30 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}.$$

Gostoto zraka izračunamo iz plinske enačbe (enačba 2), iz katere izrazimo gostoto

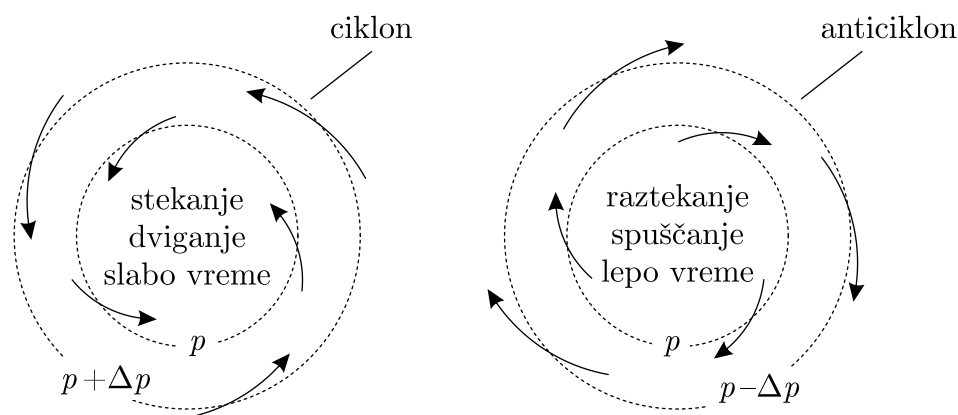
$$\rho = \frac{p}{RT} = \frac{100800 \text{ Pa}}{287 \text{ J}/(\text{kg K}) \cdot 278 \text{ K}} = 1,26 \text{ kg}/\text{m}^3.$$

Odklon geostrofskega vetra od izobar ter njegova hitrost sta

$$\beta = \arctan(k_{\text{tr}}/f) = \arctan\left(\frac{10^{-4} \text{ s}^{-1}}{1,30 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}}\right) = 37,6^\circ$$

$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} |\nabla p| \cdot \cos \beta = \frac{200 \text{ Pa}/10^5 \text{ m}}{1,26 \text{ kg}/\text{m}^3 \cdot 1,30 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}} \cdot \cos 37,6^\circ = 9,67 \text{ m}/\text{s}.$$





Slika 41: Tok zraka blizu tal v ciklonih in anticiklonih

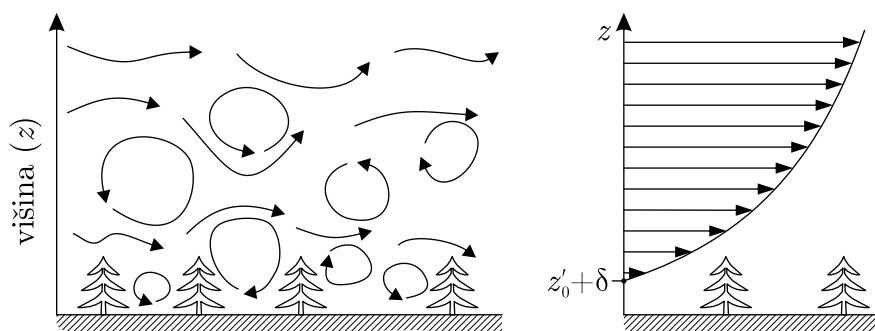
## 26 Prizemna plast in turbulenca

**Planetarna mejna plast** (krajše jo bomo imenovali kar mejna plast) je plast ozračja v bližini tal, kjer zrak čuti vpliv tal – primer je vpliv trenja na ravnovesne vetrove, predstavljen v 25. poglavju. Nad mejno plastjo se nahaja **prosto ozračje**, v katerem zrak ne čuti več direktnega vpliva tal – tam v zmernih in visokih geografskih širinah večinoma pihajo geostrofski in gradientni vetrovi. Debelina mejne plasti je lahko zelo različna. Običajno je debela okoli 1 ali 2 km, v nekaterih primerih pa je debelina lahko tudi veliko manjša ali večja (od le nekaj deset metrov pa do več kot 4 km).

Vpliv tal je največji v **prizemni plasti**, ki običajno obsega spodnjih 10 % mejne plasti. Tudi debelina prizemne plasti je lahko zelo različna in je precej odvisna vremenske situacije, predvsem od statične stabilnosti prizemne plasti in hitrosti vetrov v višinah – njena debelina je lahko od nekaj metrov pa do nekaj sto metrov.

V prizemni plasti se hitrost vetra blizu tal zelo zmanjša. To je v prvi vrsti posledica efekta viskoznosti, ki povzroči, da zrak v tanki plasti neposredno ob stiku s površino predmetov (npr. tla, drevesa in objekti) vedno povsem miruje. Plast, v kateri zrak povsem miruje, je nad homogeno ravno površino sicer zelo tanka (le delček milimetra), vendar efekt povzroči močno vetrovno striženje. Pri **vetrovnem striženju** se veter na kratki razdalji precej spreminja (npr. zrak neposredno ob površini tal miruje, medtem ko se zrak malo višje že lahko giblje). Zaradi močnega vetrovnega striženja se pojavi turbulenca. **Turbulenca** je neurejeno vrtnčenje zraka, ki jo predstavljajo različno veliki kratkoživi vrtinci v toku zraka, trajajoči od delčka sekunde do minute (slika 42). Vrtinci vseskozi nastajajo, se spreminjajo, odmirajo in na novo nastajajo. Turbulenco v prizemni plasti običajno povzroči veter v višinah, ki spodnji zrak sili v gibanje, kar ob površini tal povzroči vetrovno striženje. Vrtinci ovirajo tok zraka, kar se kaže kot sila trenja, ki je prisotna v prizemni in mejni plasti ter se z višino manjša. Turbulenca povzroči, da hitrost vetra v prizemni plasti z višino narašča približno logaritemsko.

Vrtnčenje in turbulenca sta močnejša, če je relief bolj razgiban/neraven ali pa če mora zrak obtekati veliko ovir (npr. razgibano vegetacijo, drevesa in stavbe, visoki valovi na



**Slika 42:** Levo: Skica turbulentnega toka zraka nad gozdom v prizemni plasti. V toku nastajajo turbulentni vrtinci kot posledica vetrovnega striženja. Desno: Logaritemski profil hitrosti vetra z višino podan z enačbo 49.

morju). Če je hitrost vetra nad prizemno plastjo majhna, je tudi turbulenca bolj malo. Na turbulenco precej vpliva tudi statična stabilnost prizemne plasti. V primeru velike stabilnosti je turbulenca šibka, saj so vertikalna gibanja dušena, kar otežuje nastanek vrtincev. Čez dan je ob jasnem vremenu prizemna plast precej nestabilna, kar je posledica tega, da tla od Sonca in ozračja prejema več sevanja, kot ga sama oddajajo. Ob jasni noči je situacija drugačna, saj se tla, ki več sevanja oddajajo, kot prejema, precej ohladijo in pri tleh nastane zelo stabilna inverzna prizemna plast.

Močno vetrovno striženje se pogosto pojavi tudi ob nekaterih drugih vremenskih pojavih, kot so nevihte ali vetrovni strženi, kjer prav tako prihaja do velikih razlik v vetrovih na sorazmerno kratkih razdaljah. Zato tudi te pojave spremlja močna turbulenca, ki pa se, v nasprotju s turbulenco v prizemni in mejni plasti, lahko pojavlja tudi v višinah. Na primer, v nevihtah je tudi območje močnega dviganja, medtem ko se v neposredni okolici nahaja zrak, ki miruje ali se celo spušča (slika 31). Za turbulenco, ki se pojavlja v višinah ob lepem vremenu, predvsem v bližini vetrovnih strženov, se pogosto uporablja angleški izraz *clear air turbulence* (CAT).

V prizemni plasti lahko spremembo hitrosti vetra z višino približno opišemo z logaritemsko funkcijo oblike

$$v(z) = \frac{v_*}{k} \ln \left( \frac{z - \delta}{z_0} \right), \quad (49)$$

kjer je  $k$  konstanta z vrednostjo približno 0,4,  $z_0$  parameter hrapavosti tal, odvisen od razgibanosti in poraščenosti površja (od približno 1 mm za ravna peščena tla do 1 m za gozdom poraščena),  $\delta$  pa višina rastlin pomnožena s približno 0,7.  $v_*$  je parameter, ki se imenuje torna hitrost in se običajno določi iz meritev vetra z anemometrom. Velikost  $v_*$  določa, kako hitro bo veter z višino naraščal, kar je odvisno od trenutne vremenske situacije, pri čemer imata pomemben vpliv hitrost vetra v višinah in statična stabilnost.

Logaritemski profil vetra v enačbi 49 kaže povprečen horizontalni veter na neki višini. Primer logaritemskega profila je prikazan na sliki 42. V plasti od površja do višine  $z_0 + \delta$  je hitrost vetra enaka nič. V resnici v tej plasti zrak ni čisto pri miru, saj se tudi tukaj pojavljajo vrtinci, vendar je premikanje v vse smeri enako pogosto, kar povzroči, da je

**Naloga 17:** Nad ravnim travnikom na višini 10 m nad tlemi z anemometrom izmerijo hitrost vetra 3 m/s. Trava je pokošena, tako da lahko njeno višino zanemarimo ( $\delta = 0$  m), parameter hrapavosti za tla, poraščena z nizko travo, pa je 1 cm. Ob predpostavki logaritemskega profila vetra določi hitrost vetra na višinah 3 in 30 m.

*Rešitev:* Spremembo vetra z višino lahko določimo po enačbi 49, pri čemer je izmeritev vetra najprej treba določiti tornno hitrost  $v_*$ . To določimo tako, da iz enačbe 49 izrazimo in izračunamo  $v_*$ , kjer upoštevamo, da je na višini  $z = 10$  m veter enak  $v(10 \text{ m}) = 3 \text{ m/s}$

$$v_* = v(z) \cdot k \cdot \left[ \ln \left( \frac{z - \delta}{z_0} \right) \right]^{-1} = 3 \text{ m/s} \cdot 0,4 \cdot \left[ \ln \left( \frac{10 \text{ m}}{0,01 \text{ m}} \right) \right]^{-1} = 0,174 \text{ m/s}.$$

Hitrosti vetra na višinah 3 in 30 m sta

$$v(3 \text{ m}) = \frac{v_*}{k} \ln \left( \frac{z - \delta}{z_0} \right) = \frac{0,174 \text{ m/s}}{0,4} \cdot \ln \left( \frac{3 \text{ m}}{0,01 \text{ m}} \right) = 2,48 \text{ m/s},$$

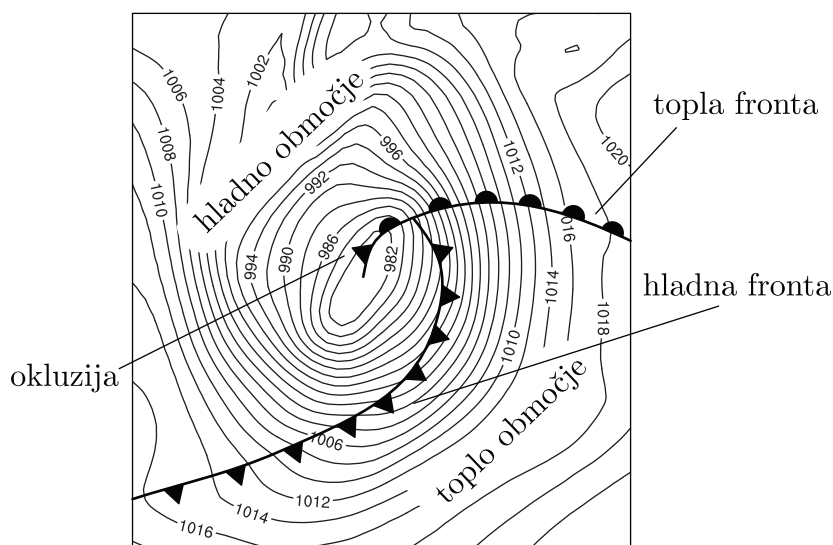
$$v(30 \text{ m}) = \frac{0,174 \text{ m/s}}{0,4} \cdot \ln \left( \frac{30 \text{ m}}{0,01 \text{ m}} \right) = 3,48 \text{ m/s}.$$

povprečna hitrost enaka nič. Nad višino  $z_0 + \delta$  se prav tako pojavljajo vrtinci, vendar je tok zraka nekoliko bolj urejen in ena smer gibanja je pogostejša od ostalih, kar pomeni, da je povprečna hitrost različna od nič. Pri tem od višine  $z_0 + \delta$  hitrost narašča po logaritemski funkciji vse do vrha prizemne plasti.

## 27 Vremenske fronte

V ozračju sta pogosto ena ob drugi dve zračni masi z različnima temperaturama. **Vremenska fronta** predstavlja območje na meji med različnima zračnima masama. Lep primer je **polarna fronta**. Ta je meja med mrzlimi polarnimi in toplejšimi subtropskimi zračnimi masami, ki se običajno nahaja v bližini zemljepisne širine  $60^\circ$ .

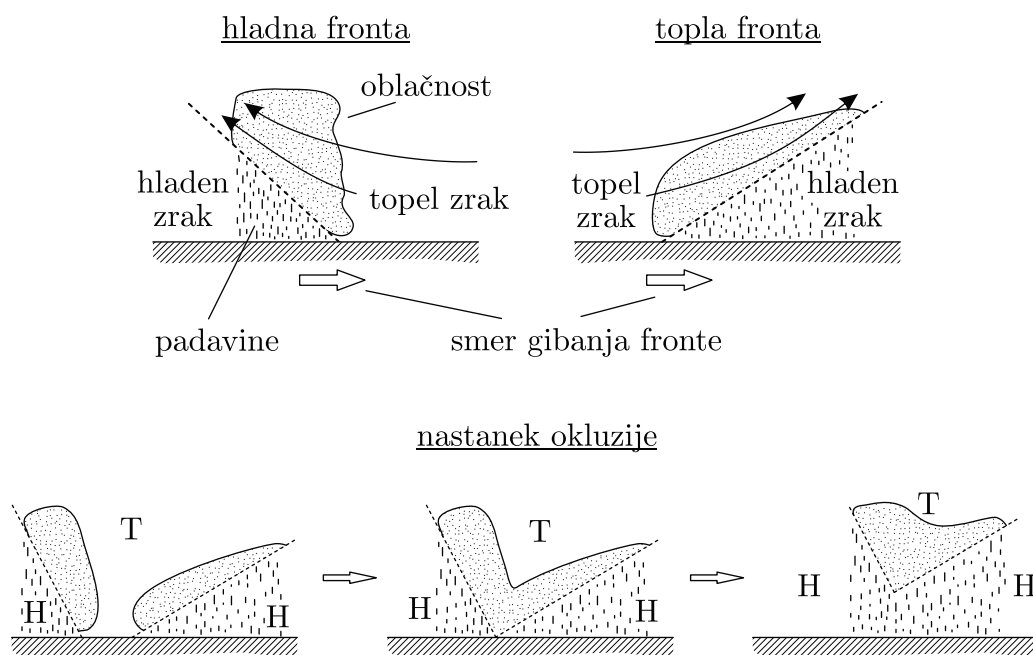
Zelo pogoste so tudi tople in hladne fronte v ciklonih. Podrobno razlago vzrokov za nastanek ciklonov in njihovih front bomo izpustili. Omenimo lahko, da v ciklonih pogosto hkrati obstajata podobno veliki območji toplega in hladnega zraka (slika 43). Med njima je prisotna fronta, ki gre pogosto čez središča ciklona. Ker zrak v ciklonu kroži, se hkrati v isti smeri premika tudi fronta. Ne enem delu meje med zračnima masama se ta pomika tako, da toplo zračno maso zamenja hladna – ta del fronte se imenuje **hladna fronta**. Na drugem delu meje je ravno obratno in meja se pomika tako, da hladno zračno maso zamenja topla – ta del fronte imenujemo **topla fronta**. Na vremenskih kartah se topla



**Slika 43:** Primer razvitega ciklona s frontami in z okluzijo. Črte predstavljajo izobare zračnega tlaka na nivoju morja v enotah hPa in so narisane na vsakih 2 hPa.

in hladna fronta označita z neprekinjenimi črtami, ki imajo na strani, v katero fronta napreduje, bodisi polkroge (topla fronta) ali pa trikotnike (hladna fronta). Izkaže se, da hladna fronta običajno napreduje hitreje kot topla in tako hladna fronta ujame toplo, pri čemer nastane okludirana fronta ali **okluzija**. Ta se na vremenski karti označi z izmeničnimi polkrogi in trikotniki (slika 43).

Hladne in tople fronte so običajno povezane s poslabšanjem vremena in padavinami. V zmernih geografskih širinah padavine, povezane s frontami, predstavljajo približno 2/3 vseh padavin. Razlog za to je, da ob frontah prihaja do dviganja večje količine zraka. Meja med toplim in hladnim zrakom namreč ni vertikalna, ampak je vedno nagnjena tako, da je spodaj v obliki klina hladnejši zrak, ki je težji. Nagib meje je sicer zelo majhen, le približno 1 : 200, kar pomeni da meja poteka skoraj horizontalno. Torej če je pri tleh hladna fronta v Sloveniji, je njen zgornji del (10 km visoko) kar 1000 do 2000 km daleč – npr. nad Francijo. Vseeno pa pride do dviganja toplega zraka po »pobočju«, ki ga predstavlja hladen zrak. V primeru hladne fronte se hladen zrak vriva pod toplega, kar povzroči dviganje le-tega, medtem ko se pri topli fronti toplega zraka nariva na hladen zrak, kar prav tako vodi v dviganje. Slika 44 prikazuje prerez tipične hladne in tople fronte. V obeh primerih dviganje toplega zraka povzroči nastanek oblačnosti in padavine, ki pa so v primeru hladne fronte običajno bolj konvektivne in intenzivne. Nagib pri hladni fronti je običajno nekoliko večji kot pri topli (meja je manj položna). Za opazovalca na tleh v primeru prehoda hladne fronte glavina padavin pade sočasno z največjo spremembo temperature ali pa nekoliko zaostaja. Pri topli fronti je drugače, saj glavina padavin pade pred najizrazitejšo spremembo temperature. Hladna fronta napreduje hitreje kot topla, in ko prva ujame drugo, nastane okluzija. To se najprej zgodi v središču ciklona, kjer sta fronti že na začetku najbliže. Ob nastanku okluzije se združita hladni območji iz obeh front (slika 44). Ob tem se v kratkem času dvigne večja količina toplega zraka, kar



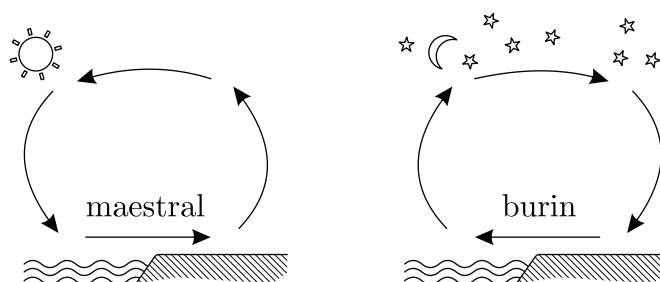
**Slika 44:** Zgoraj sta vertikalna prereza poenostavljene hladne in tople fronte. Na sliki je nagib obeh front nekaj deset stopinj, kar ni realistično. V resnici je nagib fronte veliko manjši – le nekaj desetink stopinje –, kar pomeni, da meja med toplim in hladnim zrakom poteka skoraj horizontalno. Spodaj je prikazan nastanek okluzije, kjer hladna fronta ujame toplo, kar povzroči, da se ves topli zrak dvigne. Črki H in T označujeta hladno in toplo zračno maso.

povzroči intenzivne padavine. Te trajajo, dokler se topli zrak dviga, in nato postopoma oslabijo.

## 28 Lokalni vetrovi

Z izrazom lokalni vetrovi so mišljeni vetrovi blizu tal, ki pihajo na sorazmerno kratkih razdaljah in se pogosto pojavljajo na zanje primernih geografskih območjih. **Obalni veter** je šibek veter (hitrosti so do nekaj m/s), ki piha podnevi z morja na kopno, ponoči pa ravno obratno. Nastane ob lepem vremenu, ko se čez dan kopno segreje bolj kot morje in se nad kopnim pregret zrak dviga s prosto konvekcijo. V višinah se zrak vrača nazaj nad morje, se spušča in v nižjih plasteh vrača nazaj na kopno. Nastane značilno kroženje zraka v obalnem pasu, kjer pri tleh veter piha z morja na kopno (slika 45). Na Jadranu se takšen veter imenuje **maestral**. Ob jasni noči se kopno ohladi bolj kot morje in situacija je ravno obrnjena, pri čemer pri tleh piha veter s kopnega proti morju. Na vzhodni jadranski obali se takšen veter imenuje **burin**.

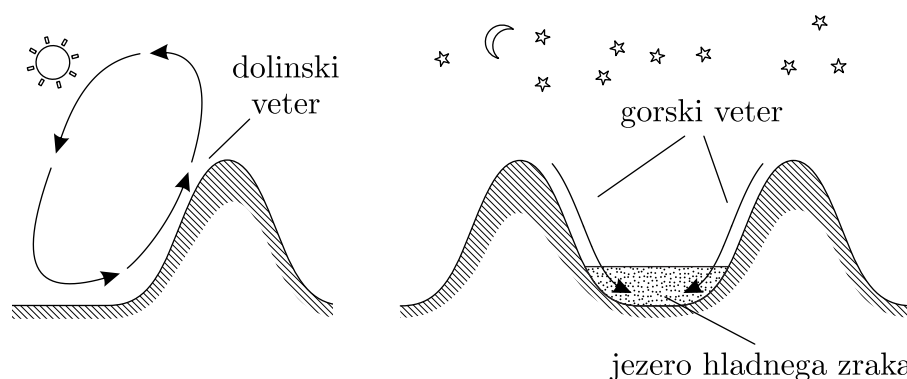
**Pobočni vetrovi** nastanejo v razgibanem reliefu ob lepem vremenu. Čez dan se ob lepem vremenu ob prisojnih pobočjih zrak pregreje in začne dvigati. Podobno kot pri obalnih vetrovih nastane kroženje zraka, pri čemer podnevi veter piha iz doline ob



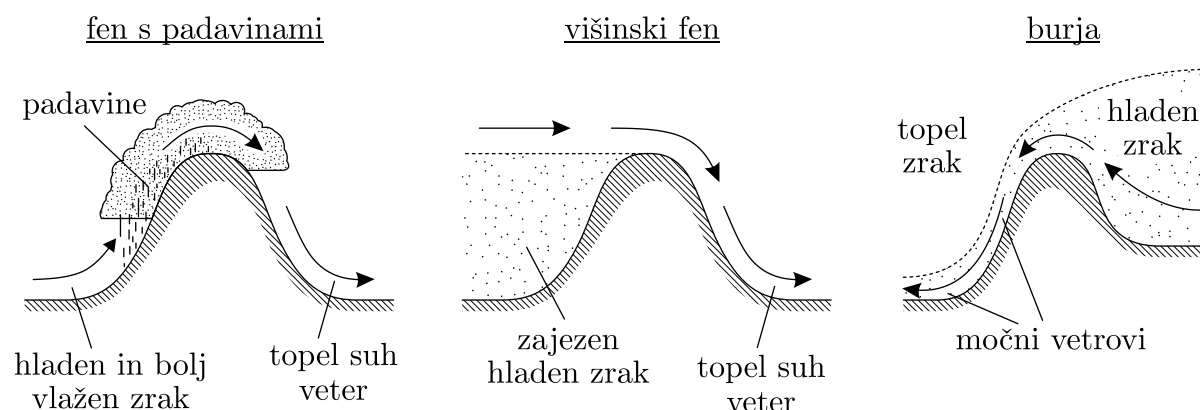
Slika 45: Skica obalnih vetrov podnevi in ponoči

pobočju navzgor (slika 46). Takšen veter se imenuje **dolinski veter** ali dolnik. Nekoliko drugačna je situacija ob jasni mirni noči, ko se pobočja in zrak ob njih precej ohladijo. Zaradi večje gostote in teže začne hladen zrak polzeti po pobočjih navzdol, kar se občuti kot lahek hladen vetrič. Takšen veter se imenuje **gorski veter** ali gornik. Veter piha čisto ob tleh in njegova debelina je običajno le nekaj metrov. Hladen zrak se lahko tudi steka in zadržuje na dnu kotanj ter manjših zaprtih dolin, kjer nastane **jezero hladnega zraka**. Tam lahko temperature dosežejo precej nižje vrednosti kot v neposredni okolici zunaj kotanje (razlika je lahko večja od 10 °C). Manjše območje z nižjo temperaturo, kot je v okolici, navadno v vrtači ali kateri drugi kotlini, imenujemo **mrazišče**. V Sloveniji je veliko mrazišč, kar je posledica razgibanega kraškega reliefa s številnimi vrtačami, udornicami, kraškimi polji itd. V nekaterih mraziščih je ohlajanje tako intenzivno, da pride do izrazitega vpliva na vegetacijo. Lep primer je vegetacijski obrat v Smrekovi dragi na Trnovski planoti, kjer se v veliki vrtači, globoki približno 200 m, zgoraj razprostira listnati gozd, nižje smrekov gozd, na dnu pa je rušje.

**Fen** je topel in suh lokalni veter, ki piha na zavetrni strani gorskih grebenov. Fen bo nastal, ko bo vetrovno polje na veliki skali povzročilo pretakanje zraka prek dovolj visoke gorske pregrade. Poznamo predvsem dve vrsti fena. *Fen s padavinami* nastane tako, da se na privetrni strani gorske pregrade zrak pri dviganju ohlaja in na neki višini postane nasičeno vlažen. V primeru dovolj visoke gorske pregrade se dviganje nadaljuje



Slika 46: Skica pobočnih vetrov podnevi in ponoči. Na desni sliki je prikazan tudi nastanek jezera hladnega zraka v zaprti kotanji.



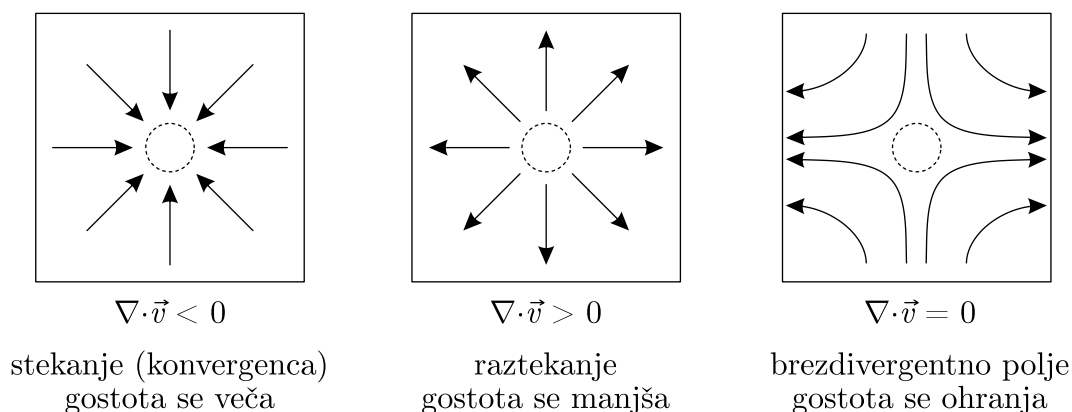
Slika 47: Skica situacije ob fenu in burji

toliko časa, da hidrometeorji v oblaku zrastejo do te mere, da izpadejo v obliki padavin (slika 47). Na drugi strani pregrade se zrak spušča, vendar je zaradi izpadlih padavin manj vlažen kot zrak na privetrni strani na enaki višini. Baza oblaka je zato na zavetrni strani višje kot na privetrni. Hkrati je zrak na zavetrni strani toplejši od tistega na privetrni, saj je preostalih hidrometeorjev manj in se za njihovo izhlapevanje porabi manj energije. Drugače je pri *višinskem fenu*, pri katerem prehaja čez gorsko pregrado le zrak z višin, nižinski zrak, ki je relativno hladen, pa je v privetrju zajezen. Za pregrado se zrak z višin spušča do tal in se zato segreje ter osuši (slika 47). V Sloveniji se pogosto pojavi severni fen, ko se zrak s severa pretaka čez Alpe na našo stran. V Združenih državah Amerike takšen veter imenujejo Chinook. Ta običajno nastane, ko se zrak pretaka prek Skalnega gorovja z zahoda proti vzhodu.

**Burja** je razmeroma močan in hladen, suh in sunkovit lokalni veter, ki se v Sloveniji pojavlja na Primorskem. Nastane predvsem pozimi ob prodorih dovolj hladnega zraka s severnih strani do gorskih pregrad (npr. Trnovska planota, Nanos, Velebit); dlje časa pa lahko piha takrat, ko na njihovi južni strani v višinah doteka znatno toplejši zrak. Posledica temperaturnih razlik je močan gradient v polju zračnega tlaka in razmeroma velika gradientna sila, ki kaže prečno čez grebene. Hladen zrak, ki je težji od toplejšega, se ob tem preliva čez grebene in se ob spuščanju na južnih pobočjih v zoženem toku dodatno pospeši (slika 47). V Sloveniji burja najpogosteje traja od 10 do 20 ur, lahko pa tudi več kot 4 dni skupaj. V burji nastajajo močni sunki vetra, ki lahko pri tleh dosežejo hitrosti do 200 km/h.

## 29 Kontinuitetna enačba

Kontinuitetna enačba je ena izmed osnovnih meteoroloških enačb. Naslanja se na zakon o ohranitvi mase in govori o tem, da bi se količina mase zraka v nekem volumnu (gostota) spreminjala glede na to, koliko zraka bi z vetrom priteklo oziroma odteklo prek mej



**Slika 48:** Primeri vetrovnih polj ob različnih divergencah vetra. Navedeni predznak divergence velja za volumen v središču, ki je prikazan s črtkanim krogom.

volumna. V matematični obliki se enačba zapiše kot

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v}. \quad (50)$$

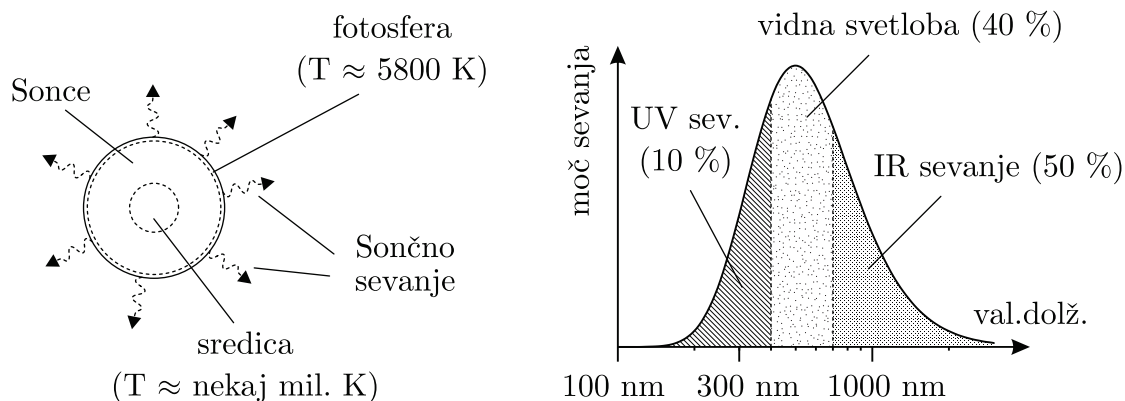
Podrobno izpeljavo in obravnavo enačbe 50 bomo tukaj izpustili (izpeljava enačbe je v dodatku A.10), vseeno pa lahko omenimo nekaj osnovnih lastnosti. Člen  $\nabla \cdot \vec{v}$  se imenuje divergenca vetra in je matematično definirana kot  $\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}$ . Divergenca vetra bo manjša od nič, če bo vetrovno polje takšno, da se v volumen steka več zraka, kot ga odteka (takšno situacijo imenujemo tudi konvergenca – slika 48 desno). V tem primeru bi se masa zraka v volumnu večala in zato bi se večala tudi gostota – torej bi bil člen  $\frac{d\rho}{dt}$  večji od nič. Ravno obratno bi bilo, če bi bila divergenca večja od nič – gostota bi se manjšala in člen  $\frac{d\rho}{dt}$  bi bil manjši od nič.

Ker se v ozračju zrak znatno stisne ali razpenja le pri spuščanju ali dviganju, sicer pa ne, in se gostota ne spreminja, je v ozračju pogosto tok zraka brezdivergenten (namreč da se zadosti pogoju  $\frac{d\rho}{dt} = 0$ , mora zaradi enačbe 50 veljati tudi  $\nabla \cdot \vec{v} = 0$ ). V tem primeru se morebitno stekanje zraka v neki smeri kompenzira z raztekanjem v neki drugi smeri. Na primer horizontalno stekanje zraka pri tleh povzroči raztekanje zraka v vertikalni smeri oziroma dviganje (kot smo že omenili pri ciklonih v 25. poglavju). Primer brezdivergentnega polja je prikazan na sliki 48 desno, kjer se v vertikalni smeri zrak sicer steka, vendar se hkrati razteka v horizontalni smeri, kar povzroči, da je divergenca enaka nič in se gostota ne spreminja.

## 30 Sončno in terestrično sevanje

Sonce je nam najbližja zvezda, ki je približno 270000-krat bliže Zemlji kot druga najbližja zvezda. **Sončno sevanje** predstavlja daleč največji vir energije, ki jo prejema Zemlja. Vsi preostali viri energije, na primer geotermalni tok toplote iz vroče notranjosti planeta proti površju ali sevanje, ki do Zemlje prihaja iz območja zunaj osončja, so skupno





**Slika 49:** Skica Sonca in spekter sevanja, ki ga oddaja. Privzeto je, da Sonce seva kot črno telo s temperaturo 5800 K. Odstotki v oklepajih označujejo približni energijski delež različnih vrst sevanja.

nekajtisočkrat manjši od energije, ki jo Zemlja prejema od Sonca. Sončno sevanje je razlog, da temperature na Zemlji niso zelo nizke, hkrati pa energija sočnega sevanja »poganja« vreme. Če energije od Sonca ne bi bilo, bi bila Zemlja planet s povsem zmrznjenim površjem, kjer bi bila temperatura le nekaj deset Kelvinov nad absolutno ničlo. Pri tako nizkih temperaturah bi večina plinov v ozračju kondenzirala in zmrznila, kar pomeni, da atmosfere in vremena, kot ga poznamo, ne bi bilo.

V notranjosti Sonca se neprestano dogaja fuzijska jedrska reakcija, pri kateri se štirje atomi vodika združijo v atom helija, pri tem pa se sprosti velika količina energije. Jedrske reakcije se dogajajo v središču Sonca, kjer je temperatura nekaj milijonov Kelvinov. Temperatura se z oddaljenostjo od središča manjša in je na površini Sonca v plasti, ki jo imenujemo fotosfera, iz katere izhaja večina sevanja, približno 5800 K (slika 49). Sonce oddaja nekaj vrst sevanja (elektromagnetno valovanje, razni delci, kot so protoni in elektroni), vendar daleč največ energije odda v obliki elektromagnetnega valovanja, zato se bomo z izrazom sevanje v nadaljevanju sklicevali le na elektromagnetno valovanje.

Izraz **elektromagnetno valovanje** se nanaša na valove v električnem in magnetnem polju, ki se širijo skozi prostor in pri tem s seboj nosijo elektromagnetno energijo. Za elektromagnetno valovanje sta pomembna predvsem njegova jakost in valovna dolžina. Glede na njegovo valovno dolžino sevanje razdelimo na različne dele spektra (tabela 4). Za sevanje, ki vpliva na ozračje, so najpomembnejši ultravijolično (UV), vidno in infrardeče (IR) sevanje.

Jakost sevanja lahko izrazimo z **gostoto energijskega toka**  $j$ , ki ima enote  $\text{W}/\text{m}^2$ . Gostoto energijskega toka sevanja, ki ga s površine oddaja črno telo, lahko opišemo s Stefan-Boltzmannovim zakonom. Telo, ki ni črno, pa seva nekoliko manj, kar upoštevamo z emisivnostjo snovi ( $\varepsilon$ ) in opišemo z enačbo

$$j = \varepsilon \sigma T^4, \quad (51)$$

kjer je  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$  Stefan-Boltzmannova konstanta in  $T$  temperatura površine snovi (podana v enotah K). Količina oddanega sevanja je tako odvisna od

Vrsta sevanja	Tipična valovna dolžina (m)
žarki X oz. rentgenski	$10^{-9}$
ultravijolično sevanje	$10^{-7}$
vidna svetloba	$5 \cdot 10^{-7}$ (400 – 700 nm)
infrardeče sevanje	$10^{-6}$
mikrovalovno sevanje	$10^{-3}$
radijski valovi	$> 10^{-3}$

**Tabela 4:** Spekter elektromagnetnega valovanja

temperature in emisivnosti, pri čemer bo zaradi četrte potence snov v primeru višje temperature oddala precej več sevanja, kot če bila temperatura nižja. Emisivnost je parameter med 0 in 1, ki pove, kako dobro neka snov seva v primerjavi s črnim telesom. Črno telo predstavlja neko namišljeno snov, ki bi imela emisivnost enako 1, medtem ko imajo realne snovi manjšo emisivnost. Emisivnost površine Sonca, kopnega, morja in dovolj debelih oblakov na Zemlji je skoraj 1 – torej ti sevajo skoraj kot črno telo. Hkrati pa to ne velja za brezoblačno ozračje, saj je skupna emisivnost plinov ozračja le okoli 0,7 (več o tem v 31. poglavju).

Za črna telesa velja tudi Planckov zakon, ki opisuje spekter oddanega sevanja. Ta pravi, da je tudi spekter oddanega sevanja odvisen od temperature in ga lahko opišemo s

**Naloga 18:** Določi, s kako velike površine na Soncu izhaja enaka moč sevanja, kot jo proizvede Nuklearna elektrarna Krško (nazivna moč elektrarne je 696 MW). Privzemi, da površina Sonca seva kot črno telo s temperaturo 5800 K.

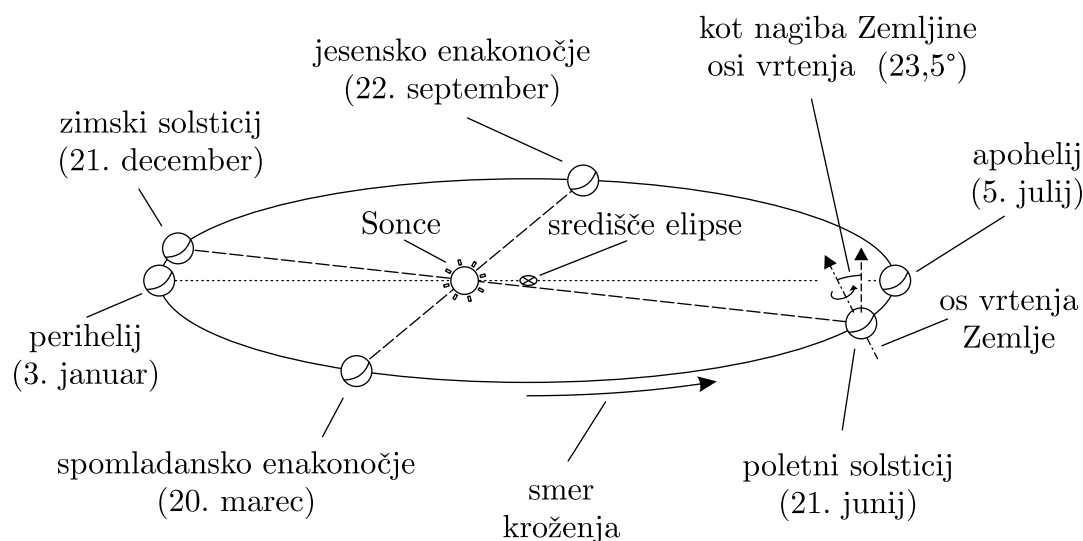
*Rešitev:* Moč sevanja, ki ga Sonce odda na površini, veliki  $S$ , lahko izrazimo s Stefan-Boltzmannovim zakonom (enačba 51). Pri tem velja, da lahko oddano moč sevanja izrazimo kot zmnožek velikosti površine in oddane gostote energijskega toka

$$P = S \cdot j = S \cdot \varepsilon \sigma T^4.$$

Ta moč mora biti enaka moči elektrarne, pri čemer lahko izrazimo potrebno velikost površine Sonca

$$S = \frac{P_{\text{NEK}}}{\varepsilon \sigma T^4} = \frac{696 \cdot 10^6 \text{ W}}{1 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4) \cdot (5800 \text{ K})^4} = 10,9 \text{ m}^2.$$

Velikost potrebne površine Sonca je le dobrih deset kvadratnih metrov, kar je zanemarljivo malo v primerjavi s celotno površino Sonca. To kaže, kako zelo veliko energije oddaja Sonce.



**Slika 50:** Skica eliptične orbite Zemlje okoli Sonca. V oklepajih so navedeni okvirni datumi pomembnih točk na orbiti.

Planckovo krivuljo. Podrobno obravnavo Planckovega zakona in krivulje bomo izpustili. V splošnem velja, da se ob višji temperaturi spekter oddanega sevanja pomakne proti krajšim valovnim dolžinam. Planckova krivulja za sončno sevanje je prikazana na sliki 49. Sonce večino energije odda pri valovnih dolžinah, ki predstavljajo vidno in IR-sevanje. Okoli 10 % energije je v UV-delu spektra, okoli 40 % v vidni svetlobi, preostanek pa v IR-delu spektra, ki je blizu vidni svetlobi (celoten IR-spekter sega do precej daljših valovnih dolžin).

Ko se sončno sevanje širi v okoliški prostor, njegova gostota energijskega toka upada s kvadratom razdalje od Sonca, pri čemer pri oddaljenosti Zemlje doseže vrednost približno  $1366 \text{ W/m}^2$ . Tej vrednosti pravimo **solarna konstanta** in se označi z  $j_0$ .

Pot Zemlje okoli Sonca ni povsem krožna, kar pomeni, da se nekoliko spreminja tudi oddaljenost Zemlje od Sonca. Orbita je nekoliko sploščena in ima obliko elipse, pri čemer Sonce ni povsem v sredini (slika 50). Točki na orbiti, kjer je Zemlja najbližje oziroma najdlje od njega, se imenujeta perihelij in apohelij. Perihelij je nekaj dni po novem letu, apohelij pa v začetku julija. Povprečna oddaljenost Zemlje od Sonca je približno  $150 \cdot 10^6 \text{ km}$  in se spreminja za  $\pm 2 \%$  glede na to, ali je Zemlja blizu perihelija ali apohelija. Zato se med letom za  $\pm 4 \%$  spreminja tudi gostota energijskega toka sončnega sevanja, ki pride do Zemlje. Gostota energijskega toka se malenkostno spreminja ( $\pm 0,1 \%$ ) tudi zaradi 11-letnega cikla sončnih peg, nekoliko več pa zaradi drugih kratkotrajnih pojavov na Soncu (npr. Sončevi izbruhi).

Letni časi na Zemlji so posledica nagnjenosti osi vrtenja Zemlje in niso povezani z eliptičnostjo orbite. Zemljina os vrtenja je glede na ravnino kroženja Zemlje okoli Sonca nagnjena za  $23,5^\circ$ . Poleti je sončnemu sevanju bolj izpostavljena severna polobla, zato je tam topleje. Severna polobla je najbolj izpostavljena Soncu ob poletnem solsticiju, ki je okoli 21. junija. Ravno obratno je pol leta pozneje, ob zimskem solsticiju, ko največ

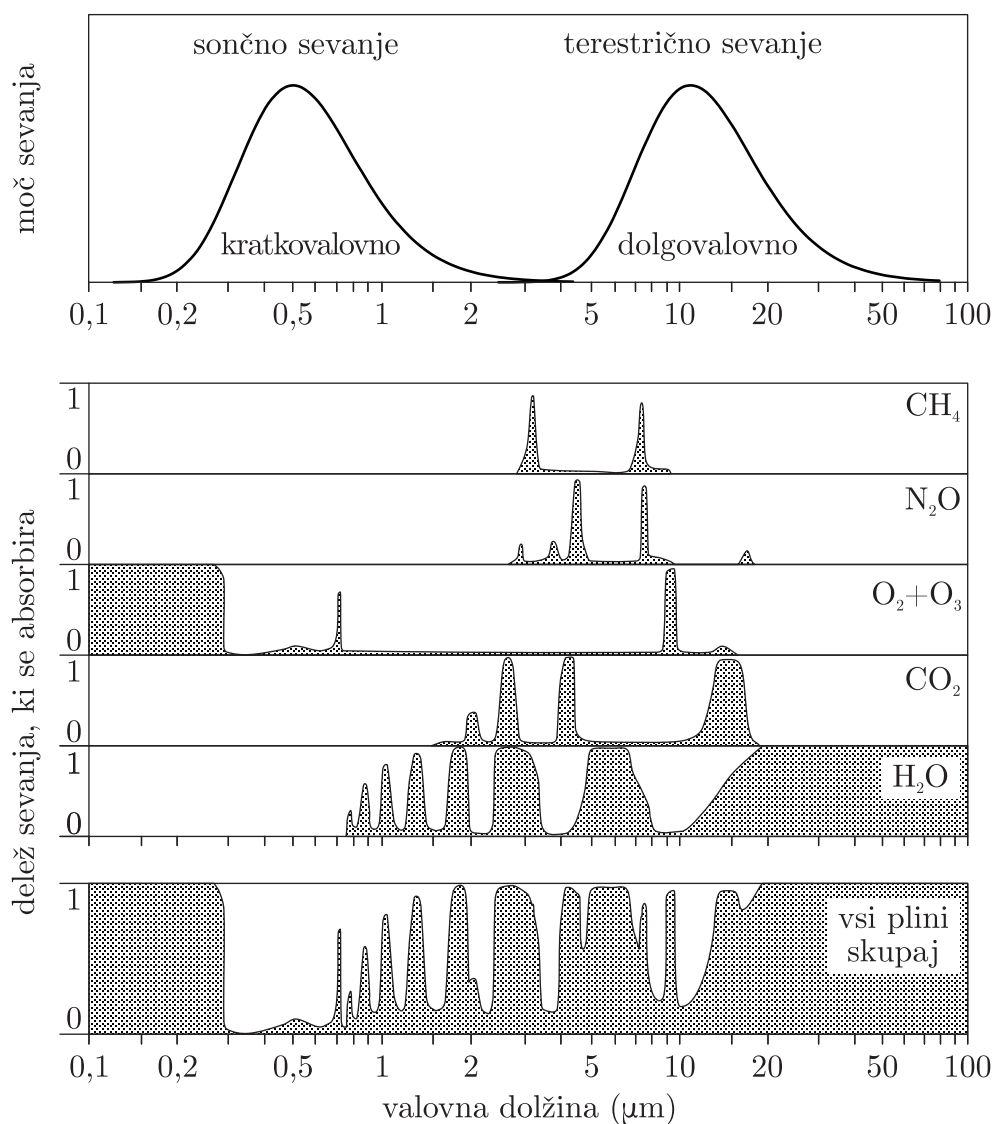
sončnega sevanja prejema južna polobla. Zimski solsticij približno sovpada s časom perihelija (slika 50), kar pomeni, da je takrat sončno sevanje močnejše kot ob poletnem solsticiju. To povzroči, da gledano prek celotnega leta južna polobla prejme nekaj več sončnega sevanja kot severna. Takšno je trenutno stanje, ki pa se s tisočletji spreminja zaradi počasnih sprememb v orientaciji in nagnjenosti osi vrtenja Zemlje ter sprememb orbite kroženja okoli Sonca.

Podobno kot Sonce oddaja sevanje tudi Zemlja. Sevanje, ki ga oddaja Zemlja, imenujemo tudi **terestrično sevanje** – s tem je mišljeno vse sevanje, ki pride iz Zemlje, od tal, oblakov in ozračja. V primerjavi s Soncem ima Zemlja veliko nižjo temperaturo in zato je sevanje, ki ga odda, pri precej daljših valovnih dolžinah in je v celoti v infrardečem delu spektra (slika 51). Sončno in terestrično sevanje zato imenujemo tudi **kratkovalovno** in **dolgovalovno sevanje**, pri čemer se spekter obeh sevanj zelo malo prekriva, meja med njima pa je pri približno 5  $\mu\text{m}$ .

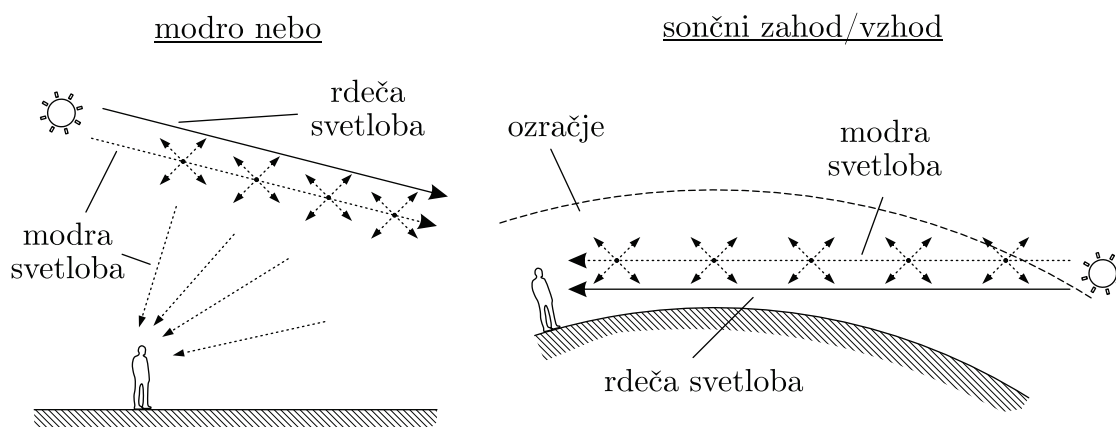
## 31 Prehod sevanja skozi ozračje in sipanje

Ko sevanje vpada na neko snov, lahko pride do interakcije, pri kateri se del energije sevanja prenese na snov, ki se zato običajno segreje. Ta proces se imenuje **absorpcija**. Ko sevanje vpada na snov, gre del sevanja lahko neovirano čez snov, del se v snovi lahko absorbira, del pa preusmeri. Definiramo lahko **albedo**, ki je parameter med 0 in 1 in pove, kakšen delež sevanja se odbije oziroma preusmeri v smer nazaj. Različne snovi imajo različen albedo in ta je odvisen tudi od valovne dolžine vpadnega sevanja. Na primer, za vpadlo sončno sevanje ima svež sneg ali dovolj debel oblak albedo približno 0,8, medtem ko imajo travnata tla vrednost okoli 0,2, morje pa okoli 0,1.

Absorpcija se dogaja tudi, ko sevanje potuje skozi ozračje, pri čemer pa je situacija nekoliko drugačna kot pri tekočih in trdnih snoveh, saj imajo plini običajno izrazito **črtast absorpcijski spekter**. Ti izrazito absorbirajo le v zelo ozkih intervalih valovnih dolžin, ki jim pravimo absorpcijske črte, pri čemer pri ostalih valovnih dolžinah sevanje skoraj v celoti prepuščajo. Podrobna razlaga razlogov za takšno delovanje plinov presega raven tega učbenika in zahteva opis dogajanja na mikroskopski ravni z uporabo kvantne mehanike. V splošnem velja, da različni plini različno dobro absorbirajo in da imajo absorpcijske črte pri različnih valovnih dolžinah. Pogost je tudi primer, ko ima plin v nekem omejenem intervalu valovnih dolžin večje število absorpcijskih črt, ki se delno prekrivajo – temu pravimo absorpcijski pas. Na sliki 51 so prikazani absorpcijski spektri nekaterih pomembnejših plinov ozračja. Prikazan je delež sevanja, ki se absorbira pri prehodu skozi celotno debelino ozračja ob predpostavki, da ni oblakov. Čeprav je dušika  $\text{N}_2$  v ozračju največ, ta ni prikazan na sliki, saj skoraj nič ne absorbira niti v vidnem niti v infrardečem delu spektra, in je v tem smislu skoraj povsem inerten plin. Nekoliko drugače velja za metan  $\text{CH}_4$  in didušikov oksid  $\text{N}_2\text{O}$ , ki že imata nekaj osamljenih, a dokaj izrazitih absorpcijskih pasov v infrardečem delu spektra. Naslednja sta kisik  $\text{O}_2$  in ozon  $\text{O}_3$ , ki sicer nekaj malega absorbirata v vidnem in infrardečem delu spektra, veliko bolj pomembna pa je skoraj 100 -odstotna absorpcija ultravijoličnega sevanja z valovnimi dolžinami, manjšimi



**Slika 51:** Zgoraj: spekter sevanja za sončno in terestrično sevanje pri predpostavki, da oba sevata kot črni telesi s temperaturama 5800 K oz. 255 K. Na sliki sta spektra normirana tako, da imata enak maksimum moči, v resnici pa je moč sončnega sevanja precej večja od moči terestričnega sevanja. Spodaj: delež sevanja, ki se pri prehodu skozi celotno debelino brezoblačne atmosfere absorbira v različnih plinih. Vrednosti blizu 0 predstavljajo valovne dolžine, pri katerih ni skoraj nič absorpcije. Vrednosti blizu 1 predstavljajo valovne dolžine, pri katerih se sevanje skoraj v celoti absorbira. Prirejeno po [8].



**Slika 52:** Nastanek modrega neba in oranžno rdečih barv Sonca ob sončnem vzhodu oz. zahodu. Pojava nastaneta zaradi močnejšega sipanja svetlobe hladnih barv v primerjavi s sipanjem svetlobe toplih.

od 300 nm. To sevanje je zelo nevarno za živa bitja in zelo je pomembno, da ne pride do tal. Pri tem kisik absorbira UV-sevanje do približno 200 nm, medtem ko ozon absorbira sevanje med 200 in 300 nm. Naslednji pomemben plin je ogljikov dioksid  $\text{CO}_2$ , ki ima nekaj precej širokih in izrazitih absorpcijskih pasov v infrardečem delu spektra. Še najbolj pa absorbira vodna para, ki ima v infrardečem delu spektra številne izrazite in široke absorpcijske pasove, nad 20  $\mu\text{m}$  pa absorbira praktično vse sevanje. Na sliki 51 je čisto spodaj prikazan še skupen efekt vseh plinov skupaj. Pri tem je precej očitno, da ozračje prepušča večino vidne svetlobe in vpije večino UV-sevanja. Za infrardeče sevanje pa si izmenično sledijo izraziti pasovi prepuščanja in absorpcije. Intervali valovnih dolžin, v katerih ozračje prepušča sevanje, se imenujejo tudi **atmosferska okna**. Najizrazitejše atmosfersko okno je pri vidni svetlobi, so pa še nekatera druga v infrardečem delu spektra.

Pri prehodu sevanja skozi plin se, poleg absorpcije, lahko dogaja tudi **sipanje** sevanja. To je proces, pri katerem se sevanje, ki vpada iz neke smeri, ob stiku z molekulami ali delci preusmeri oziroma razprši v vse smeri. Podrobno obravnavo sipanja bomo izpustili, pri čemer pa v splošnem velja, da se bolj intenzivno sipa sevanje krajših valovnih dolžin. Ker Sonce večino energije izseva pri krajših valovnih dolžinah kot Zemlja, se na molekulah zraka siplje predvsem sončno sevanje. Od vidne svetlobe ima najkrajše valovne dolžine svetloba hladnih barv (modra, vijoličasta), zato je **nebo modre barve**. Sipanje je sicer najmočnejše za vijoličasto svetlobo, ki ima od vidne svetlobe najkrajšo valovno dolžino, vendar je te v sončni svetlobi manj kot modre svetlobe, poleg tega pa so fotoreceptorji v očeh na njo tudi manj občutljivi – zato se nam nebo zdi modre barve namesto vijoličaste. Sončna svetloba toplejših barv sorazmerno neovirano prehaja skozi ozračje v nasprotju s svetlobo hladnejših barv, ki se močno sipa (slika 52). Situacija je drugačna pri sipanju v oblakih, kjer se na hidrometeorjih dogaja lom sončne svetlobe. Pri tem se vse valovne dolžine vidne svetlobe lomijo približno enako intenzivno, kar povzroči, da je barva oblaka kar enaka barvi sončne svetlobe (bela barva).

Intenzivno sipanje svetlobe hladnih barv je tudi krivo, da je Sonce ob vzhodu in zahodu videti rdeče ali oranžno. Ko je Sonce zelo nizko nad obzorjem, je pot sončne svetlobe skozi ozračje zelo dolga (slika 52). Na tej poti se vstran odsipa že večino svetlobe hladnih barv in do opazovalca pride le svetloba toplejših barv. Ob nizkem Soncu se pogosto zgodi, da svetloba toplejših barv pada na oblake in hribe ter jih pri tem obarva v lepe in nenavadne barve.

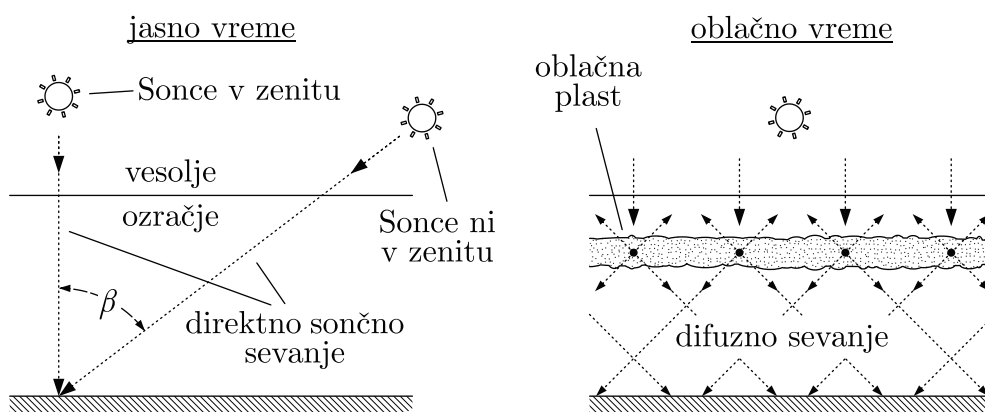
## 32 Energija sončnega sevanja pri tleh

Pri prehodu sončnega sevanja skozi ozračje se del odbije nazaj v vesolje (predvsem zaradi sipanja v oblakih in na molekulah zraka), manjši del pa se absorbira na molekulah zraka ali delcih aerosola. Do tal pride zato manj sončnega sevanja, kot ga na ozračje vpada iz vesolja.

Glede na smer, iz katere vpada na tla, razdelimo sončno sevanje v dve vrsti. **Direktno sevanje** predstavlja tisti del sončnega sevanja, ki se na svoji poti skozi ozračje ne sipa in do tal prihaja le iz smeri Sonca. **Difuzno sevanje** predstavlja preostali del sončnega sevanja, ki se v zraku razprši zaradi sipanja in do tal običajno prihaja iz vseh smeri neba. Ob jasnem vremenu pride do tal precej več direktnega sevanja kot difuznega. Povsem drugače je ob oblačnem vremenu, ko pride do tal večinoma le difuzno sevanje, saj se sončno sevanje v oblakih zelo dobro sipa (slika 53). Ob tem se precejšen del sevanja odsipa nazaj v vesolje in do tal pride občutno manj sevanja kot v primeru jasnega vremena – to je tudi vzrok, zakaj so jasni dnevi običajno toplejši od oblačnih.

Ob jasnem vremenu in če je Sonce v zenitu ( $90^\circ$  nad obzorjem), pride do tal približno 80 % direktnega sončnega sevanja. Za izračun oslabitve direktnega sevanja na navpični poti skozi celotno ozračje se lahko uporabi Lambert-Beerov zakon (izpeljava je v dodatku A.11)

$$j_t = j_0 e^{-\tau_{\text{zen}}} \quad (52)$$



**Slika 53:** Pot sončnega sevanja do tal v primeru jasnega in oblačnega vremena. Ob jasnem vremenu pride do tal večinoma direktno sončno sevanje, ob oblačnem pa difuzno, ki nastane zaradi močnega sipanja v oblakih.

$\tau_{zen}$  je optična debelina atmosfere ob zenitnem prehodu sevanja skozi ozračje, ki ima ob jasnem vremenu vrednost približno 0,22.  $j_0$  in  $j_t$  predstavljata gostoto energijskega toka direktnega sončnega sevanja nad ozračjem (solarna konstanta) in pri tleh.

Če Sonce ni v zenitu, se pot sevanja skozi ozračje podaljša približno za faktor  $1/\cos\beta$ , pri čemer kot  $\beta$  predstavlja zenitni kot (odklon smeri vpadanja sevanja glede na zenit – slika 53). V enačbi 52 se zato optična debelina poveča s  $\tau_{zen}$  na  $\tau_{zen}/\cos\beta$  in gostota toka pri tleh se izrazi kot

$$j_t = j_0 e^{-\frac{\tau_{zen}}{\cos\beta}}. \quad (53)$$

Moč sončnega sevanja, ki vpada na tla in se v njih absorbira, je odvisna tudi od kota, pod katerim sevanje vpada na tla. Moč sevanja, ki jo prejema tla, bo največja za sevanje, ki na tla vpada povsem pravokotno. Če sevanje vpada postrani, je prejeta moč manjša, saj se enaka količina sevanja razporedi na večjo površino tal. Moč sončnega sevanja, ki se absorbira v tleh, lahko izrazimo kot

$$P = (1 - a)j_t S \cdot \cos\alpha, \quad (54)$$

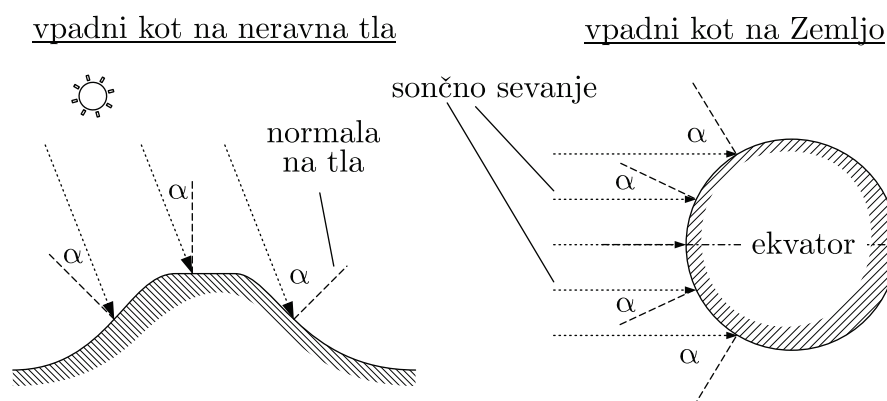
pri čemer je  $a$  albedo tal,  $S$  velikost površine tal,  $j_t$  gostota energijskega toka sončnega sevanja pri tleh in  $\alpha$  kot med smerjo vpadanja sevanja in normale na tla (ki vedno kaže pravokotno na tla, slika 54). Za tla, ki so povsem horizontalna, je  $\alpha$  kar enak zenitnemu kotu  $\beta$ , v splošnem pa to ne velja. Enačba 54 velja le za primer, ko sevanja na tla vpada le iz ene smeri (npr. za direktno sončno sevanje, ki prihaja le iz smeri Sonca, ne velja pa za difuzno sončno sevanje in za dolgovalovno sevanje ozračja, ki prihajata iz različnih smeri neba).

Količina energije, ki jo prek direktnega sončnega sevanja prejema tla, je torej zelo odvisna od albeda tal in od kota, pod katerim sevanje vpada na tla. Odvisnost od vpadnega kota je tudi glavni razlog, da prisojna pobočja, ki so v povprečju obrnjena bolj proti Soncu kot osojna, prejema več sončnega sevanja – v primeru prisojnih pobočij je  $\alpha$  manjši kot v primeru osojnih pobočij (slika 54). Za osojna pobočja je  $\alpha$  lahko celo večji kot  $90^\circ$  in v tem primeru ne prejema nič direktnega sevanja, saj so obrnjena povsem stran od Sonca.

Za skupno dnevno ali letno količino energije sončnega sevanja, ki vpade na tla, je zelo pomembna dnevna pot Sonca čez nebo. Za horizontalna tla je ob sončnem vzhodu  $\alpha = 90^\circ$ , potem se  $\alpha$  manjša in sredni dneva doseže najnižjo vrednost (takrat sevanje vpada na tla najmanj poševno), potem pa se popoldne  $\alpha$  spet veča in ob sončnem zahodu znova doseže  $90^\circ$ . Dnevna pot Sonca čez nebo je odvisna predvsem od letnega časa in geografske širine. V povprečju v tropskih predelih sončno sevanje vpada na tla manj poševno kot v zmernih in visokih geografskih širinah (slika 54), zato so tropski predeli najtoplejši.

Slika 55 prikazuje pot Sonca po nebu za Ljubljano ob zimskem in poletnem solsticiju. Ob poletnem solsticiju, ko je severna polobla obrnjena najbolj proti Soncu, je dolžina dneva približno 15,5 h in je Sonce sredi dneva okoli  $68^\circ$  nad obzorjem. Drugače je ob zimskem solsticiju, ko je dan dolg le približno 8,5 h in je Sonce sredi dneva le okoli  $21^\circ$  nad obzorjem. Povsem drugače je na otočju Svalbard, ki se nahaja na  $78^\circ$  severno v arktičnem krogu. V času poletnega solsticija je tam polarni dan, ko je Sonce vseskozi med  $12^\circ$  in  $36^\circ$  nad obzorjem. Spet drugače je v Kuala Lumpurju, ki se nahaja skoraj na ekvatorju

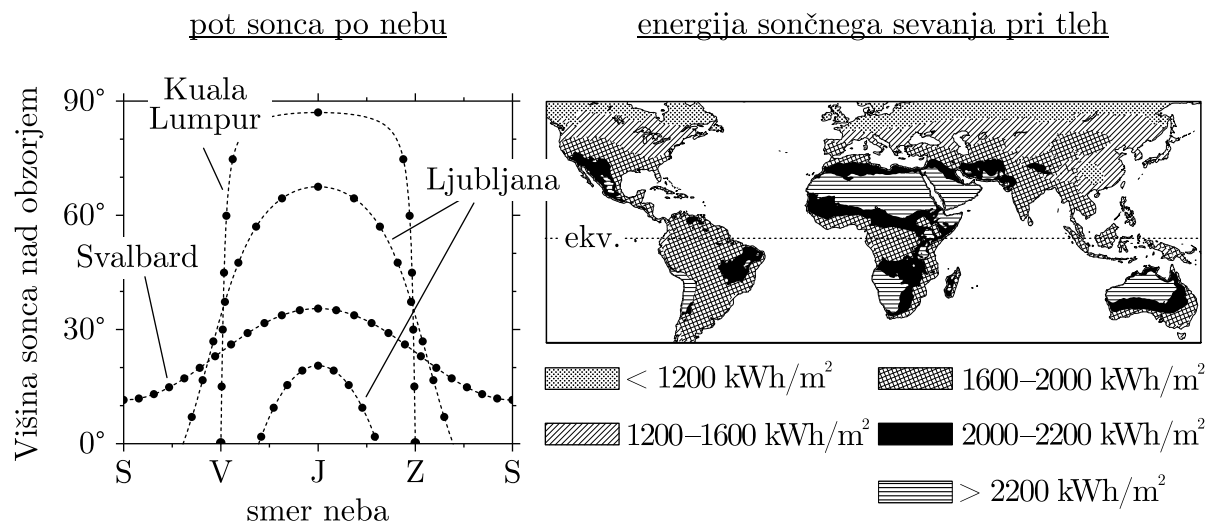




**Slika 54:** Različni vpadni kot direktnega sončnega sevanja na neravna tla in vpadni kot sončnega sevanja na Zemljo pri različnih geografskih širinah ob enakonočju.  $\alpha$  označuje kot med smerjo vpadanja sevanja in normale na tla (ki vedno kaže pravokotno na tla).

(3° severno). Ob enakonočju je tam dan dolg skoraj natančno 12 h, pri čemer Sonce vzide na vzhodu, se enakomerno dvigne skoraj do zenita in nato enakomerno spusti do zahoda.

Slika 55 prikazuje tudi povprečno letno količino energije sončnega sevanja, ki vpadne na Zemlji na horizontalna tla. Opaziti je, da največ energije ne prejmejo tla na ekvatorju, čeprav tam sončno sevanje v povprečju vpadne na tla najmanj poševno (npr. Kongovska kotlina in Amazonsko nižavje). Vzrok je oblačnost, ki se tam pogosto pojavlja. Največ energije tako prejmejo predeli okoli zemljepisne širine 30°, kjer so večinoma puščave in je oblačnost redka, pri čemer je letna količina sončne energije večinoma večja od 2200 kWh/m<sup>2</sup> (npr. Sahara, Arabska puščava, puščave v Avstraliji, Atakama, Namib, Kalahari). Sorazmerno veliko energije prejmejo tudi predeli na višjih nadmorskih višinah (npr. Tibetanska planota), saj je tam pot sončnega sevanja skozi ozračje krajša. Še bolj proti polom količina sončne energije upada in na zemljepisni širini približno 50° doseže vrednost približno 1200 kWh/m<sup>2</sup>. Podobna vrednost velja tudi za Slovenijo, kjer je letna energija sončnega sevanja med 1050 in 1400 kWh/m<sup>2</sup>. V Sloveniji je oblačnost sorazmerno pogosta in zato približno polovico energije tla pridobijo prek difuznega sevanja, polovico pa prek direktnega. Največ sončnega sevanja prejmejo Primorje, Kras in Goriška ter nekatere izpostavljene lege v Julijskih in Kamniških Alpah, najmanj pa vzhodno predgorje Julijskih Alp z Bohinjskim kotom, večji del Kamniških Alp ter južna Slovenija s Snežnikom.



**Slika 55:** Levo: pot Sonca po nebu za Ljubljano ob zimskem ter poletnem solsticiju, za Kuala Lumpur ( $3^\circ\text{S}$ ) ob enakonočju ter za otočje Svalbard ( $78^\circ\text{S}$ ) ob poletnem solsticiju. Črne pike predstavljajo polne ure po lokalnem sončnem času, ki je definiran tako, da je Sonce vedno najvišje ob 12h. Desno: povprečna letna količina energije sončnega sevanja, ki vpade na horizontalna tla. Vir podatkov [9].

**Naloga 19:** Kakšen delež direktnega sončnega sevanja pride ob jasnem vremenu do tal, če je Sonce v zenitu,  $45^\circ$  nad obzorjem in  $5^\circ$  nad obzorjem? Pri tem privzemi, da je optična debelina atmosfere ob zenitnem prehodu sevanja skozi ozračje 0,22.

*Rešitev:* Za izračun se lahko uporabi enačba 53, pri čemer nas zanima razmerje med gostoto energijskega toka sevanja pri tleh in nad ozračjem

$$\frac{j_t}{j_0} = e^{-\frac{\tau_{zen}}{\cos \beta}}.$$

Če je Sonce v zenitu, je  $\beta = 0^\circ$  in rezultat je

$$\frac{j_t}{j_0} = e^{-\frac{0,22}{\cos 0^\circ}} = 0,8.$$

Na enak način za  $\beta = 45^\circ$  in  $\beta = 85^\circ$  dobimo rezultata 0,73 in 0,08. Kažeta na to, da pri  $\beta = 45^\circ$  oslabitev direktnega sončnega sevanja še ni občutna in skozi ozračje pride le približno 10 % manj sevanja kot v primeru Sonca v zenitu. Povsem drugače je, ko je Sonce le  $5^\circ$  nad obzorjem in skozi ozračje pride desetkrat manj sevanja kot pri zenitu. To je odsev občutno podaljšane poti skozi ozračje in je tudi razlog, da lahko Sonce ob sončnem zahodu ali vzhodu gledamo s prostim očesom, medtem ko sredi dneva to ni mogoče zaradi premočne svetlobe.

**Naloga 20:** V Sloveniji se na leto porabi približno 16500 GWh električne energije (kar je enako  $5,94 \cdot 10^{16}$  J). Pridobimo jo iz hidroelektrarn, termoelektrarn, jedrske elektrarne, nekaj malega iz sončnih in vetrnih elektrarn, preostanek pa iz uvoza. Kako veliko sončno elektrarno bi bilo treba postaviti v Sahari, da bi na letni ravni proizvedli enako količino električne energije? Pri tem si račun olajšaj in privzemi, da so solarne celice postavljene horizontalno, da je vsak dan enak in traja točno 12 h. Namesto realistične poti Sonca čez nebo predpostavi, da je Sonce čez dan kar ves čas na polovični višini ( $45^\circ$  nad obzorjem) ter da je gostota toka direktnega sončnega sevanja pri tleh  $1000 \text{ W/m}^2$ . Privzemi tudi, da zaradi jasnega vremena na tla vpada le direktno sončno sevanje in da je izkoristek solarnih celic 20 % (takšen delež vpadlega sevanja se pretvori v električno energijo).

*Rešitev:* Za izračun moči sevanja, ki se čez dan pretvarja v električno energijo, lahko uporabimo enačbo 54, v kateri člen  $(1 - a)$  zamenjamo z izkoristkom  $\eta = 0,2$ .

$$P = \eta \cdot j_t S \cdot \cos \alpha.$$

Za izračun celoletne proizvedene električne energije je treba moč pomnožiti s časom, v katerem poteka proizvodnja elektrike (čas, ko je Sonce nad obzorjem), ki je enak  $t = 12 \text{ h} \cdot 365 = 15,77 \cdot 10^6 \text{ s}$ . Proizvedena električna energija je tako

$$A = P \cdot t = \eta \cdot j_{\text{dir}} S \cdot \cos \alpha \cdot t,$$

od koder izrazimo in izračunamo velikost potrebne površine solarnih celic

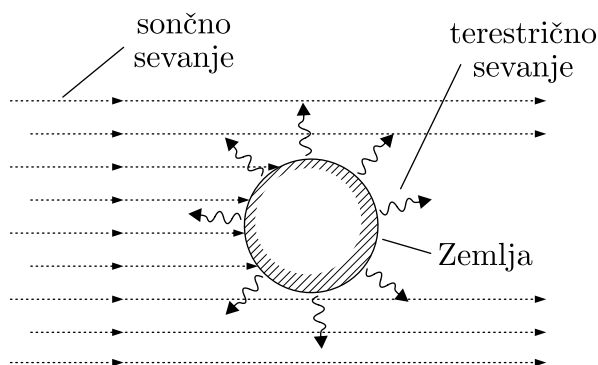
$$S = \frac{A}{\eta \cdot j_{\text{dir}} \cdot \cos \alpha \cdot t} = \frac{5,94 \cdot 10^{16} \text{ J}}{0,2 \cdot 1000 \text{ W/m}^2 \cdot \cos 45^\circ \cdot 15,77 \cdot 10^6 \text{ s}} = 26,6 \text{ km}^2.$$

Potrebovali bi torej območje veliko približno  $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ . Če bi bil izkoristek solarnih celic boljši, bi bilo območje lahko tudi manjše.

### 33 Ravnovesna temperatura Zemlje in učinek tople grede

V splošnem približno velja, da je Zemlja v *sevalnem ravnovesju*, saj toliko energije, kot jo prek kratkovalovnega sevanja prejme od Sonca, tudi sama odda v obliki dolgovalovnega sevanja (slika 56). Ker je količina oddanega sevanja odvisna predvsem od temperature, lahko prek sevalnega ravnovesja določimo, kakšna je ravnovesna temperatura Zemlje, da količina oddane energije ravno ustreza količini prejete energije.

Za izračun približne ravnovesne temperature lahko uporabimo nekaj preprostih poenostavitvev. Najprej predpostavimo, da so tla, ozračje in oceani telo z enotno temperaturo, ki jo označimo s  $T_z$ . Predpostavimo tudi, da razen sevanja ni drugih virov ali načinov



**Slika 56:** Sevalno ravnovesje Zemlje, kjer toliko energije, kot jo prejme od sončnega sevanja, tudi sama odda v obliki dolgovalovnega sevanja.

prenosa energije. Privzamemo tudi, da je Zemlja povsem okrogla in da je povprečni albedo Zemlje za sončno sevanje  $a = 0,3$ , torej da se od Zemlje odbije 30 % sončnega sevanja, medtem ko se preostali del absorbira. Privzamemo tudi, da Zemlja seva kot črno telo. S temi predpostavkami lahko zapišemo moč sevanja, ki ga Zemlja prejme od Sonca, kot  $P_{\text{prej}} = (1 - a)S_p j_0$ , kjer je  $j_0$  solarna konstanta,  $S_p$  pa velikost površine, s katero Zemlja prestreza sončno sevanje. Iz smeri Sonca je Zemlja videti kot krožnica s polmerom enakim radiju Zemlje, tako da velja  $S_p = \pi R_z^2$  kjer je  $R_z$  radij Zemlje. Tako velja  $P_{\text{prej}} = (1 - a)\pi R_z^2 j_0$ . Moč oddanega sevanja lahko zapišemo kot  $P_{\text{odd}} = S_Z \cdot j_Z$ , kjer je  $S_Z = 4\pi R_z^2$  celotna površina Zemlje,  $j_Z$  pa gostota energijskega toka, ki ga odda črno telo (enačba 51). Tako velja  $P_{\text{odd}} = 4\pi R_z^2 \sigma T_z^4$ .

V sevalnem ravnovesju je prejeta moč enaka oddani moči

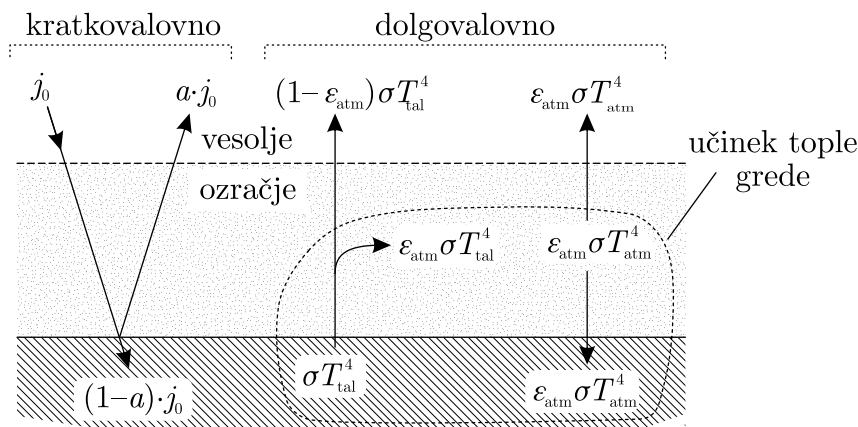
$$\begin{aligned} P_{\text{prej}} &= P_{\text{odd}}, \\ (1 - a)\pi R_z^2 j_0 &= 4\pi R_z^2 \sigma T_z^4, \end{aligned} \quad (55)$$

od koder lahko izrazimo in izračunamo  $T_z$  kot

$$T_z = \sqrt[4]{\frac{(1 - a)j_0}{4\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{(1 - 0,3) \cdot 1366 \text{ W/m}^2}{4 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/(m}^2 \text{ K}^4)}} = 255 \text{ K} = -18 \text{ }^\circ\text{C}. \quad (56)$$

Ravnovesna temperatura Zemlje, podana z enačbo 56, je nerealno nizka in se od prave povprečne temperature blizu tal (približno 15 °C) razlikuje za približno 30 °C. Rezultat je tak, ker nismo posebej upoštevali vpliva ozračja.

Izračun ravnovesne temperature lahko precej izboljšamo, če upoštevamo, da je atmosfera ločeno telo, ki ima drugačno temperaturo od tal ter prepušča večino sončnega sevanja in hkrati vpija del dolgovalovnega sevanja, ki izhaja iz tal. Pri tem temperaturo tal označimo s  $T_{\text{tal}}$ , temperaturo atmosfere pa s  $T_{\text{atm}}$ . Predpostavili bomo, da ozračje v celoti prepušča sončno sevanje (to ni povsem res, saj se v ozračju absorbira del sončnega ultravijoličnega in infrardečega sevanja) ter da je emisivnost ozračja  $\varepsilon_{\text{atm}} = 0,7$ . Po Kirchhoffovem zakonu sevanja velja tudi, da je emisivnost ozračja kar enaka absorptivnosti



**Slika 57:** Skica bilance sevanja za sevalno ravnovesje Zemlje pri predpostavki, da gre pri tleh in atmosferi za dve ločeni telesi z različnima temperaturama.

ozračja – torej  $\epsilon_{\text{atm}}$  predstavlja tudi delež dolgovalovnega sevanja tal, ki se absorbira v ozračju.

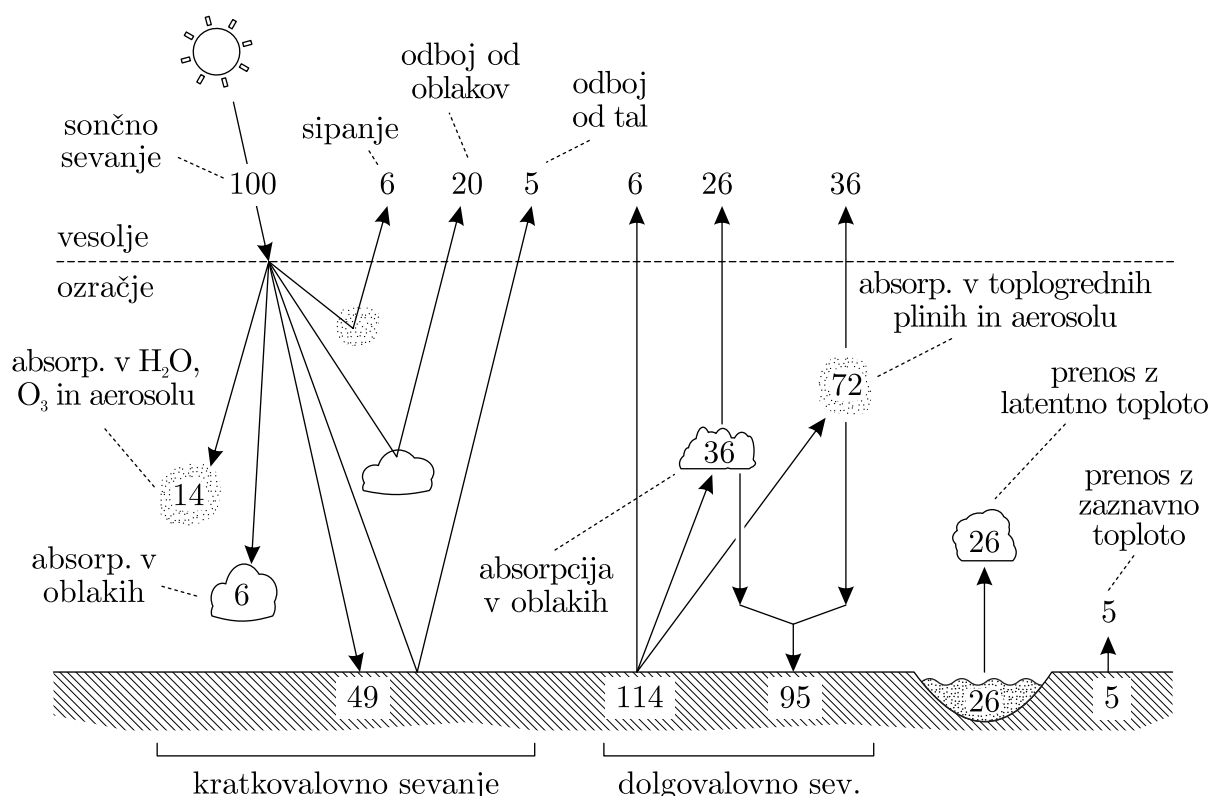
Skica bilance sevanj je prikazana na sliki 57. V tem primeru je temperatura tal podana z izrazom (izpeljava je v dodatku A.12)

$$T_{\text{tal}} = T_z \cdot \sqrt[4]{\frac{1}{1 - \epsilon_{\text{atm}}/2}} = 255 \text{ K} \cdot \sqrt[4]{\frac{1}{1 - 0,7/2}} = 284 \text{ K} = 11 \text{ }^\circ\text{C}. \quad (57)$$

V enačbi 57 se v primerjavi z enačbo 56 pojavi dodaten člen, ki je odvisen od vrednosti  $\epsilon_{\text{atm}}$  – torej od tega, kako dobro ozračje vpija in oddaja dolgovalovno sevanje. Temperatura tal, podana z enačbo 57, je sicer še vedno nekoliko nižja, kot je resnična povprečna temperatura zraka blizu tal (predvsem zato, ker nismo upoštevali vpliva oblačnosti na dolgovalovno sevanje), a je hkrati za približno  $30 \text{ }^\circ\text{C}$  višja od  $T_z$  in zato veliko bolj realna. Razlika med enačbama 56 in 57 nastane zaradi vpliva ozračja, ki ga imenujemo **učinek tople grede**. Pri tem učinku se del dolgovalovnega sevanja, ki ga oddajajo tla, prestreže v ozračju in vrne proti tlam (slika 57).

Pline, ki prepuščajo kratkovalovno sončno sevanje in hkrati absorbirajo dolgovalovno terestrično sevanje, imenujemo **toplogredni plini**. Najmočnejši toplogredni plin je vodna para, ki ima številne močne in široke absorpcijske pasove v IR-delu spektra (slika 51). Drugi pomembni toplogredni plini so ogljikov dioksid, metan, didušikov oksid in ozon. Toplogredni plini v ozračju imajo zelo pomembno vlogo, saj prek učinka tople grede občutno zvišajo temperaturo blizu tal. Brez teh plinov bi bilo površje Zemlje precej bolj hladno in vprašanje je, kakšno življenje bi se razvilo. V zadnjem času se pojavlja velik problem, saj se koncentracije nekaterih toplogrednih plinov večajo zaradi človeškega delovanja. To ojačuje učinek tople grede, zaradi česar prihaja do podnebnih sprememb in globalnega segrevanja (več o tem v poglavju 34).

Slika 58 prikazuje dokaj realistično oceno prenosov energije na Zemlji, ki poleg sevanja vključuje še nekatere druge načine prenosa energije. Od energije sončnega sevanja, ki vpade na Zemljo, se nazaj v vesolje v povprečju odbije približno 31 %. Od tega se se



**Slika 58:** Skica povprečnih energijskih tokov na Zemlji. Števila predstavljajo delež, izražen v odstotkih, v primerjavi s skupno močjo sončnega sevanja, ki vpada na Zemljo (100 % ustreza moči približno  $1,74 \cdot 10^{17}$  W). Prirejeno po [10].

6 % odbije prek sipanja na molekulah zraka, 20 % od oblakov in 5 % od tal. Hkrati se 20 % sončnega sevanja absorbira v ozračju v nekaterih plinih, na aerosolu in v oblakih. Preostalih 49 % sončnega sevanja se absorbira v tleh. Od dolgovalovnega sevanja, ki ga oddajo tla, se ga največ absorbira v toplogrednih plinih ter aerosolu, manjši del pa tudi v oblakih. Večino tega sevanja ozračje vrne proti tlam prek učinka tople grede. Poleg sevanja pa energija iz tal na ozračje prehaja tudi prek tokov latentne in zaznavne toplote. Kondukcija med tlemi in ozračjem povzroča **prenos zaznavne toplote**, ki je po velikosti energijskega toka enak 5 % sončnega sevanja. **Prenos latentne toplote** se dogaja predvsem ob izhlapevanju vode iz tal (predvsem iz oceanov), pri čemer se za izhlapevanje porabi določena količina energije iz tal, ki se na račun tega ohlajajo. Ta energija se pozneje ob kondenzaciji v oblakih sprosti in segreva okoliški zrak. Prenos energije prek latentne toplote je sorazmerno velik in je po velikosti energijskega toka enak 26 % sončnega sevanja.

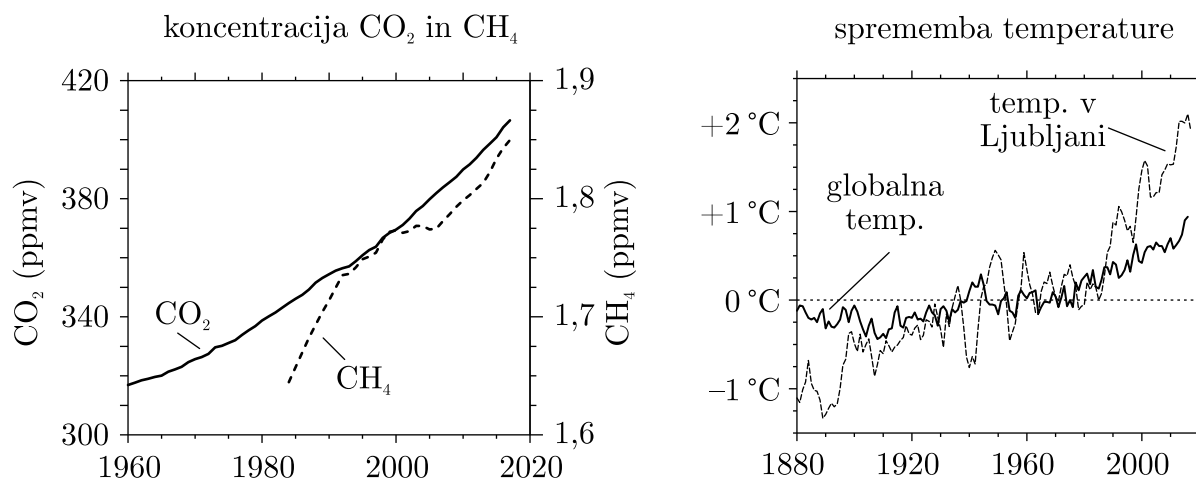
V resnici Zemlja trenutno ni povsem v sevalnem ravnovesju, saj se temperatura prilagaja povečanim koncentracijam toplogrednih plinov, poleg tega se koncentracije teh plinov še vedno večajo zaradi antropogenih izpustov. Zemlja dandanes prejema za približno  $1 \text{ W/m}^2$  več energije, kot jo oddaja, zato se segreva. Razlika med prejeto in oddano energijo se porablja predvsem za segrevanje oceanov (približno 90 % energije), ki

imajo, v primerjavi s koptim in z ozračjem, večjo zmožnost, da v sorazmerno kratkem času shranijo večjo količino energije.

## 34 Podnebne spremembe in globalno segrevanje

Podnebne spremembe in globalno segrevanje so posledice povečanja količine nekaterih toplogrednih plinov v ozračju, ki povečujejo učinek tople grede. Najbolj problematičen je ogljikov dioksid  $\text{CO}_2$ , katerega količina se je od začetka industrijske revolucije do zdaj povečala za več kot 40 %. Koncentracija se običajno podaja v milijoninkah volumskega deleža  $\text{CO}_2$  v enotah ppmv (angl. *parts-per-million-volume*). Enota ppmv predstavlja razmerje med številom molekul  $\text{CO}_2$  in številom vseh molekul zraka v nekem volumnu, izraženo v milijoninkah. Pred 250 leti je bila koncentracija  $\text{CO}_2$  približno 280 ppmv, do zdaj pa je narasla na približno 410 ppmv (podatek velja za leto 2018). Povečanje koncentracije  $\text{CO}_2$  je posledica predvsem kurjenja fosilnih goriv, ki se povečuje zaradi vse večjih potreb človeštva po energiji. Količina  $\text{CO}_2$  narašča vse hitreje (slika 59) in trenutne antropogene emisije  $\text{CO}_2$  so šestkrat večje, kot so bile leta 1950. Trenutne koncentracije  $\text{CO}_2$  so velike tudi v primerjavi z zadnjim obdobjem v Zemljini zgodovini. Kemijske analize mehurčkov zraka, ujetega globoko v polarnem ledu, kažejo na to, da zadnjih 800000 let koncentracije  $\text{CO}_2$  niso presegle vrednosti 300 ppmv.

Problematičen je tudi metan  $\text{CH}_4$ , katerega količina prav tako narašča zaradi antropogenih vzrokov, predvsem zaradi poljedelstva, živinoreje in rudarjenja. Pred 250 leti je bila koncentracija  $\text{CH}_4$  približno 0,7 ppmv, do zdaj pa je narasla za več kot 150 %, na približno 1,8 ppmv (slika 59). Čeprav je v ozračju metana precej manj kot ogljikovega dioksida, pa je vpliv posamezne molekule  $\text{CH}_4$  na učinek tople grede precej večji od vpliva posamezne



**Slika 59:** Spremembe koncentracije  $\text{CO}_2$  in  $\text{CH}_4$  v zadnjih desetletjih in sprememba povprečne globalne temperature in temperature v Ljubljani od leta 1880. Prikazano je odstopanje temperature od povprečne temperature v 20. stoletju (obdobje 1900–2000). Viri podatkov: [11], [12], [13] in Agencija Republike Slovenije za okolje.

molekule CO<sub>2</sub>. Molekula metana ima precej večjo sposobnost absorpcije v IR-območju kot molekula CO<sub>2</sub>. Poleg tega se absorpcijske črte metana nahajajo pri valovnih dolžinah, kjer drugi plini ne absorbirajo, kar ne drži za CO<sub>2</sub>, pri katerem se absorpcijske črte precej prekrivajo s črtami drugih plinov, predvsem vodne pare (slika 51). Sorazmerno majhno povečanje koncentracije metana (približno za 1,1 ppmv) ima zato zaznaven vpliv na učinek tople grede. Trenutno velja, da je skupni vpliv CH<sub>4</sub> na povečanje učinka tople grede za polovico manjši od vpliva CO<sub>2</sub>. Podobno kot za CH<sub>4</sub> in CO<sub>2</sub> velja tudi za N<sub>2</sub>O, katerega koncentracije se je zaradi antropogenih dejavnosti prav tako povečala, vendar je njegov vpliv na povečanje učinka tople grede precej manjši.

Povečane koncentracije toplogrednih plinov imajo tudi nekatere sekundarne vplive, ki lahko še dodatno povečajo učinek tople grede in povišajo temperaturo. Zaradi vsesplošnega dviga temperature je v ozračju več vodne pare kot prej. Ker je ta najmočnejši toplogredni plin, se hkrati z njeno povečano koncentracijo ojača tudi učinek tople grede. Zaradi dviga temperature prihaja tudi do taljenja ledu v polarnih predelih, pri čemer se manjša velikost površine, ki jo prekriva led. Z ledom prekrte ali zasnežene površine imajo zelo velik albedo v primerjavi z kopnimi površinami ali oceani, ki večino sončnega sevanja absorbirajo. Ker se velikost z ledom prekritih površin zmanjšuje, se absorbira več sončnega sevanja in temperature se še dodatno povišajo. Primer je tudi permafrost, v katerem so ujete večje količine CO<sub>2</sub> in CH<sub>4</sub>. Ob povišanih temperaturah prihaja do njegovega taljenja, pri čemer plina uhajata v ozračje, kar še dodatno ojača učinek tople grede.

Najočitnejša posledica povečanih koncentracij toplogrednih plinov je dvig povprečne temperature na Zemlji oziroma **globalno segrevanje**. Slika 59 prikazuje povprečno globalno temperaturo zraka blizu tal od 1880 naprej. Iz prikazanega niza je jasno razvidno, da se je povprečna globalna temperatura do zdaj dvignila za približno 1 °C. Dvig temperature je posledica povečanega učinka tople grede, pri katerem se vse večji delež dolgovalovnega sevanja tal prestreže v ozračju in prek emisije ozračja vrne proti tlom. Pomembno je poudariti, da povprečni globalni dvig temperature za 1 °C ne pomeni, da se je temperatura za toliko dvignila povsod. V resnici so nekateri predeli Zemlje segrevajo precej hitreje kot drugi. Takšen primer je Ljubljana, kjer se je temperatura povišala za 2–3 °C (slika 59). Pri tem je treba poudariti, da povišanje temperature v Ljubljani ni le posledica podnebnega segrevanja, ampak tudi širitve mesta in ob tem povečanja mestnega toplotnega otoka. Meritve na drugih lokacijah v Sloveniji razkrivajo, da se je povprečna temperatura od 60. let prejšnjega stoletja dvignila za okrog 2 °C, kar kaže na to, da se Slovenija resnično segreva hitreje od globalnega povprečja.

Poleg segrevanja pa prihaja še do drugih sprememb podnebja, kot so **spremembe tipičnih vremenskih vzorcev**, kar, denimo, vpliva na prostorsko porazdelitev padavin. Tako lahko na nekaterih območjih pride do **zmanjšanja količine padavin**, na drugih pa do povečanja. Manjša količina padavin poveča verjetnost za pojav suše ter podaljša njeno trajanje, kar v kombinaciji z višjo temperaturo poveča stres pri rastlinah ter vpliva na pridelavo hrane in živinorejo. Meritve potrjujejo zmanjšanje količine padavin v številnih predelih Zemlje. Primer dveh izrazitih območjih z manj padavinami sta področje Sahela v Afriki ter jug Evrope ob Sredozemskem morju. Tudi v Sloveniji, predvsem v zahodni polovici države, so na številnih merilnih postajah opazili statistično značilno zmanjšanje



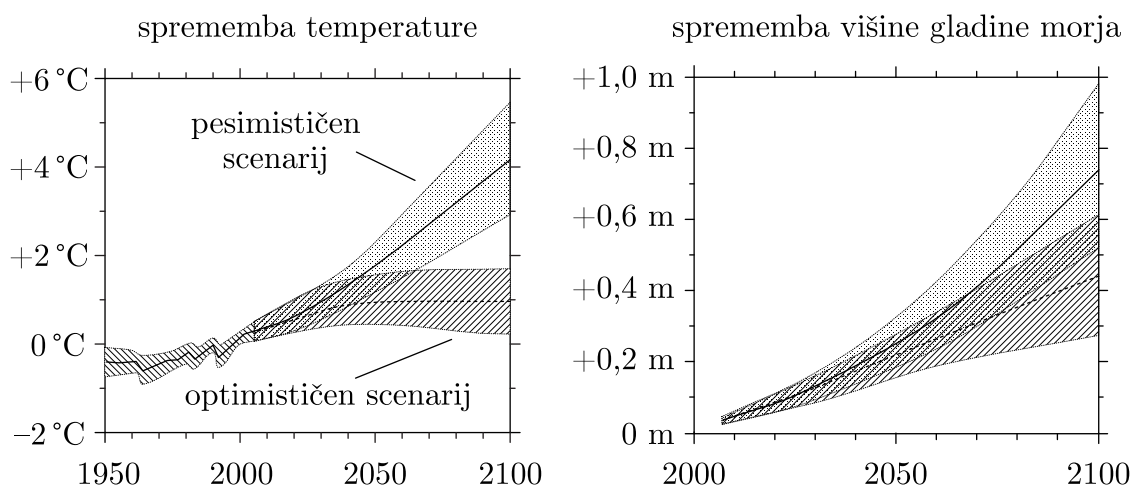
količine padavin v primerjavi s stanjem izpred nekaj desetletij. V povezavi s povišanimi temperaturami so v Sloveniji opazili tudi znatno zmanjšanje količine novozapadlega snega, hkrati pa se je podaljšalo povprečno trajanje sončnega obsevanja (čas, ko je gostota energijskega toka sončnega sevanja pri tleh večja kot neka mejna vrednost – običajno se uporablja mejna vrednost  $120 \text{ W/m}^2$ ).

Podnebne spremembe vplivajo tudi na oceane. Temperatura vode v zgornji plasti oceanov (do globine 700 m) se je od leta 1961 v povprečju zvišala za približno  $0,10 \text{ }^\circ\text{C}$ . Zaradi taljenja ledu na kopnem, predvsem ledenikov v gorah in ledu v polarnih predelih, ter temperaturnega raztezka vode se **dviga gladina morij**. V povprečju se je gladina v zadnjih 150 letih dvignila za približno 25 cm, pri čemer velikost dviga ni povsod enaka, zato že imajo resne težave nekatera obalna območja na zelo nizki nadmorski višini. Tam se pojavljajo problemi s pogostejšim poplavljanjem, z močnejšo obalno erozijo in s preskrbo pitne vode. Dolgoročno so problem predvsem gosto poseljena območja ob velikih rečnih deltah v Aziji in Afriki ter nekatere otoške države, predvsem v Pacifiku. Zaradi večje količine  $\text{CO}_2$  v ozračju se vse več tega plina raztopi v oceanih, kar **povečuje kislost morske vode**. Do zdaj se je v zgornji plasti oceanov pH znižal za približno 0,1, kar otežuje preživetje koralam, školjkam, ostrigam in nekaterim drugim morskim organizmom, ki v bolj kislem okolju težje izgradijo skelet in oklepe.

Ena izmed posledic povišanih temperatur so tudi spremembe območij, na katerih se tipično pojavljajo določene **bolezni**. Takšen primer so nekatere bolezni, ki jih prenašajo komarji in klopi (npr. malarija in Lymška borelijoza), saj prenašalci teh bolezni lahko preživijo na območjih, kjer v preteklosti niso mogli.

Z uporabo računalniških simulacij klime je mogoče napovedati spremembe podnebja v prihodnosti. Simulacije se izdelajo z uporabo **klimatskih modelov**, ki so delno podobni numeričnim modelom za napovedovanje vremena (več o tem v poglavju 36), ki poleg vremena simulirajo tudi oceane in nekatere druge dejavnike, ki lahko vplivajo na podnebje (npr. sprememba vegetacije). Projekcije so običajno delajo za obdobje do konca 21. stoletja. Dolgoročne simulacije podnebja so povezane z določeno negotovostjo, saj trenutni klimatski modeli ne zmorejo povsem realistično simulirati vseh dejavnikov, ki vplivajo na podnebje. Klimatski modeli se neprestano izboljšujejo in tako dajejo vse bolj natančno sliko dogajanja v prihodnosti. Simulacije podnebja so tudi zelo odvisne od predpostavk o antropogenih izpustih toplogrednih plinov v prihodnosti. Za te izpuste se uporablja nekaj standardnih scenarijev. Najbolj optimističen scenarij predpostavi, da bodo antropogeni izpusti toplogrednih plinov dosegli maksimum v obdobju 2010–2020 in se nato začeli hitro manjšati. Najbolj pesimističen scenarij predpostavi, da se bodo antropogeni izpusti povečevali vse do konca 21. stoletja.

Slika 60 prikazuje napovedi spremembe povprečne globalne temperature in višine gladine morja za oba scenarija. Glede na optimističen scenarij bi se povprečna temperatura do konca 21. stoletja dvignila še za približno  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , medtem ko pesimističen scenarij napoveduje veliko večji dvig temperature, za približno  $4 \text{ }^\circ\text{C}$ . Za dvig gladine morja je razlika med scenarijema manjša, saj prvi napoveduje dodaten dvig za približno 0,4 m, drugi pa za približno 0,7 m. Po pesimističnem scenariju bi se višina morja, v primerjavi z obdobjem pred industrijsko revolucijo, dvignila za okoli 1 m. Med scenariji je tudi precej



**Slika 60:** Napovedi sprememb povprečne globalne temperature pri tleh in višine gladine morja do konca 21. stoletja. Simulacije so narejene glede na optimističen in pesimističen scenarij antropogenih izpustov toplogrednih plinov. Prikazane so spremembe glede na povprečno temperaturo oz. gladino morja v obdobju 1986–2005. Senčena območja okoli krivulj ponazarjajo velikost negotovosti napovedi. Prirejeno po [14].

razlike v napovedi kislosti oceanov. Po optimističnem bi se pH lahko dodatno znižal še za približno 0,1, po pesimističnem pa veliko bolj, za okoli 0,7.

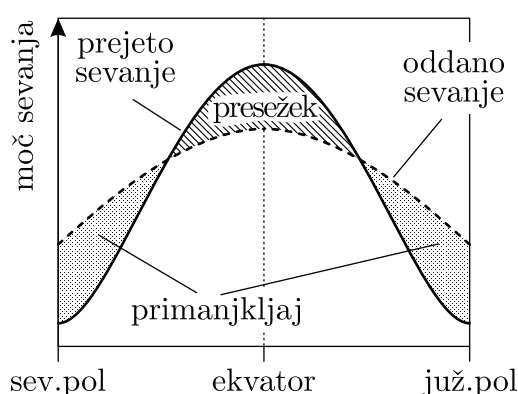
Spremembe podnebja v prihodnosti so zelo odvisne od količine antropogenih izpustov toplogrednih plinov v prihodnosti. Občutno zmanjšanje izpustov lahko precej zmanjša velikost podnebnih sprememb in s tem povezanih negativnih posledic. Edini način za učinkovito zmanjšanje izpustov so politični dogovori na globalni ravni, pri kateri se večina držav zaveže k izvajanju določenih ukrepov. Do zdaj so bili poskusi takšnih dogovorov precej neuspešni in izpusti so se še naprej povečevali, pri čemer je vzrokov za neuspeh več. Veliko vlogo igrajo razlike med bolj in manj razvitimi državami. Manj razvite očitajo razvitejšim, da je njihov pretekli razvoj temeljil na veliki količini izpustov in da ne bi bilo pravično, da bi morale vse države v enaki meri omejiti izpuste. Obstaja tudi vprašanje odgovornosti za pretekle izpuste, saj so za večino teh odgovorne razvitejše države, medtem ko posledice čutijo tudi države, ki v preteklosti niso imele velikih izpustov – zato te od razvitejših pričakujejo določeno finančno pomoč pri prilagajanju na spremembe podnebja. Veliko vprašanje je tudi, kaj bo s klimatskimi migranti – to so prebivalci območij, ki so ali bodo zaradi podnebnih sprememb postala neprimerna za preživetje (npr. zaradi otežene pridelave hrane ali pomanjkanja pitne vode), in jim bo treba najti nove domove. Posebno skupino predstavljajo države, ki so velike izvoznice energentov – tem ni v interesu, da bi se poraba energentov drastično zmanjšala, saj bi bil zaslužek manjši. Situacijo zaplete tudi dejstvo, da obstajajo tudi države, ki jim bodo spremembe podnebja bolj koristile kot škodovale.

Najnovejši poskus dogovora predstavlja *Pariški sporazum*, ki ga je leta 2015 podpisalo 195 držav. V okviru sporazuma je bil določen cilj, da se izpusti toplogrednih plinov zmanjšajo v tolikšni meri, da bi bil dvig globalne temperature manjši od 2 °C (v primerjavi

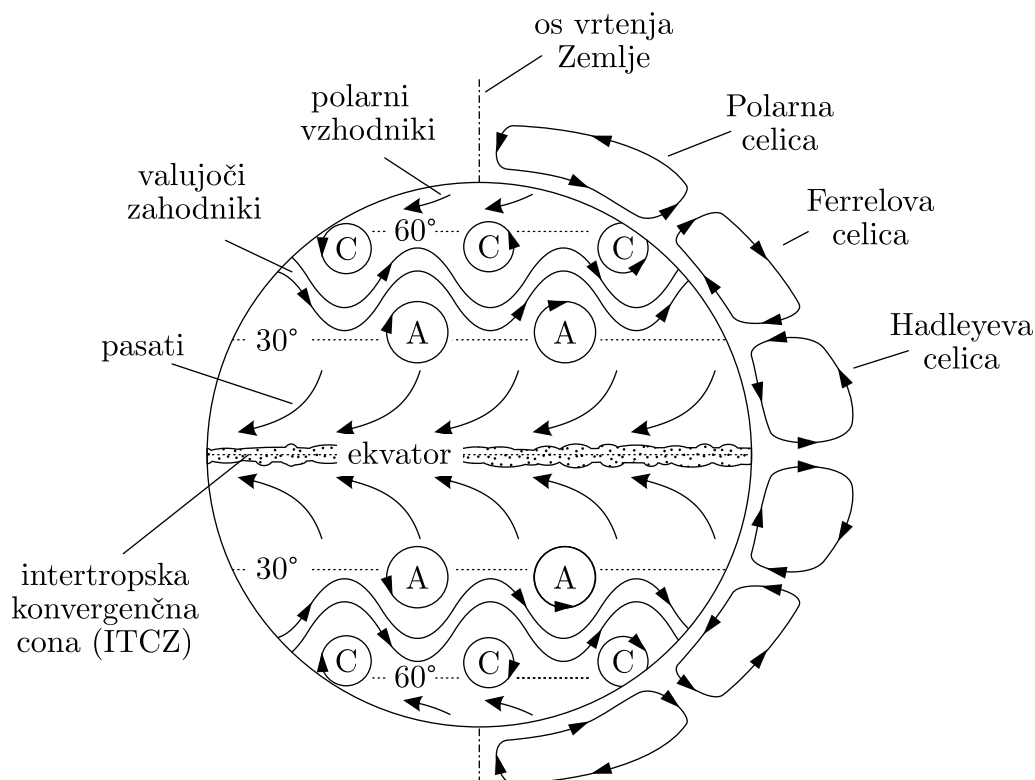
s stanjem pred industrijsko revolucijo), pri čemer se bo dvig poskušal omejiti na 1,5 °C. Pri sporazumu pa je precej podrobnosti še nedorečenih, nekatere države pa so iz njega tudi že izstopile, tako da njegov uspeh še zdaleč ni zagotovljen (takšno je stanje v letu 2019).

## 35 Globalna cirkulacija

Čeprav približno velja, da je Zemlja v sevalnem ravnovesju, torej da toliko energije, kot jo prek kratkovalovnega sevanja prejme od Sonca, tudi sama odda v obliki dolgovalovnega sevanja, to lokalno ne velja. Nekateri predeli Zemlje namreč prejema več energije, kot jo oddajajo, drugi pa ravno obratno. Slika 61 prikazuje približno gostoto moči prejetega in oddanega sevanja pri različnih zemljepisnih širinah. V tropskih predelih, približno do zemljepisne širine 35°, Zemlja prejema več energije, kot jo oddaja, pri višjih zemljepisnih širinah pa je ravno obratno. To neskladje povzroči, da v območju okoli tropov obstaja presežek energije, pri višjih zemljepisnih širinah pa primanjkljaj. Ob takšnem neravnovesju med prejeta in oddano energijo bi se brez izmenjave toplote temperatura v tropih neprestano višala (drugod pa ravno obratno), vendar se to ne dogaja. To kaže da mora obstajati mehanizem, ki presežek energije iz tropskih predelov neprestano prenaša v višje geografske širine. To se dogaja z globalnim tokom atmosfere in oceanov, kar imenujemo tudi *globalna cirkulacija*. S premikanjem zraka v atmosferi in vode v oceanih se med različnimi predeli Zemlje prenaša tudi toplota, zato se zmanjšajo temperaturne razlike, pri čemer so tropski predeli hladnejši, polarni pa toplejši, kot bi bili sicer. Drugače je na kakšnem planetu ali luni, ki nima ozračja in oceanov (npr. na Luni, ki skoraj nima ozračja). Tam bi krivulji s slike 61 skoraj povsem sovpadali, pri čemer bi veljalo, da je v približnem sevalnem ravnovesju vsak posamezen predel površja planeta, saj ne bi bilo mehanizma, ki bi omogočal prenos energije med različnimi predeli.



**Slika 61:** Približna primerjava gostote moči prejetega sončnega sevanja (polna črta) in oddanega terestričnega sevanja (prekinjena črta) pri različnih zemljepisnih širinah.



**Slika 62:** Idealizirana slika globalne cirkulacije atmosfere. Oznaki C in A predstavljata ciklone in anticiklone.

Podrobna obravnava globalne cirkulacije atmosfere presega snov tega učbenika, poleg tega se s cirkulacijo v oceanih ne bomo ukvarjali. Slika 62 prikazuje idealizirano sliko globalne cirkulacije atmosfere ter prevladujočih vetrov.

Območja v neposredni bližini ekvatorja prejmejo največ sončnega sevanja in so najtoplejša. Tam se zrak pri tleh steka z obeh polobel ter se dviguje v tako imenovani **intertropski konvergenčni coni** (angl. *Intertropical Convergence Zone* ali ITCZ). ITCZ je območje zelo pogoste proste konvekcije, oblačnosti in padavin. V ITCZ pade znaten delež globalnih padavin na Zemlji. Lokacija ITCZ se spreminja glede na letne čase (v času poletja na severni polobli je bolj severno, pozimi pa bolj južno), na njeno obliko pa precej vpliva tudi razporeditev kopnega. Dviganje zraka v ITCZ povzroči, da v višinah zrak odteka proti poloma. Zaradi Coriolisove sile, ki tok odklanja v stran, pa se tok proti polom prekine in razklopi (pri približno 30°), pri čemer nastanejo tri značilne celice (slika 62).

**Hadleyeva celica** je sestavljena iz dviganja v ITCZ, toka proti polom v višinah, spuščanja zraka pri približno 30° ter stekanja zraka proti ITCZ v spodnjih plasteh ozračja. Posledica stekanja so **pasati**. To so prevladujoči severo- in jugovzhodni vetrovi v tropskih predelih, ki pihajo blizu tal od 30° proti ekvatorju oziroma ITCZ. Zaradi prevladujočega spuščanja so pri 30° velika območja puščav. Na primer, na severni polobli so Sahara, puščave v Mehiki in ZDA ter Arabska puščava, na južni polobli pa Atakama, Namib,

Kalahari ter puščave v Avstraliji. **Polarna celica** nastane v polarnih predelih, pri čemer se nad poloma zrak spušča, pri približno  $60^\circ$  pa dviga, vmes pa blizu tal pihajo **polarni vzhodniki**.

Med Hadleyevo in polarno celico je območje **Ferrellove celice**, v kateri prevladujejo **valujoči zahodniki**. Ti valovi v zahodniku se imenujejo **Rossbyjevi** ali **planetarni valovi** in njihova tipična valovna dolžina je nekaj tisoč kilometrov. Rossbyjevi valovi se najpogosteje premikajo proti vzhodu, lahko pa so tudi stacionarni ali pa se premikajo proti zahodu. V primeru stacionarnega vala se lahko nad nekim geografskim območjem dlje časa vzdržuje enaka vremenska situacija, kar se pogosto omenja kot blokada (angl. *blocking*). Med valovi se na obeh straneh pojavljajo veliki vrtinci v toku zraka, pri čemer se na polarni strani običajno pojavljajo cikloni, na ekvatorialni strani pa anticikloni.

V primerjavi z idealizirano situacijo, prikazano na sliki 62, je v realnosti globalna cirkulacija precej bolj zapletena. Velik vpliv nanjo ima kopno, ki lahko, prek vpliva orografije ali zaradi različne temperature površja v primerjavi z oceani, precej spremeni globalni tok zraka. Vpliv ima tudi neenakomerna temperatura površin oceanov, ki nastane zaradi gibanja vode v morskih tokovih.

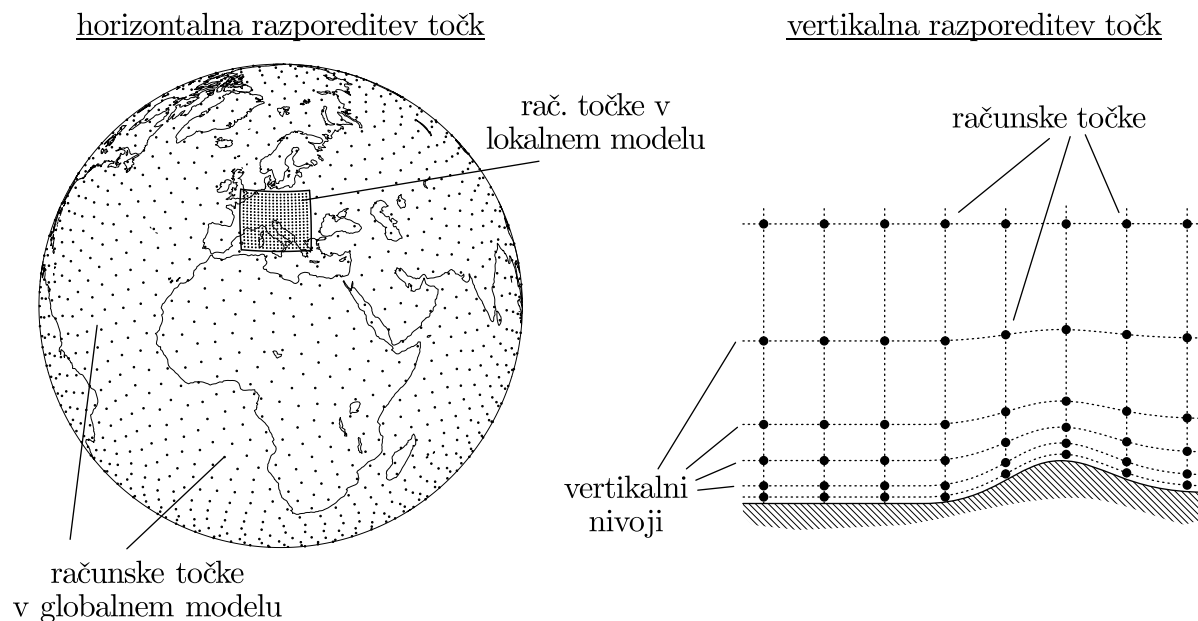
## 36 Numerična napoved vremena

Dandanes se napoved vremena naredi na podlagi računalniške simulacije vremena v prihodnosti. Simulacijo napravijo računalniški programi, ki jih imenujemo **numerični modeli za napovedovanje vremena** (angl. *Numerical weather prediction model*). Vsi modeli v svoji osnovi delujejo na enakem principu – rešujejo sistem osnovnih meteoroloških enačb. To so enačbe, ki opisujejo fizikalne procese v ozračju in smo jih že omenili v prejšnjih poglavjih

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{v}}{dt} &= \vec{f}_{\text{grad}} + \vec{f}_{\text{Cor}} + \vec{f}_g + \vec{f}_{\text{tr}} && \text{gibalna enačba,} \\ p &= \rho RT && \text{plinska enačba,} \\ \frac{d\rho}{dt} &= -\rho \nabla \cdot \vec{v} && \text{kontinuitetna enačba,} \\ \frac{dT}{dt} &= \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{mc_p} \frac{dQ}{dt} && \text{termodin. energijska enačba.} \end{aligned} \quad (58)$$

Sistem enačb 58 je sistem parcialnih diferencialnih enačb za štiri glavne meteorološke spremenljivke ( $\vec{v}$ ,  $p$ ,  $\rho$  in  $T$ ). Poleg teh enačb se uporabljajo še dodatne enačbe za obravnavo vode v zraku, interakcijo med ozračjem in tlemi ter za obravnavo sevanja, ki jih tukaj ne bomo omenjali.

Sistem enačb se rešuje z integracijo v času, ki omogoča določitev vrednosti meteoroloških spremenljivk v prihodnosti. Integracija se izvaja numerično (z računanjem na računalniku), saj so enačbe prezapletene, da bi jih lahko rešili na kakšen drug način. Enačbe se najpreprosteje rešujejo tako, da se ozračje razdeli na tridimenzionalno **mrežo računskih točk**. Pri tem so vrednosti meteoroloških spremenljivk znane samo



**Slika 63:** Levo je primer horizontalne razporeditve računskih točk v globalnem in lokalnem modelu. Število točk je dandanes precej večje, kot je prikazano na sliki. Število točk na sliki ustreza ločljivosti približno 500 km za globalni oziroma 110 km za lokalni model. V resnici imajo dandanes globalni modeli ločljivosti približno 10 km, lokalni pa med 1 in 4 km. Prikazano območje lokalnega modela dobro ustreza območju, ki ga ARSO trenutno uporablja v modelu ALADIN. Desno je primer vertikalne porazdelitve točk v nivoje, ki so blizu tal bolj skupaj in sledijo reliefu, više pa so bolj narazen in so bolj vodoravni.

na lokacijah teh točk in tudi enačbe se rešujejo le tam. Računske točke so po površju Zemlje bolj ali manj enakomerno porazdeljene, pri čemer tipično horizontalno razdaljo med sosednjimi točkami imenujemo tudi **ločljivost modela**. Zaželeno je, da je ločljivost modela čim boljša (da je razdalja med sosednjimi točkami tem manjša), saj lahko tako čim bolj realistično opišemo prostorske spremembe meteoroloških spremenljivk. Problem je, da boljša ločljivost zahteva večje število računskih točk, zato za izračune potrebujemo boljše računalnike. To je tudi razlog, da so za učinkovito računanje vremenske napovedi potrebni zelo zmogljivi računalniki. Čim boljši računalnik se uporablja, tem boljša je lahko ločljivost modela in bolj podroben je prostorski opis meteoroloških spremenljivk v modelu. V vertikalni smeri so računske točke razporejene v nivoje, ki so blizu tal običajno bolj skupaj in sledijo reliefu, više pa so bolj narazen in so bolj vodoravni (slika 63). Trenutni modeli običajno uporabljajo od 60 do 140 vertikalnih nivojev.

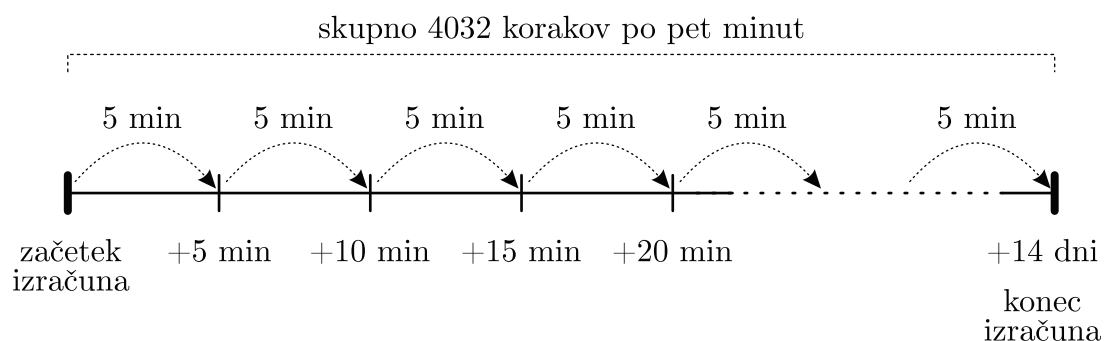
Glede na območje, na katerem modeli računajo razvoj vremena, ločimo globalne in lokalne modele. **Globalni modeli** imajo računske točke razporejene po celotnem ozračju in tako računajo vreme po celotni Zemlji (slika 63). Za učinkovito računanje globalnih modelov so potrebni najzmogljivejši računalniki, ki si jih lahko privoščijo le najbogatejše države. Dandanes je ločljivost najboljših globalnih modelov približno 10 km. Takšna

ločljivost je še vedno preslaba, da bi lahko modeli realistično simulirali majhne pojave, kot so posamezne nevihte, je pa dovolj za večje pojave, kot so cikloni in vremenske fronte.

**Lokalni modeli**, ki jih imenujemo tudi modeli za omejeno območje, računajo razvoj vremena le na geografsko omejenem območju, ki je običajno veliko manjše od celotne površine Zemlje. Ker je velikost območja veliko manjša kot pri globalnih modelih, so lahko računske točke precej bolj skupaj in za izračun se lahko uporabljajo precej manj zmogljivi računalniki. Lastne lokalne modele zato uporablja večina držav. Večina lokalnih modelov, ki jih državne meteorološke službe vsakodnevno operativno uporabljajo za napoved vremena, ima dandanes ločljivost med 1 in 4 km. Agencija Republike Slovenije za okolje (ARSO) uporablja model ALADIN katerega trenutna ločljivost je 4,4 km. Ločljivost modelov se izboljšuje z razvojem bolj zmogljivih računalnikov – na primer leta 1997, ko je ARSO začel operativno uporabljati ALADIN, je bila ločljivost 12,5 km, pozneje so jo izboljšali na 9,5 km, trenutno (leto 2019) je 4,4 km, potekajo pa priprave na novo izboljšanje. Na sliki 63 je prikazan približen obseg območja, ki ga ARSO uporablja v modelu ALADIN. Območje ne obsega le ozkega področja Slovenije, ampak tudi večji del osrednje Evrope. Razlog je v tem, da se vremenski pojavi hitro premikajo, pri čemer je pomembno, da jih v boljši ločljivosti simuliramo, še preden pridejo nad ozemlje Slovenije. Če se območje morebiti zdi veliko, pa predstavlja le okoli 0,9 % velikosti celotnega površja Zemlje.

Boljša ločljivost lokalnim modelom omogoča bolj realistično simulacijo nekaterih manjših vremenskih procesov, pri čemer pa je treba poudariti, da lokalni modeli ne morejo delovati povsem samostojno. Ti namreč potrebujejo vrednosti spremenljivk na robovih računskega območja, ki jih lahko pridobijo le od globalnih modelov. Tako se proces izdelave napovedi običajno začne tako, da se najprej izračuna napoved globalnih modelov, ki običajno računajo napoved za obdobje do štirinajstih dni. Globalna napoved se izračuna v nekaj urah in rezultati se prek interneta prenesejo v meteorološke službe posameznih držav, v katerih se nemudoma začne izračun lokalnih modelov. Ti običajno računajo napovedi le za nekaj dni vnaprej in prav tako končajo izračune v nekaj urah. Tako so v približno petih urah narejeni vsi izračuni, ki jih nato pregleda meteorolog prognostik, ki naredi in izda uradno napoved vremena. Delo prognostika ni le kopiranje rezultatov iz modela v uradno napoved. Zaradi razlogov, ki jih bomo omenili pozneje, numerični modeli pogosto ne podajo povsem pravilne napovedi. Na podlagi dolgoletnih izkušenj z obnašanjem modela in njegovimi tipičnimi napakami, prognostik kritično tolmači rezultate modela in ustrezno prilagodi uradno napoved, ki je zato bolj pravilna.

Podroben opis numerične integracije v modelih presega vsebino tega učbenika. Omenimo lahko, da se integracija izvaja v zaporednih časovnih korakih. Dolžina časovnega koraka je običajno nekaj minut. Na primer, če je časovni korak pet minut in če se izračun napovedi začne opolnoči, se vrednosti spremenljivk najprej izračuna za pet minut čez polnoč (slika 64). Tako se izračunajo vrednosti vseh spremenljivk v vseh računskih točkah. Ko je ta izračun končan, se izračunajo nove vrednosti za nadaljnji korak – torej vrednosti, ki ustrezajo terminu deset minut čez polnoč. Ta postopek se ponavlja, dokler se ne pride do željene dolžine napovedi. Na primer, 14-dnevna napoved skupno zahteva 4032 korakov po pet minut.



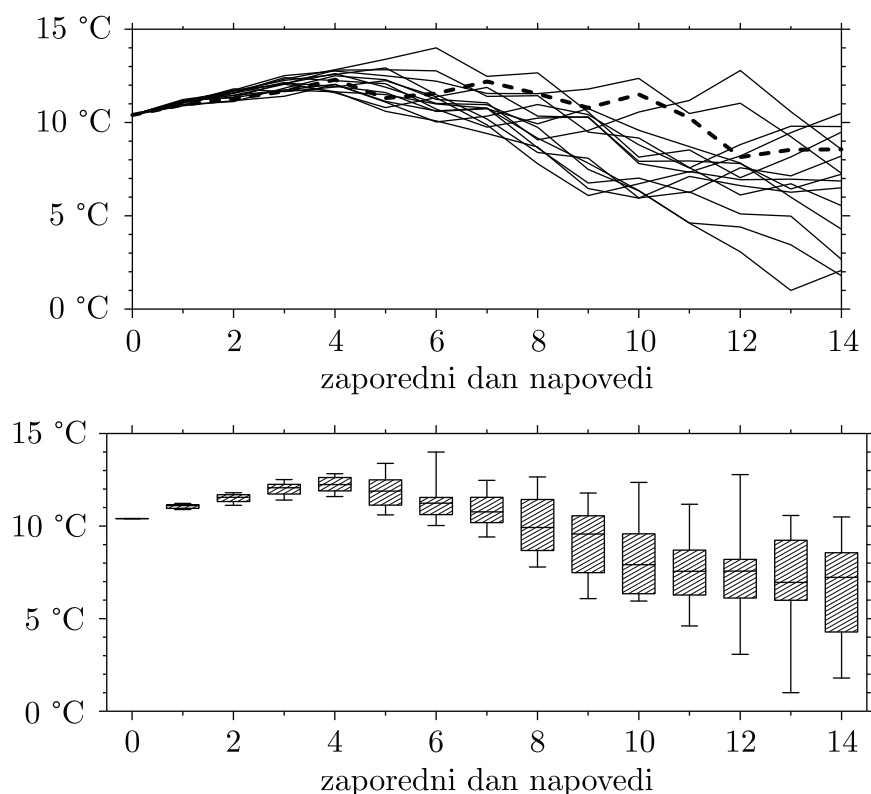
**Slika 64:** Shematski prikaz zaporedja korakov za izračun 14-dnevne vremenske napovedi v modelu, ki uporablja časovni korak dolžine 5 minut. Za 14-dnevno napoved je potrebno 4032 korakov.

Da se lahko izvede prvi časovni korak, je treba poznati vrednosti vseh meteoroloških spremenljivk v vseh računskih točkah ob začetnem času – tako imenovane **začetne pogoje**. Te vrednosti se določijo na podlagi vrednosti iz prejšnje napovedi ter svežih meteoroloških meritev – proces se imenuje **asimilacija podatkov**. Zelo pomembno je, da so začetni pogoji določeni čim bolj pravilno, saj v nasprotnem primeru napoved že na začetku vsebuje precejšnjo napako, ki se z vsakim nadaljnjim časovnim korakom le še povečuje in kviri rezultate. Za karseda natančno določitev začetnih pogojev se uporabijo praktično vse vrste meteoroloških meritev. Uporabljajo se meritve, narejene pri tleh na postajah, ladjah in bojah. Uporabljajo se meritve v višinah, narejene z letali in meteorološkimi baloni. Zelo pomembne so tudi meritve z meteoroloških satelitov, ki nad oceani predstavljajo skorajda edini vir podatkov o stanju ozračja v višinah. Kljub vsem meritvam, ki so na voljo, pa jih je še vedno premalo in niso dovolj natančne, da bi lahko povsem zanesljivo določili začetne vrednosti v vseh računskih točkah okoli Zemlje – zato imajo začetni pogoji napako, kar naredi napoved manj pravilno.

Rezultat numerične napovedi so izračunane vrednosti vseh meteoroloških spremenljivk v vseh računskih točkah za celotno obdobje napovedi. Izkušnje kažejo, da je napoved manj pravilna, čim daljše je obdobje napovedi. Tako je napoved za dan ali dva vnaprej običajno skorajda povsem pravilna, za štirinajsti dan pa so napake že tako velike, da napoved večinoma ni več uporabna. Tako je pogosto prisotna dilema, do katere mere lahko zaupamo rezultatom modelov – torej do kakšne mere lahko verjamemo izračunanim vrednostim.

Ocena negotovosti se lahko naredi z uporabo **verjetnostne napovedi**. Pri tej se namesto ene napovedi naredi več zelo podobnih napovedi za enako obdobje. Takšno skupino napovedi imenujemo ansambel in posamezne napovedi v ansamblu imenujemo člani. Običajno je v ansamblu nekaj deset članov. Primarna napoved se naredi na enak način, kot je opisano zgoraj. Preostale napovedi se običajno naredijo v nekoliko slabši ločljivosti (običajno je razdalja med točkami približno dvakrat večja kot pri primarni napovedi), pri čemer se začetni pogoji za vsakega člana nekoliko priredijo. Tako se vsaka izmed napovedi začne računati iz nekoliko drugačnega začetnega stanja in zato daje nekoliko različne rezultate. Na začetku se rezultati vseh napovedi precej ujema,





**Slika 65:** Primer 14-dnevne verjetnostne napovedi minimalne dnevne temperature v Ljubljani, pri kateri je ansambel napovedi sestavljen iz 15 članov. Zgoraj: rezultati napovedi prikazani posebej za vseh 15 članov. Črtkana odebeljena črta predstavlja primarno napoved, ki je narejena v boljši ločljivosti. Spodaj: Rezultati verjetnostne napovedi prikazani s škatlastimi diagrami. Senčeni pravokotniki predstavljajo razpon napovedanih vrednosti med 1. in 3. kvartilom, pri čemer vmesna vodoravna črta predstavlja mediano, ročaji pa največje in najmanjše vrednosti.

vendar se sčasoma razlike med člani ansambla večajo. Slika 65 kaže primer 14-dnevne verjetnostne napovedi, ki je narejena na podlagi ansambla s 15 člani. Prvih nekaj dni vsi člani ansambla dajejo zelo podobne vrednosti minimalne dnevne temperature – to pomeni, da lahko napovedi za to obdobje zelo zaupamo, saj se izračunane vrednosti vseh članov zelo ujemajo. Sčasoma se rezultati različnih članov vse bolj razhajajo in po petih dneh je razpon mogočih temperatur velik nekaj stopinj. Pozneje se negotovost še poveča in po dvanajstih dneh je razpon mogočih temperatur že okoli 10 °C. V tem primeru rezultatu modela ne moremo več zaupati in napoved nima več uporabne vrednosti. Z uporabo ansambla lahko ocenimo tudi verjetnost nekega dogodka. Na primer, lahko se vprašamo, kakšna je verjetnost, da bo minimalna temperatura na 8. dan višja od 10 °C. Iz slike 65 je razvidno da je za 8. dan mediana ravno pri 10 °C, kar pomeni, da je pol članov podalo višjo, pol pa nižjo minimalno temperaturo, kar pomeni, da je verjetnost ravno 50 %. Na podoben način lahko definiramo verjetnosti za ostale spremenljivke, npr. za padavine, oblačnost in veter.

Napaka napovedi se z dolžino napovedi običajno vedno večja, pri čemer je vzrokov za to več:

- **Omejena ločljivost** – Zaradi omejene računalniške zmogljivosti razdalja med računskimi točkami modela ne more biti poljubno majhna. Tako modeli ne morejo realistično simulirati pojavov, ki so po velikosti manjši od razdalje med točkami.
- **Nepopolne meritve** – Zaradi omejenih in tudi netočnih meritev ni mogoče povsem natančno določiti začetnih vrednosti meteoroloških spremenljivk v vseh računskih točkah okoli Zemlje. Tako pride do napake v začetnih pogojih, ki se z dolžino napovedi večja.
- **Nelinearnost** – Sistem meteoroloških enačb 58 vsebuje tudi nekatere nelinearne člene, ki povzročijo, da napake (npr. v začetnih pogojih) sorazmerno hitro, v tednu ali dveh, zrastejo do te mere, da napoved večinoma ni več uporabna. To je precej drugače kot, na primer, pri astronomskih enačbah, ki opisujejo gibanje planetov v našem osončju in omogočajo, da pozicije planetov sorazmerno natančno izračunamo ter napovemo tudi za več kot milijon let vnaprej.
- **Približna obravnava procesov** – Nekateri procesi v ozračju, na primer rast kapljic v oblakih, nastanek padavin, absorpcija/emisija sevanja, turbulenca v prizemni plasti, se zaradi kompleksnosti v modelih obravnavajo precej poenostavljeno, kar privede pride do napak.

Kljub zgoraj naštetim problemom pa se z leti pravilnost vremenske napovedi vztrajno izboljšuje. To omogočajo čedalje večja količina meteoroloških meritev (predvsem meritev iz satelitov), zaradi katere se vse bolj natančno določijo začetni pogoji, razvoj vse bolj zmogljivih računalnikov ter napredek v razumevanju vremenskih procesov in izboljšanje njihovega opisa v modelih.

## Primeri vprašanj

Spodnja vprašanja lahko služijo kot pomoč pri pripravi na izpit iz teorije. Seznam ni dokončen in na izpitu so lahko vprašanja tudi drugačna.

1. Naštej in opiši pline, ki sestavljajo ozračje.
2. Naštej in opiši značilne plasti v ozračju.
3. Opiši mednarodno standardno atmosfero.
4. Naštej najpomembnejše meteorološke spremenljivke in opiši njihovo povezavo z dogajanjem na mikroskopski skali. Opiši razliko med vremenom in klimo.
5. Opiši meteorološko obliko plinske enačbe in obrazloži vse fizikalne količine, ki v njej nastopajo.
6. Obrazloži, zakaj je vodna para poseben plin v ozračju, ter naštej, s katerimi količinami lahko opisujemo količino vodne pare v zraku.
7. Opiši relativno vlažnost in temperaturo rosišča.
8. Naštej in opiši merilnike za temperaturo, zračni tlak, veter, vlago in padavine.
9. Opiši meteorološke meritve z balonom, radarjem in s sateliti.
10. Razloži, kako se z višino spreminja zračni tlak ob predpostavki, da je atmosfera izotermna.
11. Opiši termodinamsko energijsko enačbo.
12. Razloži, zakaj se zrak pri dviganju ohlaja, ter navedi, kako hitro se ohlaja.
13. Razloži, kaj je kondenzacijski nivo dviga in kako ga določimo.
14. Opiši prosto konvekcijo.
15. Kako definiramo statično stabilnost plasti zraka in od česa je odvisna? Naštej nekaj primerov stabilnih plasti, ki jih pogosto opazimo v naravi.
16. Opiši konvektivno stabilnost atmosfere in mere, s katerimi jo lahko določimo.
17. Opiši nastanek oblakov ter tipične velikosti in oblike hidrometeorjev, ki jih tvorijo.
18. Naštej in opiši glavne rodove oblakov ter jih razdeli glede na višino.
19. Razloži, kako za letali lahko nastanejo kondenzacijske sledi.
20. Obrazloži, kaj je megla. Opiši njen nastanek in vrste megle.

21. Opiši nastanek padavin ter naštej njihove tipe glede na vrsto hidrometeorjev, ki padajo. Opiši konvektivne in stratiformne padavine.
22. Razloži, kako nastanejo nevihte. Opiši tudi njihove glavne lastnosti ter naštej različne vrste neviht.
23. Razloži, kaj je advekcija, in opiši advekcijsko enačbo.
24. Opiši gibalno enačbo.
25. Opiši Coriolisovo silo in silo gradienta tlaka. Od česa sta odvisni smer in velikost teh sil?
26. Opiši silo teže in sistemsko centrifugalno silo zaradi zavite poti. Od česa sta odvisni smer in velikost teh sil?
27. Opiši ravnovesne vetrove. Od česa sta odvisni njihova smer in hitrost?
28. Razloži, kako trenje vpliva na ravnovesne vetrove. Kje v atmosferi je vpliv trenja večji in kje manjši?
29. Razloži, kaj sta ciklon in anticiklon. Obrazloži, kako v njih piha veter v višinah in pri tleh ter kakšno vreme prevladuje v vsakem.
30. Opiši turbulenco in prizemno plast. Opiši, kako v prizemni plasti piha veter.
31. Opiši in naštej glavne tipe vremenskih front. Kakšno vreme in padavine lahko pričakujemo ob prehodu različnih vrst front?
32. Opiši obalne in pobočne vetrove ter fen in burjo.
33. Opiši kontinuitetno enačbo.
34. Opiši razliko med sončnim in terestričnim sevanjem ter obrazloži, zakaj pride do razlike.
35. Opiši solarno konstanto, navedi njeno vrednost in od česa je vrednost odvisna.
36. Razloži, kako sevanje prehaja skozi ozračje in zakaj je nebo modro.
37. Razloži, od česa je odvisno, koliko sončnega sevanja vpada na tla, ter naštej vrste tega sevanja. Opiši, kateri predeli Zemlje prejmejo največ sončnega sevanja in kateri najmanj.
38. Opiši učinek tople grede in naštej pline, ki so pri tem učinku najpomembnejši.
39. Razloži, zakaj prihaja do podnebnih sprememb in globalnega segrevanja. Naštej spremembe, ki so se že zgodile, in pojasni, kakšne bodo posledice v prihodnosti.
40. Opiši globalno cirkulacijo in pojasni zakaj nastane.

41. Razloži, kako se dandanes naredi napoved vremena.
42. Opiši razliko med globalnimi in lokalnimi modeli za napovedovanje vremena.
43. Razloži, zakaj so redne meteorološke meritve ključnega pomena za napoved vremena, ter naštej vrste meritev, ki se uporabljajo.
44. Opiši verjetnostno napoved vremena in pojasni, zakaj je uporabna.
45. Pojasni, zakaj vremenska napoved ni povsem zanesljiva in zakaj se napaka večja z dolžino napovedi, ter naštej in opiši vzroke za to.

## Lista konstant in simbolov

Seznam in vrednosti nekaterih konstant in simbolov, ki se uporabljajo v besedilu:

$\vec{a}$	pospešek ( $\text{m/s}^2$ )
$a$	albedo – delež sevanja, ki so odbije
$\alpha$	kot med smerjo vpadanja sevanja in normale na tla ( $^\circ$ )
$\beta$	kot odklona vetra od izobar in zenitni kot ( $^\circ$ )
$c_p$	specifična toplota zraka pri stalnem tlaku ( $c_p = 1004 \text{ J}/(\text{kg K})$ )
$c_v$	specifična toplota zraka pri stalnem volumnu ( $c_v = 717 \text{ J}/(\text{kg K})$ )
$CAPE$	razpoložljiva konvektivna potencialna energija ( $\text{J}/\text{kg}$ )
$\delta$	višina rastlin pomnožena z približno 0,7 (m)
$e$ (= $p_v$ )	delni tlak vodne pare oz. parni tlak (Pa)
$e_s$	nasičena vrednost parnega tlaka (Pa)
$e_{s0}$	parni tlak vodne pare pri trojni točki vode ( $e_{s0} = 6,1 \text{ hPa}$ )
$\varepsilon$	emisivnost
$\varepsilon_{\text{atm}}$	emisivnost ozračja
$f$	relativna vlažnost (%) in Coriolisov parameter ( $\text{s}^{-1}$ )
$\vec{f}_{\text{cent}}$	specifična centrifugalna sila zaradi zavite poti gibanja ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_{\text{cent.vrt.Zemlje}}$	specifična centrifugalna sila vrtenja Zemlje ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_{\text{Cor}}$	specifična Coriolisova sila ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_{\text{grad}}$	specifična gradientna sila ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_{\text{grav}}$	specifična gravitacijska sile ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_g$	specifična sila teže ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{f}_{\text{tr}}$	specifična sila trenja ( $\text{m/s}^2$ )
$\vec{F}_g$	sila teže (N)
$\vec{F}_v$	sila vzgona (N)
$\varphi$	zemljepisna širina in kot med vektorjema horizontalnega vetra in gradienta temperature ( $^\circ$ )
$g$	težnostni pospešek Zemlje (standardna vrednost težnostnega pospeška je $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ )

$\gamma$	negativna sprememba temperature z višino v okoliškem zraku oz. negativni vertikalni gradient temperature v ozračju $\gamma \equiv -\frac{\partial T_{ok}}{\partial z}$ (K/m)
$\Gamma_a$	negativna sprememba temperature z višino za nenasičeno vlažen zrak pri dviganju ( $\Gamma_a \approx 10$ K/km)
$\Gamma_s$	negativna sprememba temperature z višino za nasičeno vlažen zrak pri dviganju ( $\Gamma_s =$ od 4,5 do 10 K/km)
$h_i$	specifična izparilna toplota vode ( $h_i = 2,50 \cdot 10^6$ J/kg pri 0 °C )
$h_s$	specifična sublimacijska toplota vode ( $h_s = 2,83 \cdot 10^6$ J/kg pri 0 °C )
$j$	gostota energijskega toka sevanja (W/m <sup>2</sup> )
$j_0$	solarna konstanta ( $j_0 = 1366$ W/m <sup>2</sup> )
$j_t$	gostota energijskega toka direktnega sončnega sevanja pri tleh (W/m <sup>2</sup> )
$k_{tr}$	linearni koeficient trenja (s <sup>-1</sup> )
$k$	von Kármánova konstanta ( $k \approx 0,4$ )
$m$	masa zraka (kg)
$m_{ok}$	masa izpodrinjenega zraka iz okolice (kg)
$M_z$	molska masa zraka ( $M_z \approx 29$ kg/kmol )
$\nabla$	operator vektorskega odvajanja $\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$
$\omega$	kotna hitrost vrtenja Zemlje ( $\omega = 7,27 \cdot 10^{-5}$ s <sup>-1</sup> )
$p$	zračni tlak (Pa)
$p_v (= e)$	delni tlak vodne pare oz. parni tlak (Pa)
$\nabla p$	gradient zračnega tlaka (Pa/m)
$P$	moč (W)
$P_{odd}$	oddana moč (W)
$P_{prej}$	prejeta moč (W)
$q$	specifična vlaga (kg/kg)
$r$	razmerje mešanosti (kg/kg)
$R$	specifična plinska konstanta za zrak ( $R = 287$ J/(kg K))
$R^*$	splošna plinska konstanta ( $R^* = 8314$ J/(kmol K))
$R_v$	specifična plinska konstanta za vodno paro ( $R_v = 461$ J/(kg K))
$R_z$	radij Zemlje (m)
$R_u$	radij ukrivljenosti zavite poti dela zraka (m)
$\rho$	gostota zraka (kg/m <sup>3</sup> )
$\rho_v$	gostota vodne pare oz. absolutna vlaga (kg/m <sup>3</sup> )
$S$	velikost površine (m <sup>2</sup> )
$S_{ind}$	Showalterjev indeks (K)
$\sigma$	Stefan-Boltzmannova konstanta ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ W/(m <sup>2</sup> K <sup>4</sup> ))
$t$	čas (s)
$T$	temperatura (K)
$T_{atm}$	ravnovesna temperatura atmosfere (K)
$T_d$	temperatura rosišča (K)
$T_{ok}$	temperatura zraka iz okolice (K)
$T_{so}$	temperatura trojne točke vode ( $T_{so} = 273$ K)
$T_{tal}$	ravnovesna temperatura tal (K)

$T_z$	ravnovesna temperatura Zemlje (K)
$T_{500}$	temperatura zraka na višini, kjer je zračni tlak enak 500 hPa (K)
$T_{L500}$	temperatura, ki bi jo imel zrak, če bi se z višine, na kateri je zračni tlak enak 850 hPa, adiabatno dvignil na višino, kjer je enak 500 hPa (K)
$\nabla T$	gradient temperature (K/m)
$\tau_{zen}$	optična debelina atmosfere ob zenitnem prehodu
$V$	volumen (m <sup>3</sup> )
$\vec{v}$	veter ali horizontalni veter (m/s)
$v$	hitrost vetra ali horizontalnega vetra (m/s)
$v_g$	hitrost geostrofskega vetra (m/s)
$v_x$	komponenta vetra vzdolž koordinate $x$ (m/s)
$v_y$	komponenta vetra vzdolž koordinate $y$ (m/s)
$v_z$	komponenta vetra vzdolž koordinate $z$ (m/s)
$\nabla \cdot \vec{v}$	divergenca vetra (s <sup>-1</sup> )
$v_*$	torna hitrost (m/s)
$x$	ena izmed horizontalnih krajevnih koordinat (m)
$y$	ena izmed horizontalnih krajevnih koordinat (m)
$z$	nadmorska višina in vertikalna krajevna koordinata (m)
$z_0$	med drugim tudi parameter hrapavosti tal (m)
$z_{LCL}$	kondenzacijski nivo dviga (m)

## Seznam kratic

Seznam nekaterih kratic, ki se uporabljajo v besedilu:

ALADIN	ime lokalnega modela za napovedovanje vremena, ki ga operativno uporablja ARSO
ARSO	Agencija Republike Slovenije za okolje
CAPE	razpoložljiva konvektivna potencialna energija (angl. <i>Convective Available Potential Energy</i> )
CAT	turbulenca v višinah ob lepem vremenu (angl. <i>Clear Air Turbulence</i> )
CFC	plini klorofluorogljikovodiki (angl. <i>Chlorofluorocarbons</i> )
IR	infrardeče sevanje
ITCZ	intertropska konvergenčna cona (angl. <i>Intertropical Convergence Zone</i> )
LCL	kondenzacijski nivo dviga (angl. <i>lifting condensation level</i> )
MSA	Mednarodna standardna atmosfera
UV	ultravijolično sevanje

## Literatura

- [1] Gaberšek S., Skok G. in Žabkar R., 2013: Rešene naloge iz osnov meteorologije, DMFA – založništvo.
- [2] Rakovec J. in Vrhovec T., 2017: Osnove meteorologije za naravoslovce in tehnike, DMFA – založništvo.
- [3] Hočevar A. in Petkovšek Z., 1988: Meteorologija: osnove in nekatere aplikacije, Partizanska knjiga.
- [4] Wallace J. in Hobbs P., 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, Academic Press.
- [5] Onset Computer Corporation. Dostopno na <http://www.onsetcomp.com/>. Datum dostopa: 27. januar 2018.
- [6] Vaisala Corporation. Dostopno na <https://www.vaisala.com>. Datum dostopa: 29. januar 2018.
- [7] Holton J.R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Elsevier.
- [8] Peixoto J.P. in Oort A.H., 1992: *Physics Of Climate*, American Institute of Physics.
- [9] *Global Solar Atlas owned by the World Bank Group and provided by Solargis*. Dostopno na <http://globalsolaratlas.info>. Datum dostopa: 9. julij 2018.
- [10] Salby M., 1996: *Fundamentals of Atmospheric Physics*, Academic Press.
- [11] Tans P. in Keeling R.: *Monthly Average Mauna Loa CO<sub>2</sub>*, NOAA/ESRL in Scripps Institution of Oceanography ([scrippsco2.ucsd.edu/](http://scrippsco2.ucsd.edu/)). Dostopno na [www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/). Datum dostopa: junij 2018.
- [12] Dlugokencky E.: *Global CH<sub>4</sub> Monthly Means*, NOAA/ESRL. Dostopno na [www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends\\_ch4/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/). Datum dostopa: junij 2018.
- [13] *Climate at a Glance: Global Time Series, published June 2018*, NOAA National Centers for Environmental information. Dostopno na <https://www.ncdc.noaa.gov/cag/>. Datum dostopa: 20. junij 2018.
- [14] IPCC, 2007: *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (ured.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [15] Lamb D. in Verlinde J., 2011: *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press.



## Stvarno kazalo

### A

absolutna vlaga, 12  
absorpcija, 82  
absorpcijski spekter, 82  
advekcija, 55  
advekcijska megla, 46  
aerosol, 7  
albedo, 82  
altokumulus, 43  
altostratus, 43  
anemometer, 21  
aneroidni barometer, 20  
anticiklon, 65  
argon, 6  
asimilacija podatkov, 102  
atmosfera, 6  
atmosferska okna, 84

### B

babje pšeno, 48  
barometer, 20  
baza oblaka, 30  
burin, 75  
burja, 77

### C

CAPE, 39  
ciklon, 64  
cirokumulus, 43  
cirostratus, 43  
cirrus, 43  
Claussius-Clapeyronova enačba, 15  
clear air turbulence, 72  
Coriolisova sila, 59

### D

delni tlak vodne pare, 12  
dež, 48  
dež s snegom, 48  
dež, ki zmrzuje, 48

dežemer, 22  
dežemer na prekucno posodico, 23  
didušikov oksid, 7  
difuzno sončno sevanje, 85  
direktno sončno sevanje, 85  
dolgovalovno sevanje, 82  
dolinski veter, 76  
dušik, 6  
dvig gladine morja, 95  
dvignjena temp. inverzija, 38

### E

elektromagnetno valovanje, 79  
enocelična nevihta, 50

### F

fen, 76  
Ferrellova celica, 99  
frontalna megla, 46  
frontalne padavine, 49

### G

geostrofski veter, 61  
gibalna enačba, 57  
globalna cirkulacija, 97  
globalni model, 100  
globalno segrevanje, 94  
gorski veter, 76  
gostota energijskega toka sevanja, 79  
gostota vodne pare, 12  
gostota zraka, 10  
gradient, 52  
gradientna sila, 58  
gradientni veter, 63

### H

Hadleyeva celica, 98  
hidrometeorji, 7  
higrometer, 21  
hladna fronta, 73

**I**

infrardeče sevanje, 80  
intertropska konvergenčna cona, 98  
ITCZ, 98  
izobara, 52  
izolinija, 52  
izoterma, 52

**J**

jezero hladnega zraka, 76

**K**

kapacitivni higrometer, 22  
kisik, 6  
klasični dežemer, 23  
klima, 11  
klimatski model, 95  
kondenzacijska sled, 44  
kondenzacijski nivo dviga, 30  
kontinuitetna enačba, 77  
konvektivna stabilnost atmosfere, 39  
konvektivne padavine, 49  
kratkovalovno sevanje, 82  
kumulonimbus, 44  
kumulus, 43

**L**

lasni higrometer, 21  
ledene iglice, 48  
ledeni kristalčki, 42  
letalski oblak, 44  
ločljivost modela, 100  
logaritemski profil vetra, 72  
lokalni model, 101  
lokalni vetrovi, 75

**M**

maestral, 75  
mednarodna standardna atmosfera, 8  
megla, 45  
metan, 7  
meteorolog, 5

meteorologija, 5  
meteorološke meritve, 19  
meteorološke spremenljivke, 9  
meteorološki balon, 24  
meteorološki radar, 25  
meteorološki sateliti, 25  
mezopavza, 8  
mezosfera, 8  
mikrovalovno sevanje, 80  
Montrealški sporazum, 7  
mrazišče, 76  
mreža računskih točk, 99

**N**

napoved vremena, 99  
nasičena vrednost parnega tlaka, 13  
nebo modre barve, 84  
nevihta, 50  
nimbostratus, 44  
nivo proste konvekcije, 39  
nivo ravnovesja, 34  
numerični model za napoved vremena, 99

**O**

obalni veter, 75  
oblak, 41  
ogljikov dioksid, 6  
okluzija, 74  
ombrometer, 22  
orografske padavine, 49  
orografski oblak, 30  
ozon, 7  
ozonska luknja, 7  
ozonski plašč, 7  
ozračje, 6

**P**

padavine, 46  
Pariški sporazum, 96  
parni tlak, 12  
pasati, 98  
planetarna mejna plast, 71  
planetarni valovi, 99

plinska enačba, 11  
ploha, 49  
pluviometer, 22  
pobočna megla, 46  
pobočni vetrovi, 75  
podhlajene kapljice, 42  
podnebje, 11  
podnebne spremembe, 93  
polarna celica, 99  
polarna fronta, 73  
polarni vzhodniki, 99  
prenos latentne toplote, 92  
prenos zaznavne toplote, 92  
prizemna plast, 71  
prosta konvekcija, 32  
pristo ozračje, 71  
psihrometer, 21

## R

radiacijska megla, 45  
radiosondažne meritve, 24  
ravnovesni vetrovi, 60  
razmerje mešanosti, 13  
razpoložljiva konv. poten. energija, 39  
relativna vlažnost, 17  
Robinsonov križ, 21  
rodovi oblakov, 43  
rosa, 37  
rosenje, 48  
rosenje, ki zmrzuje, 48  
Rossbyjevi valovi, 99

## S

sateliti v geostacionarni orbiti, 26  
sateliti v nizki orbiti, 25  
sevalno ravnovesje, 89  
Showalterjev indeks, 40  
sila teže, 58  
sila trenja, 60  
sipanje, 84  
sistemska centrifugalna sila, 63  
skalarna spremenljivka, 51  
slana, 38

sneg, 48  
sodra, 48  
solarna konstanta, 81  
Sonce, 78  
sončno sevanje, 78  
specifična vlaga, 13  
statična stabilnost plasti zraka, 35  
stratiformne padavine, 49  
stratokumulus, 43  
stratopavza, 8  
stratosfera, 8  
stratus, 43  
supercelična nevihta, 51

## T

talna temperaturna inverzija, 37  
tehtalni dežemer, 23  
temperatura, 10  
temperatura rosišča, 17  
temperaturna inverzija, 37  
temperaturni obrat, 37  
terestrično sevanje, 82  
termodinamska energijska enačba, 29  
termometer, 19  
termosfera, 8  
toča, 48  
topla fronta, 73  
toplogredni plini, 91  
tropopavza, 8  
troposfera, 7  
turbulenca, 71

## U

učinek tople grede, 91  
ultravijolično sevanje, 80  
ultrazvočni anemometer, 21  
uporovni termometer, 20

## V

valujoči zahodniki, 99  
večcelična nevihta, 51  
verjetnostna napoved, 102  
veter, 10

vetrokaz, 21  
vetrovni strženi, 63  
vetrovno striženje, 71  
vidno sevanje oz. svetloba, 80  
virga, 48  
vodna para, 6  
vreme, 11  
vremenoslovec, 5  
vremenoslovje, 5  
vremenska fronta, 73  
vzgornik, 50

## **Z**

začetni pogoji, 102  
zračni tlak, 11  
zrnat sneg, 48

## **Ž**

živosrebrni barometer, 20  
živosrebrni termometer, 19

## A Dodatki

### A.1 Izpeljava plinske enačbe za zrak

Ob predpostavki, da je zrak mešanica idealnih plinov, lahko za vsak posamezen plin zapišemo plinsko enačbo

$$\begin{aligned} p_{\text{N}_2} V &= \frac{m_{\text{N}_2}}{M_{\text{N}_2}} R^* T, \\ p_{\text{O}_2} V &= \frac{m_{\text{O}_2}}{M_{\text{O}_2}} R^* T, \\ &\dots \end{aligned} \quad (59)$$

kjer je  $p_x$  delni tlak posameznega plina,  $m_x$  in  $M_x$  pa sta njegova masa in molska masa. Tudi za mešanico idealnih plinov lahko zapišemo plinsko enačbo

$$pV = \frac{m}{M_z} R^* T, \quad (60)$$

kjer je  $p$  skupni zračni tlak,  $m$  masa zraka in  $M_z$  molska masa zraka, za katero pa zdaj še ne poznamo vrednosti. Hkrati velja, da je skupni zračni tlak vsota delnih tlakov vseh plinov v zraku

$$p = p_{\text{N}_2} + p_{\text{O}_2} + \dots \quad (61)$$

Če iz enačb 59 in 60 izrazimo tlake in jih vstavimo v enačbo 61 ter pokrajšamo  $V, R^*$  in  $T$ , dobimo

$$\frac{m}{M_z} = \frac{m_{\text{N}_2}}{M_{\text{N}_2}} + \frac{m_{\text{O}_2}}{M_{\text{O}_2}} + \dots \quad (62)$$

Če enačbo 62 delimo z  $m$ , dobimo

$$\frac{1}{M_z} = \left( \frac{m_{\text{N}_2}}{m} \right) + \left( \frac{m_{\text{O}_2}}{m} \right) + \dots \quad (63)$$

oziroma

$$M_z = \left[ \left( \frac{m_{\text{N}_2}}{m} \right) + \left( \frac{m_{\text{O}_2}}{m} \right) + \dots \right]^{-1}. \quad (64)$$

Členi oblike  $\left(\frac{m_x}{m}\right)$  predstavljajo masne deleže posameznih plinov v zraku, ki so navedeni v tabeli 1. Če upoštevamo le  $\text{N}_2$  in  $\text{O}_2$ , ki imata masna deleža 0,753 in 0,23, dobimo

$$\begin{aligned} M_z &= \left[ \frac{0,753}{28 \text{ kg/kmol}} + \frac{0,23}{32 \text{ kg/kmol}} \right]^{-1} = \\ &= 29,34 \text{ kg/kmol}. \end{aligned} \quad (65)$$

Če bi upoštevali še ostale pline, bi dobili bolj pravilno vrednost, ki je nekoliko manjša ( $M_z = 28,96 \text{ kg/kmol}$ ).

### A.2 Izpeljava enačbe za spremembo zračnega tlaka z višino za izotermno atmosfero

Če zrak miruje ali se giblje pretežno horizontalno, se v ozračju hitro vzpostavi hidrostatično ravnovesje, pri katerem ni vertikalnega gibanja in kjer sta v vertikalni smeri v ravnovesju specifična sila teže in specifična gradientna sila

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g, \quad (66)$$

kjer je  $g = 9,81 \text{ m/s}^2$  težni pospešek Zemlje. Enačba 66 je diferencialna enačba, ki jo je mogoče rešiti ob določenih predpostavkah. Enačbo je najlažje rešiti ob predpostavki, da se temperatura zraka z višino ne spreminja (ozračje je izotermno). Iz plinske enačbe (enačba 2) se izrazi gostota in vstavi v 66. Enačba se nato pomnoži z  $\partial z$  ter deli z  $p, R$  ter  $T$  in dobimo

$$\frac{\partial p}{p} = -\frac{g}{RT} \cdot \partial z. \quad (67)$$

Diferencialna enačba se reši z ločeno integracijo obeh strani, pri čemer so meje integracije za višino od  $z_0$  do  $z$  za zračni tlak pa od  $p(z_0)$  do  $p(z)$ .

$$\int_{p(z_0)}^{p(z)} \frac{\partial p}{p} = - \int_{z_0}^z \frac{g}{RT} \cdot \partial z, \quad (68)$$

od koder sledi

$$\ln \left[ \frac{p(z)}{p(z_0)} \right] = -\frac{g}{RT} \cdot (z - z_0). \quad (69)$$

Od tod se lahko izrazi  $p(z)$

$$p(z) = p(z_0) \cdot e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)}. \quad (70)$$

### A.3 Izpeljava enačbe za spremembo zračnega tlaka z višino ob linearni spremembi temperature z višino

Enačbo 67 je mogoče rešiti tudi od predpostavki, da se temperatura z višino spreminja linearno. V tem primeru se predpostavi, da se temperatura z višino spreminja kot

$$T(z) = T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0). \quad (71)$$

kjer sta  $T(z)$  in  $T(z_0)$  temperaturi na višinah  $z$  in  $z_0$  in  $\gamma$  koeficient padanja temperature z višino. Če je  $\gamma$  pozitiven, pomeni, da temperatura z višino upada,

in obratno, če je  $\gamma$  negativen (npr.  $\gamma = 8 \text{ K/km}$  pomeni, da je temperatura 1 km višje nižja za  $8 \text{ }^\circ\text{C}$ , medtem ko  $\gamma = -8 \text{ K/km}$  pomeni, da je za  $8 \text{ }^\circ\text{C}$  višja). Enačba 71 se vstavi v enačbo 67

$$\frac{\partial p}{p} = -\frac{g}{R \cdot T(z)} \cdot \partial z \quad (72)$$

ter integrira podobno kot v primeru izotermne atmosfere

$$\int_{p(z_0)}^{p(z)} \frac{\partial p}{p} = - \int_{z_0}^z \frac{g}{R \cdot (T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0))} \cdot \partial z. \quad (73)$$

Integral na levi strani enačaja je enak kot v enačbi 68 in njegova vrednost je  $\ln [p(z)/p(z_0)]$ . Za integral na desni strani enačaja lahko uvedemo novo spremenljivko  $u = T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0)$  in enačbo 73 preuredimo v

$$\ln \left[ \frac{p(z)}{p(z_0)} \right] = \frac{g}{R \cdot \gamma} \cdot \int_{T(z_0)}^{T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0)} \frac{\partial u}{u}, \quad (74)$$

ter

$$\ln \left[ \frac{p(z)}{p(z_0)} \right] = \frac{g}{R \cdot \gamma} \ln \left[ \frac{T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0)}{T(z_0)} \right], \quad (75)$$

in nato še

$$\ln \left[ \frac{p(z)}{p(z_0)} \right] = \ln \left[ \left( \frac{T(z_0) - \gamma \cdot (z - z_0)}{T(z_0)} \right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}} \right], \quad (76)$$

od koder se lahko izrazi  $p(z)$

$$p(z) = p(z_0) \cdot \left( 1 - \gamma \cdot \frac{z - z_0}{T(z_0)} \right)^{\frac{g}{R \cdot \gamma}}. \quad (77)$$

pri čemer sta, podobno kot v enačbi 9,  $p(z_0)$  in  $p(z)$  zračna tlaka na višinah  $z_0$  in  $z$ , medtem ko je  $\gamma$  koeficient upadanja temperature v plasti med  $z_0$  in  $z$ .

#### A.4 Izpeljava termodinamske energijske enačbe za nenasičen zrak

Sprememba notranje energije idealnega plina je odvisna le od spremembe temperature in se lahko zapiše kot  $dW_n = mc_v dT$ , pri čemer je  $m$  masa zraka,  $dT$  majhna sprememba temperature in  $c_v = 717 \text{ J/(kg K)}$  specifična toplota zraka pri stalnem

volumnu. Zrak se lahko stiska ali razpenja in tako odrija okoliški zrak, pri čemer opravlja delo  $dA = pdV$ , kjer je  $dV$  majhna sprememba volumna zraka. Enačba 11 se tako lahko zapiše kot

$$mc_v dT = dQ - pdV. \quad (78)$$

Plinsko enačbo (enačba 2) lahko zapišemo v obliki  $pV = mRT$ , pri čemer lahko člena na levi in desni strani enačaja zapišemo kot totalni diferencial funkcij več spremenljivk, in dobimo

$$\begin{aligned} d(pV) &= d(mRT), \\ pdV + Vdp &= mRdT. \end{aligned} \quad (79)$$

Iz enačbe izrazimo člen  $pdV$  in ga vstavimo v enačbo 78, pri čemer upoštevamo, da za idealne pline velja identiteta  $c_v + R = c_p$ , in dobimo

$$mc_p dT = dQ + Vdp. \quad (80)$$

Če enačbo 80 delimo z  $mc_p dt$ , dobimo enačbo 12.

#### A.5 Izpeljava spremembe temperature pri dviganju/spušcanju nenasičenega zraka

Spremembo temperature pri dviganju oz. spuščanju nenasičenega zraka lahko najlažje izpeljemo iz enačbe 80. Pri tem privzamemo, da se proces dogaja dovolj hitro, da del zraka, ki se dviga/spušča, z okolico ne izmenja nič toplote (proces poteka adiabatsno). V tem primeru je  $dQ = 0$  in enačba 80 ima obliko

$$0 = mc_p dT - Vdp. \quad (81)$$

Če predpostavimo, da je ozračje v hidrostatičnem ravnovesju in da zato velja enačba 66 ter da se zračni tlak v delu zraka prilagaja zračnemu tlaku v okolici (velja  $\partial p = dp$  in  $\partial z = dz$ ), lahko izrazimo spremembo tlaka kot

$$dp = -\rho g dz. \quad (82)$$

Če izraz za  $dp$  vstavimo v enačbo 81, dobimo

$$0 = mc_p dT + V\rho g dz, \quad (83)$$

kjer se  $m$  pokrajša z  $\rho V$  in dobimo

$$0 = c_p dT + g dz. \quad (84)$$

Če enačbo 84 delimo z  $c_p dz$  in izpostavimo  $\frac{dT}{dz}$  dobimo

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}, \quad (85)$$

kar je enako enačbi 13.

### A.6 Izpeljava spremembe temperature rosišča pri dviganju/spuščanju nenasičenega zraka

Temperatura rosišča je odvisna le od delnega tlaka vodne pare ( $e$ ) in je podana z enačbo 8. Ob vertikalnem premikanju se zaradi razpenjanja oziroma stiskanja spreminja  $e$ , zato se spreminja tudi temperatura rosišča. Ob tem se posameznemu delu zraka ohranja masa, prav tako se v delu zraka ohranja masa vodne pare, kar pomeni, da se ohranja tudi razmerje teh dveh mas, kar lahko zapišemo z

$$d\left(\frac{m_v}{m}\right) = 0. \quad (86)$$

Razmerje mas lahko izrazimo prek plinskih enačb za zrak in vodno paro, kjer dobimo

$$\frac{m_v}{m} = \frac{R}{R_v} \cdot \frac{e}{p}. \quad (87)$$

Če vstavimo izraz iz enačbe 87 v enačbo 86 ter diferenciramo, dobimo

$$d\left(\frac{R}{R_v} \cdot \frac{e}{p}\right) = \frac{R}{R_v} \left(\frac{de}{p} - e \frac{dp}{p^2}\right) = 0 \quad (88)$$

in od tod identiteto

$$\frac{de}{e} = \frac{dp}{p}. \quad (89)$$

Z odvajanjem enačbe 8 dobimo

$$dT_d = \frac{R_v T_d^2}{h_i} \cdot \frac{de}{e}, \quad (90)$$

kjer  $\frac{de}{e}$  zamenjamo z  $\frac{dp}{p}$ , za  $dp$  pa uporabimo izraz iz enačbe 82, in dobimo

$$dT_d = -\frac{R_v T_d^2}{h_i} \cdot \frac{\rho g \cdot dz}{p}. \quad (91)$$

Enačbo 91 delimo z  $dz$  ter upoštevamo, da zaradi plinske enačbe velja  $\rho/p = 1/RT$ , ter dobimo

$$\frac{dT_d}{dz} = -\frac{g R_v T_d^2}{h_i R T}. \quad (92)$$

Enačba 92 kaže, da sprememba temperature rosišča pri dviganju ne bo vedno enaka, ker je odvisna od trenutne temperature in temperature rosišča.

Na primer, če privzamemo, da je temperatura pri tleh enaka kot v MSA (15 °C), ter da je temperatura rosišča enaka 10 °C, dobimo za  $\frac{dT_d}{dz}$  vrednost  $-1,75$  K/km. Ta vrednost je približno enaka  $-\frac{1}{6}\Gamma_a$  in v praksi se namesto enačbe 92 pogosto uporabi kar enačba 14, ki velja predvsem v nižjih plasteh ozračja.

### A.7 Izpeljava spremembe temperature pri dviganju/spuščanju nasičeno vlažnega zraka

Spremembo temperature pri dviganju oziroma spuščanju nasičenega zraka lahko najlažje izpeljemo iz enačbe 81, pri čemer pa imamo dodaten člen, povezan z energijo, ki se sprošča/porablja ob faznih spremembah vode

$$0 = mc_p dT - V dp + h_i dm_{vs}. \quad (93)$$

$m_{vs}$  predstavlja maso vodne pare v delu zraka, ki je kar nasičena vrednost, saj predpostavimo, da se ob dviganju ves presežek vodne pare v zraku nemudoma kondenzira ( $dm_v$  predstavlja spremembo te mase kot posledico kondenzacije oziroma izhlapevanja). Za izpeljavo izraza za  $dm_v$  uporabimo enačbo 87, pri čemer upoštevamo, da je delni tlak vodne pare v nasičenem zraku kar enak nasičenemu parnemu tlaku

$$\frac{m_{vs}}{m} = \frac{R}{R_v} \cdot \frac{e_s}{p}, \quad (94)$$

kjer izrazimo  $m_{vs}$  kot

$$m_{vs} = \frac{mR}{R_v} \cdot \frac{e_s}{p}. \quad (95)$$

Če enačbo 95 diferenciramo, ob upoštevanju, da se skupna masa dela zraka  $m$  ne spreminja, dobimo

$$dm_{vs} = \frac{mR}{R_v p} de_s - \frac{mR e_s}{R_v p^2} dp. \quad (96)$$

Če enačbo 6 zapišemo kot diferencial funkcije spremenljivke  $T$ , dobimo

$$de_s = \frac{h_i e_s}{R_v T^2} dT. \quad (97)$$

Če enačbo 97 vstavimo v enačbo 96, dobimo

$$dm_{vs} = \frac{m h_i e_s R}{R_v^2 p T^2} dT - \frac{m R e_s}{R_v p^2} dp. \quad (98)$$

Izraz iz enačbe 98 vstavimo v enačbo 93

$$0 = mc_p dT - V dp + \frac{m h_i^2 e_s R}{R_v^2 p T^2} dT - \frac{m h_i e_s R}{R_v p^2} dp. \quad (99)$$

Če enačbo 99 delimo z  $m$  in  $dp$  ter izrazimo člen  $\frac{dT}{dp}$ , dobimo

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\frac{1}{\rho} + \frac{h_i e_s R}{R_v p^2}}{c_p + \frac{h_i^2 e_s R}{R_v^2 p T^2}}. \quad (100)$$

Če v enačbi 100 v števcu ulomka izpostavimo  $\frac{1}{\rho}$ , v imenovalcu  $c_p$  ter upoštevamo  $dp = -\rho g dz$ , dobimo

$$\frac{dT}{\rho g dz} = -\frac{1}{\rho c_p} \cdot \left[ \frac{1 + \frac{h_i e_s}{R_v p} \cdot \frac{\rho R}{p}}{1 + \frac{h_i^2 e_s R}{c_p R_v^2 p T^2}} \right], \quad (101)$$

kjer se z množenjem z  $g$  ter ob upoštevanju, da zaradi plinske enačbe velja  $\frac{\rho R}{p} = \frac{1}{T}$ , ter da je  $\frac{g}{c_p} = \Gamma_a$ , dobi

$$\frac{dT}{dz} = -\Gamma_a \cdot \left[ \frac{1 + \frac{h_i e_s}{R_v p T}}{1 + \frac{h_i^2 e_s R}{c_p R_v^2 p T^2}} \right], \quad (102)$$

in ob upoštevanju enačbe 17, dobimo

$$\Gamma_s = \Gamma_a \cdot \left[ \frac{1 + \frac{h_i e_s}{R_v p T}}{1 + \frac{h_i^2 e_s R}{c_p R_v^2 p T^2}} \right]. \quad (103)$$

Na vrhu troposfere so temperature zelo nizke, zato je nasičen parni tlak že skorajda enak nič. Iz enačbe 103 je razvidno, da je za  $e_s \approx 0$  Pa,  $\Gamma_s$  kar enak  $\Gamma_a$ . Torej približno velja, da se v zgornji troposferi nasičen in nenasičen zrak ohlajata zelo podobno (v obeh primerih približno 10 K/km). Blizu tal je situacija drugačna in vrednosti  $\Gamma_s$  so manjše

Na primer, za MSA je pri tleh temperatura  $T = 15$  °C, zračni tlak  $p = 1013,25$  hPa, nasičen parni tlak  $e_s(15$  °C) = 17,19 hPa, kar pomeni

$$\Gamma_s = \Gamma_a \cdot \left[ \frac{1 + \frac{2,50 \cdot 10^6 \text{ J/kg} \cdot 1719 \text{ Pa}}{101300 \text{ Pa} \cdot 461 \text{ J/(kg K)} \cdot 288 \text{ K}}}{1 + \frac{(2,50 \cdot 10^6 \text{ J/kg})^2 \cdot 1719 \text{ Pa} \cdot 287 \text{ J/(kg K)}}{101300 \text{ Pa} \cdot (461 \text{ J/(kg K)})^2 \cdot 1004 \text{ J/(kg K)} \cdot (288 \text{ K})^2}} \right] \\ = 4,9 \text{ K/km.}$$

Podoben izračun se lahko naredi tudi za višino 11 km, pri čemer pa je najprej treba določiti temperaturo in zračni tlak na tej višini. V standardni atmosferi se na višini 11 km ravno začne stratosfera, v kateri je v spodnjem delu temperatura  $-56,5$  °C. Nasičen parni tlak pri tej temperaturi je 3,42 Pa. Zračni tlak na višini 11 km se dobi z uporabo enačbe 77, kjer se privzamejo parametri standardne atmosfere ( $\gamma = 6,5$  K/km,  $T(0 \text{ m}) = 288$  K,  $p(0 \text{ m}) = 1013$  hPa), pri čemer se dobi, da je zračni tlak enak 226 hPa.  $\Gamma_s$  se izračuna podobno kot prej

$$\Gamma_s = \Gamma_a \cdot \left[ \frac{1 + \frac{2,50 \cdot 10^6 \text{ J/kg} \cdot 3,42 \text{ Pa}}{22600 \text{ Pa} \cdot 461 \text{ J/(kg K)} \cdot 216,5 \text{ K}}}{1 + \frac{(2,50 \cdot 10^6 \text{ J/kg})^2 \cdot 3,42 \text{ Pa} \cdot 287 \text{ J/(kg K)}}{22600 \text{ Pa} \cdot (461 \text{ J/(kg K)})^2 \cdot 1004 \text{ J/(kg K)} \cdot (216,5 \text{ K})^2}} \right] \\ = 9,8 \text{ K/km.}$$

V splošnem velja, da je  $\Gamma_s$  najmanjši blizu tal, kjer ima vrednosti približno 5 K/km, kar pomeni, da je

ohlajanje nasičenega zraka ob dviganju skoraj za polovico manjše kot za nenasičen zrak. Z višino vrednost  $\Gamma_s$  narašča in na vrhu troposfere skoraj doseže vrednost  $\Gamma_a$ .

## A.8 Izračun razpoložljive konvektivne potencialne energije (CAPE)

CAPE je definiran kot integral vertikalnega pospeška  $a_{\text{vert}}$  po višini pri dviganju zraka s tal, pri čemer se integrira le od nivoja proste konvekcije  $z_{\text{NPK}}$  do nivoja ravnovesja  $z_{\text{NR}}$  (v tej plasti je dvigajoči se zrak toplejši od okolice in vertikalni pospešek kaže navzgor). Ob predpostavki, da v vertikalni smeri na del zraka delujeta le sila vzgona  $\vec{F}_v$ , ki kaže navzgor, ter sila teže  $\vec{F}_g$ , ki kaže navzdol, je vsota teh dveh sil v vertikalni smeri podana z enačbo 21 in velja

$$g \cdot m \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}}} \right) = m \cdot a_{\text{vert}}, \quad (104)$$

od koder se dobi zveza

$$a_{\text{vert}} = g \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}}} \right). \quad (105)$$

Vrednost CAPE se izračuna kot integral vertikalnega pospeška

$$CAPE = g \int_{z_{\text{NPK}}}^{z_{\text{NR}}} \left( \frac{T - T_{\text{ok}}}{T_{\text{ok}}} \right) dz. \quad (106)$$

Za izračun vrednosti CAPE je potrebno integral v enačbi 106 numerično integrirati. Tipično se podatki o temperaturi okolice dobijo iz meritev z meteorološkim balonom ali pa iz rezultatov numeričnega modela za napovedovanje vremena. Običajno se v enačbi 106 namesto temperatur upoštevata virtualni temperaturi dvigajočega se zraka in okolice.

Virtualna temperatura je temperatura, ki bi jo imel pri danem tlaku suhi zrak iste gostote kot obravnavani vlažni zrak. Z uporabo virtualne temperature se bolj podrobno upošteva vpliv vlažnosti na gostoto zraka, kar vpliva na ravnovesje sil v vertikalni smeri. Vrednost virtualne temperature se lahko izračuna kot

$$T_v = (1 + q(R_v/R - 1))T' \approx (1 + 0,61q)T', \quad (107)$$

kjer je  $T'$  temperatura in  $T_v$  virtualna temperatura. Podrobnejša razlaga in izpeljava enačbe 107 sta na voljo v [15].



### A.9 Izpeljava adveksijske enačbe

Če imamo skalarno spremenljivko  $f$ , ki je odvisna od koordinat  $x, y, z$  ter od časa  $t$ , lahko majhno spremembo vrednosti spremenljivke  $df$  zapišemo kot totalni diferencial

$$df = \frac{\partial f}{\partial x} dx + \frac{\partial f}{\partial y} dy + \frac{\partial f}{\partial z} dz + \frac{\partial f}{\partial t} dt. \quad (108)$$

Če enačbo 108 delimo z  $dt$ , dobimo

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial f}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial f}{\partial t}. \quad (109)$$

Členi oblike  $\frac{dx}{dt}$  predstavljajo komponente vektorja hitrosti premikanja v različnih smereh, ki jih zapišemo kot  $\frac{dx}{dt} = v_x$ ,  $\frac{dy}{dt} = v_y$  in  $\frac{dz}{dt} = v_z$  in velja  $\vec{v} = (v_x, v_y, v_z)$ . Enačbo 109 lahko zapišemo kot

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial x} v_x + \frac{\partial f}{\partial y} v_y + \frac{\partial f}{\partial z} v_z + \frac{\partial f}{\partial t}, \quad (110)$$

kar lahko na krajši način zapišemo kot

$$\frac{df}{dt} = \vec{v} \cdot \nabla f + \frac{\partial f}{\partial t}, \quad (111)$$

kjer je  $\nabla f$  gradient spremenljivke  $f$ , ki je definiran kot  $\nabla f = \left( \frac{\partial f}{\partial x}, \frac{\partial f}{\partial y}, \frac{\partial f}{\partial z} \right)$  (več o gradientu je v 21. poglavju),  $\vec{v} \cdot \nabla f$  pa skalarni produkt vektorjev hitrosti in gradienta. Če v enačbi 111 izpostavimo člen  $\frac{\partial f}{\partial t}$ , dobimo

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla f + \frac{df}{dt}. \quad (112)$$

Ob upoštevanju dejstva, da je skalarni produkt dveh vektorjev kar enak zmnožku njunih velikosti in kosinusa vmesnega kota  $\varphi$ , dobimo še

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -|\vec{v}| \cdot |\nabla f| \cdot \cos \varphi + \frac{df}{dt}. \quad (113)$$

### A.10 Izpeljava kontinuitetne enačbe

Maso zraka v volumnu  $V$  lahko izrazimo z integralom gostote po volumnu

$$m = \iiint_V \rho \cdot dV. \quad (114)$$

Če enačbo 114 odvajamo po času in predpostavimo, da se lahko masa v volumnu spreminja le kot posledica toka mase preko mej volumna, lahko zapišemo

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \iiint_V \frac{\partial \rho}{\partial t} \cdot dV = - \oiint_S \vec{j}_m \cdot d\vec{S}. \quad (115)$$

$S$  predstavlja površino volumna  $V$ , medtem ko je  $\vec{j}_m$  vektor masnega toka zraka. Z uporabo Gaussovega izreka lahko namesto integrala vektorskega polja po sklenjeni površini zapišemo integral po volumnu, pri čemer velja

$$\oiint_S \vec{j}_m \cdot d\vec{S} = \iiint_V (\nabla \cdot \vec{j}_m) dV. \quad (116)$$

Če vstavimo enačbo 116 v enačbo 115 lahko zapišemo

$$\iiint_V \frac{\partial \rho}{\partial t} \cdot dV = - \iiint_V (\nabla \cdot \vec{j}_m) dV. \quad (117)$$

Izraz v enačbi 117 velja za poljubno majhen volumen  $V$ , kar pomeni, da mora veljati tudi

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{j}_m. \quad (118)$$

Če predpostavimo, da je masni tok zraka izključno posledica premikanja zraka oziroma vetra, lahko zapišemo  $\vec{j}_m = \rho \vec{v}$ , kjer je  $\vec{v}$  vektor vetra. Tako dobimo

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho \vec{v}) = -\rho \nabla \cdot \vec{v} - \vec{v} \cdot \nabla \rho. \quad (119)$$

Hkrati lahko za gostoto zapišemo adveksijsko enačbo (enačba 112)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla \rho + \frac{d\rho}{dt}. \quad (120)$$

Če vstavimo enačbo 120 v enačbo 119 dobimo

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v}, \quad (121)$$

kar je enako enačbi 50.

### A.11 Izpeljava oslabitve direktnega sončnega sevanja pri prehodu skozi ozračje

Zmanjšanje gostote energijskega toka sevanja pri prehodu skozi snov (npr. skozi ozračje) lahko opišemo z izrazom

$$dj' = -j' k \rho ds', \quad (122)$$

kjer je  $j'$  gostota energijskega toka vpadlega sevanja,  $k$  koeficient oslabitve sevanja v snovi,  $\rho$  gostota snovi,  $dj'$  pa predstavlja zmanjšanje gostote energijskega toka na kratkem odseku poti dolžine  $ds'$ .

Enačba velja le v primeru, ko sevanje na snov vpada le iz ene smeri (npr. za direktno sončno sevanje), poleg tega pa se zanemari morebitno povečanje gostote energijskega toka sevanja zaradi emisije in sipanja v snovi. Enačba 122 je diferencialna enačba, ki jo rešimo tako, da enačbo delimo z  $j$  in obe strani integriramo

$$\int_{j_0}^j \frac{dj'}{j'} = - \int_0^s k \rho ds'. \quad (123)$$

Integral na desni strani enačaja predstavlja količino, ki jo imenujemo optična debelina  $\tau = \int_0^s k \rho ds'$ . Z integracijo leve strani enačbe dobimo

$$\ln \left( \frac{j}{j_0} \right) = -\tau, \quad (124)$$

od koder dobimo

$$j = j_0 e^{-\tau}, \quad (125)$$

kar imenujemo Lambert-Beerov zakon. Večja kot je optična debelina snovi, bolj bo sevanje oslabele na poti skozi snov. Če nas zanima oslabitev sevanja skozi celotno ozračje ob zenitnem prehodu, namesto  $ds'$  pišemo kar  $dz$  in definiramo optično debelino atmosfere ob zenitnem prehodu  $\tau_{zen} = \int_0^\infty k \rho dz$ , nakar z zelo podobno izpeljavo kot zgoraj dobimo enačbo 52.

Če direktno sončno sevanje ne vpada iz zenitne smeri, se pot sevanja skozi ozračje podaljša (slika 53). To lahko upoštevamo tako, da namesto  $dz$  zapišemo  $\frac{dz}{\cos \beta}$ , kjer je  $\beta$  odklon od smeri zenita. Po enakem postopku kot prej z integracijo dobimo izraz

$$j = j_0 e^{-\frac{\tau_{zen}}{\cos \beta}}, \quad (126)$$

ki je enak izrazu v enačbi 53.

## A.12 Izpeljava ravnovesne temperature Zemlje z ločenim ozračjem

Skica bilance sevanj za Zemljo je prikazana na sliki 57. Tla oddajajo dolgovalovno sevanje z močjo  $4\pi R_z^2 \sigma T_{tal}^4$ . Hkrati prejema kratkovalovno sončno sevanje z močjo  $(1-a)\pi R_z^2 j_0$  ter še dolgovalovno sevanje od ozračja z močjo  $4\pi R_z^2 \sigma T_{atm}^4$ . Ozračje prejema del dolgovalovnega sevanja, ki izhaja iz tal, z močjo  $4\pi R_z^2 \varepsilon_{atm} \sigma T_{tal}^4$ , hkrati pa oddaja sevanje proti tlam in proti vesolju s skupno močjo

$8\pi R_z^2 \varepsilon_{atm} \sigma T_{atm}^4$ . V sevalnem ravnovesju tla in ozračje prejema tolikšno moč sevanja, kot jo oddajajo, pri čemer velja

tla :

$$(1-a)\pi R_z^2 j_0 + 4\pi R_z^2 \varepsilon_{atm} \sigma T_{atm}^4 = 4\pi R_z^2 \sigma T_{tal}^4,$$

ozračje :

$$4\pi R_z^2 \varepsilon_{atm} \sigma T_{tal}^4 = 8\pi R_z^2 \varepsilon_{atm} \sigma T_{atm}^4,$$

kar se poenostavi v

$$(1-a)j_0 + 4\sigma T_{atm}^4 = 4\sigma T_{tal}^4, \quad (127)$$

$$T_{tal}^4 = 2T_{atm}^4. \quad (128)$$

To je sistem dveh enačb za dve neznanii temperaturi ( $T_{atm}$  in  $T_{tal}$ ). Najlažje se reši tako, da se iz druge enačbe izrazi  $T_{atm}^4 = T_{tal}^4/2$  in vstavi v prvo enačbo, iz katere se izrazi  $T_{tal}$

$$T_{tal} = \sqrt[4]{\frac{(1-a)j_0}{4\sigma}} \cdot \sqrt[4]{\frac{1}{1-\varepsilon_{atm}/2}}. \quad (129)$$

Izraz pod prvim korenem je kar enak izrazu za  $T_z$  iz enačbe 56 in dobimo

$$T_{tal} = T_z \cdot \sqrt[4]{\frac{1}{1-\varepsilon_{atm}/2}}. \quad (130)$$