

# Kazalo

<b>1</b>	<b>Termodinamika atmosfere</b>	<b>5</b>
1.1	Temperaturno polje v ozračju . . . . .	5
1.1.1	Horizontalno polje temperature . . . . .	6
1.1.2	Advekcijske spremembe temperature . . . . .	7
1.1.3	Individualne in lokalne spremembe temperature . . . . .	8
1.2	Viri in prenašanje toplote v atmosferi . . . . .	10
1.2.1	Viri toplote v atmosferi . . . . .	10
1.2.2	Sevanje v atmosferi . . . . .	11
1.2.3	Sončno obsevanje . . . . .	12
1.2.4	Sevanje tal in atmosfere . . . . .	16
1.3	Energijska bilanca Zemlje, atmosfere in tal . . . . .	19
1.3.1	Energijska bilanca planeta Zemlje . . . . .	19
1.3.2	Energijska bilanca dela površja Zemlje . . . . .	21
1.4	Voda v atmosferi . . . . .	26
1.4.1	Vodna para v zraku . . . . .	26
	Parni tlak . . . . .	26
	Specifična vlaga in razmerje mešanosti . . . . .	27
	Relativna vlaga . . . . .	28
	Temperatura rosišča . . . . .	28
1.5	Adiabatni procesi v atmosferi . . . . .	29
1.5.1	Nenasičeni adiabatni procesi . . . . .	29
1.5.2	Nasičeni adiabatni procesi . . . . .	32
1.5.3	Sila vzgona v atmosferi . . . . .	33
1.5.4	Vertikalna stabilnost atmosfere . . . . .	36
1.5.5	Dviganje zraka in nastanek oblakov . . . . .	38
	Spreminjanje temperature rosišča z višino . . . . .	39
	Nastanek oblaka ob prisilnem dvigu . . . . .	40

	Nastanek oblakov zaradi termične konvekcije . . . . .	41
1.6	Oblaki . . . . .	44
1.6.1	Sestava oblakov . . . . .	44
1.6.2	Oblike in rodovi oblakov . . . . .	45
1.7	Megla . . . . .	49
1.7.1	Nastanek in vrste megle . . . . .	49
	Radiacijska megla . . . . .	49
	Adveksijska megla . . . . .	50
	Frontalna megla . . . . .	51
	Pobočna megla . . . . .	51
1.7.2	Oblike megle . . . . .	51
1.7.3	Razkroj megle . . . . .	52
1.8	Padavine . . . . .	53
1.8.1	Mehanizmi nastanka padavin v oblakih . . . . .	53
1.8.2	Vrste padavin . . . . .	57
1.8.3	Nastanek sodre in toče, požleda in zaledenitve . . . . .	58
1.8.4	Padavinski pojavi . . . . .	61
1.8.5	Izračun količine padavin . . . . .	61
1.9	Voda na zemeljskem površju in v tleh . . . . .	63
1.10	Snežna odeja . . . . .	65
1.10.1	Mehanske spremembe v snežni odeji . . . . .	65
1.10.2	Izotermna preobrazba snežne odeje – zrnjenje in sren- jenje . . . . .	67
1.10.3	Odjuga . . . . .	68
1.10.4	Gradientna preobrazba snežne odeje – sreženje . . . . .	69
1.10.5	Sezonska in stalna snežna odeja . . . . .	70

# 1

## Termodinamika atmosfere

### 1.1 Temperaturno polje v ozračju

Polje temperature v ozračju je izrazito tridimenzionalno. Atmosfera, ki kot tanka plast obdaja zemeljsko površje, je sicer v horizontalni smeri bistveno bolj razsežna kot v vertikalni, vendar so razlike v poteku temperature v vertikalni smeri izrazitejše od sprememb temperature v horizontali. Na drugi strani je v primerjavi s poljem pritiska temperaturno polje v horizontalni smeri bistveno bolj razgibano. Razlogov za razgibanost polja temperature v atmosferi je več: ozračje se segreva od različno ogrelih tal, v ozračju prihaja do kompresijskega segrevanja in ohlajanja, v ozračju se dogajajo fazne spremembe vode, pri katerih se sprošča ali porablja latentna toplota.

Prostorske spremembe temperature popišemo s komponentami gradienta temperature.

$$\text{grad}T = \nabla T = \left( \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (1.1)$$

Prvi dve komponenti skupaj imenujemo horizontalni, tretjo pa vertikalni temperaturni gradient.

V meteorologiji je navada, da polje temperature na neki ploskvi prikazujemo z izotermami. Gradient temperature kaže pravokotno na izoterme (v smeri od nizkih temperatur k visokim). Velikost gradienta je odvisna od gostote izoterm: bolj kot so izoterme goste, večji je temperaturni gradient. Z izotermami prikazujemo vertikalne in horizontalne preseke temperaturnega polja.

Časovne spremembe temperature lahko v ozračju popišemo na dva načina. Če si zamislimo del zraka in v njega postavimo termometer, in se del zraka in termometer skupaj premikata po ozračju, potem termometer beleži njegovo individualno spremembo temperature (individualni odvod  $dT/dt$ ). Lahko si zamislimo tudi bolj navadno meritev, takšno namreč, da v neko točko prostora postavimo termometer. Mimo njega piha veter, hkrati pa seveda v ozračju prihaja tudi do energijskih sprememb. Mirujoči termometer izmeri lokalno spremembo temperature ( $\partial T/\partial t$ , lokalni odvod temperature). **Kot smo omenili že v podpoglavju 1.2.1., sta lokalni in individualni odvod povezana med seboj z enačbo:**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla T, \quad (1.2)$$

**oziroma po komponentah:**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (1.3)$$

**Lokalna sprememba temperature (torej v neki stalni točki prostora) je odvisna od individualnih sprememb temperature ter od tega, kakšno je polje temperature in s kakšno hitrostjo ga nosi veter s seboj.** Člene skalarnega produkta  $\vec{v} \cdot \nabla T$  razdelimo na horizontalni in vertikalni del. Horizontalni del sestavljata dva člena, ki ju imenujemo *advekcija temperature*, vertikalni člen pa imenujemo tudi *konvekcija (vertikalna advekcija)*. Pri bolj splošnem, a manj natančnem izrazju, advekcije in konvekcije ponavadi ne ločijo in imenujejo spremembe temperature zaradi obeh vzrokov kar konvekcija.

Konvekcijski člen povzroča spremembe temperature v smeri, v kateri deluje tudi gravitacijska sila. Ker je ta sila zelo velika v primerjavi z drugimi silami, ki delujejo v atmosferi, bomo dogajanja, povezana z vertikalno advekcijo, torej s konvekcijo, obravnavali posebej.

### 1.1.1 Horizontalno polje temperature

Horizontalno polje temperature najpogosteje grafično predstavimo z izotermami. Pri računanju in teoretičnih obravnavah večinoma predpostavimo, da je temperaturno polje preprosto: zvezno, zvezno odvedljivo, brez izrazitih diskontinuitet. Pri upodobitvi z izotermami to pomeni, do so izoterme le malo ukrivljene in da se razmiki med njimi spreminjajo le postopoma.

Opažene porazdelitve temperature, ki jih v praksi dobimo na podlagi sočasnih meritev temperature v mreži meteoroloških postaj, so močno razgibana in le delno ustrezajo predpostavki o preprostosti iz prejšnega odstavka. Pogoste so namreč zaključene izoterme, vplivi lokalnih razmer so izraziti. Poseben problem pri določanju dejanskega polja temperature v naravni atmosferi je dejstvo, da je operativna opazovalna mreža redka, merilne točke so med seboj razmaknjene po nekaj deset kilometrov. Izmerjeni podatki o temperaturi nam povedo le to, kakšna je temperatura na merski postaji in veljajo tudi v njeni bližnji okolici, o tem kakšna je temperatura v vmesnem prostoru med postajami, pa ne vemo veliko. Ker si vseeno želimo ustvariti sliko o temperaturnih razmerah nad večjim prostorom, si pomagamo s približnimi postopki interpolacije. Pri tem predpostavimo, da se v vmesnih prostorih med merskimi postajami ne dogaja nič pretresljivega, da se vrednosti temperature zvezno in zvezno odvedljivo spreminjajo od ene do druge izmerjene vrednosti.

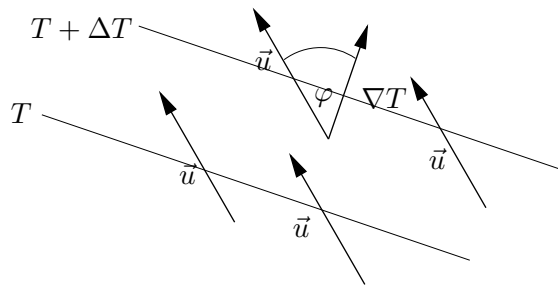
### 1.1.2 Adveksijske spremembe temperature

Spreminjanje temperature zaradi horizontalne advekcije temperature je povezano s skalarnim produktom horizontalne hitrosti  $\vec{v}_h = (u, v)$  in horizontalnih komponent gradienta temperature  $\nabla_h T = (\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y})$ . Zaradi skalarnega produkta med tema dvema vektorjema, je advekcija temperature bistveno odvisna od kota  $\varphi$  med vektorjema

$$\vec{v}_h \cdot \nabla_h T = |\vec{v}_h| |\nabla_h T| \cos \varphi. \quad (1.4)$$

**Advekcija temperature je torej različna od nič le tedaj, ko vektorja hitrosti in gradienta nista pravokotna. Če veter piha vzdolž izoterm, potem ni advekcije temperature, največja pa je tedaj, če veter piha povsem pravokotno na izoterme; horizontalni gradient temperature in hitrost sta tedaj vzporedna. Advekcije temperature seveda ni, če ne piha veter ali če ni horizontalnega temperaturnega gradienta.**

Adveksijska sprememba temperature se pojavlja ob večini vremenskih dogajanj oziroma sprememb vremena. Dostikrat je seveda advekcija temperature združena z individualno spremembo  $dT/dt$ . V takem primeru je iz meritve na eni sami postaji nemogoče ugotoviti kakšne so adveksijske in kakšne individualne spremembe. Le tedaj, ko je  $dT/dt \approx 0$  (npr. ob oblačnem vremenu brez padavin), lahko iz meritev temperature in vetra



Slika 1.1: Advekcija temperature: veter piha prek temperaturnega polja.

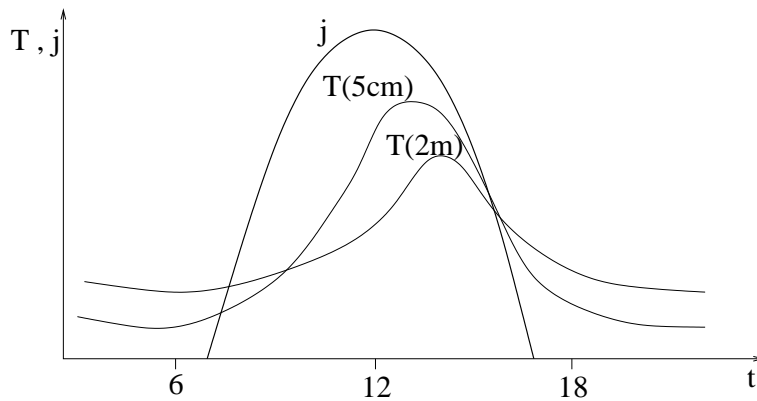
izračunamo, kakšna je komponenta gradienta temperature vzdolž vetra ( $\frac{\partial T}{\partial t}$  v naravnem koordinatnem sistemu).

### 1.1.3 Individualne in lokalne spremembe temperature

Lokalne spremembe temperature v tem oddelku obravnavamo samo v primeru, ko ni advekcijских in konvektivnih sprememb. Najbolj pogosto se takšno stanje pojavi v naravi pri tleh ob brezvetrju. Tedaj so lokalne spremembe temperature le posledica segrevanja in ohlajanja zraka (predvsem pri tleh) in so torej enake individualnim spremembam temperature. Lokalne spremembe temperature na merilni postaji opisuje termogram, na katerem so s krivuljo zarisani poteki temperature v izbranem časovnem intervalu: v enem dnevu, tednu, mesecu ali letu.

Oblike dnevnih potekov temperature so odvisne od poteka vremena in so najenostavnejše, če je vreme ves dan stalno, npr. jasno ali oblačno. Tudi če je vreme ves čas enako, se dnevni poteki temperature razlikujejo med posameznimi postajami. Razlike so posledica različnih nadmorskih višin, različnega nagiba okolišnega terena, različnih lastnosti tal in različne rabe prostora. Dnevni potek temperature je močno odvisen tudi od višine merjenja temperature nad tlemi. Temperatura površja tal ima daleč največjo amplitudo in najmanjši fazni premik glede na potek gostote energijskega toka sevanja s Sonca. Na dveh metrih, kjer merimo temperaturo zraka v meteorološki hišici, je maksimalna temperatura zraka dosežena kako uro, dve po sončnem poldnevu. (glej sliko 1.2)

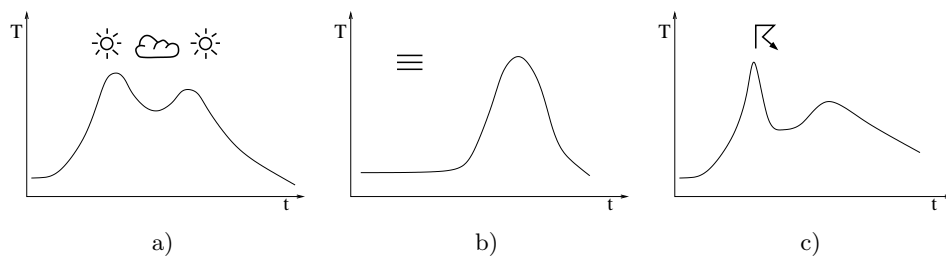
Dnevni potek temperature je tudi ob brezvetrju močno odvisen od razvoja



Slika 1.2: Dnevni potek temperature zraka na višini 5 cm -  $T(5\text{cm})$  in na 2 m -  $T(2\text{m})$  in potek gostote energijskega toka sončnega obsevanja -  $j$  ob jasnem vremenu.

vremena. Spremembe oblačnosti, lokacija oblakov na nebu, nastanek ali razkroj megle in s tem povezane spremembe v gostoti energijskega toka vpadlega sončnega obsevanja hitro in bistveno vplivajo na temperaturo zraka, še bolj pa nanjo vplivajo padavine. Ob stalnem oblačnem vremenu so dnevne spremembe temperature majhne. Primeri potekov temperature ob različnih razvojih vremena so prikazani na sliki 1.3

Posamezni kraji na Zemlji se med seboj močno razlikujejo po letnem poteku temperature. Več o tem v poglavju o klimi.



Slika 1.3: Dnevni potek temperature zraka ob različnih potekih vremena: (a) dopoldne precej jasno, opoldanske pooblačitve, zvečer spet jasno; (b) zjutraj megla, ki se čez dan razkroji; (c) spremenljivo oblačno z nevihto opoldne.

## 1.2 Viri in prenašanje toplote v atmosferi

### 1.2.1 Viri toplote v atmosferi

Viri toplote v atmosferi povzročajo individualne spremembe temperature. Prvi zakon termodinamike pove, da se neki masi dovedena toplota porablja za spremembo notranje energije in za opravljeno delo ob razpenjanju (glej ?? na strani ??).

Če energijsko enačbo individualno odvajamo po času, dobimo (?? in ??):

$$\frac{dQ}{dt} = mc_p \frac{dT}{dt} - V \frac{dp}{dt}. \quad (1.5)$$

Če pri energijski spremembi ni večjih sprememb pritiska, kar v ozračju ponavadi dokaj dobro velja pri počasnih (neeksplozivnih) procesih na stalni višini, potem je individualna sprememba temperature

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{mc_p} \frac{dQ}{dt} = \frac{P}{mc_p}, \quad (1.6)$$

odvisna od dovedene ali odvedene toplote v enoti časa, to je toplotne moči  $P$ , ki jo prejme ali odda masa zraka  $m$ . Moč  $P$  je posledica divergence energijskega toka.

Ko poznamo energijske tokove oziroma njihove gostote in vemo, v kakšni meri zrak absorbira posamezne vrste energijskih tokov, potem lahko določimo individualne spremembe temperature zraka.

**Vzroki individualnih sprememb temperature za dele zraka v atmosferi so:**

- **sončno sevanje (v infrardečem (IR), vidnem in ultravijoličnem (UV) delu spektra),**
- **dolgovalovno infrardeče (IR) sevanje zemeljske površine, predmetov in delov ozračja,**
- **kondukcija iz zemeljske površine (tal),**
- **fazne spremembe vode (izhlapevanje-vtekočinjanje; taljenje-zmrzovanje; sublimacija-depozicija),**
- **posebej poudarimo individualne spremembe temperature, ki so posledica razpenjanja in stiskanja delov zraka,**



- pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto,
- dovodi zaznavne toplote (segrevanje-ohlajanje) s turbulenco in/ali drobno konvekcijo.

Če obravnavamo atmosfero in z njo ovito Zemljo kot celoto, je zanj glavni vir toplote sončno sevanje. Energija sončnega sevanja lahko v precejšni meri neovirano preide skozi atmosfero, na površju Zemlje se energija sončnega sevanja delno absorbira, delno pa odbije. Zaradi absorpcije energije se tla segrejejo, od toplih tal pa se segreva atmosfera. V obravnavanem sistemu, ki ga tvorita atmosfera in tla je dolgovalovno (IR) sevanje ozračja in tal glavni ponor toplote. Tla in ozračje toploto sevata v vesolje v obliki dolgovalovnega (IR) sevanja. Ostali načini prenašanja toplote energijo le prerazporejajo med posameznimi deli atmosfere in zemeljskega površja.

### 1.2.2 Sevanje v atmosferi

S sevanjem se v atmosferi prenašajo velike količine energije. Po izvoru ločimo sevalne energijske tokove na tiste, ki izvirajo s Sonca (sončno sevanje), in tiste, ki izvirajo iz atmosfere, oblakov in tal (terestrično sevanje). Bistvena razlika med obema vrstama sevanja je v tem, da je temperatura sevalca zelo različna: Sonce seva pri 6000 K, tla in deli atmosfere pa pri temperaturah nekako med 210 in 310 K.

Telesa (atmosfera, oblaki, površje Zemlje) sevalno energijo deloma odbijajo, deloma prepuščajo, deloma pa jo tudi sprejemajo – vpijajo (absorbirajo). Telesa tudi sevajo in energijo oddajajo (emitirajo). Črna telesa so tista, ki vso energijo vpadlega sevanja absorbirajo in so hkrati tudi najboljši sevalci.

Sposobnost absorpcije opišemo s koeficientom *absorptivnosti*, sposobnost oddajanja pa s koeficientom *emisivnosti*. Razmerje med vpadlo in prepuščeno energijo imenujemo koeficient *transmisivnosti*. Razmerje med vpadlo in odbito energijo imenujemo koeficient *refleksivnosti* (odboja), ki ga včasih imenujemo tudi *albedo*.

Za črna telesa velja, da je gostota energijskega toka porazdeljena v spektru valovnih dolžin po Planckovem zakonu:

$$\frac{\partial j}{\partial \lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \exp(hc/k\lambda T) - 1}, \quad (1.7)$$

kjer je  $\lambda$  valovna dolžina,  $h = 6,62 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$  Planckova konstanta,  $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$  Boltzmanova konstanta,  $c$  hitrost svetlobe in  $\frac{\partial j}{\partial \lambda}$  odvod gos-

tote izsevanega energijskega toka po valovni dolžini (monokromatska gostota izsevanega toka).

Spekter elektromagnetnega sevanja črnega telesa ima maksimum pri valovni dolžini (Wienov zakon)

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T} K \mu m. \quad (1.8)$$

Valovna dolžina maksimalne gostote energije sevanja se zmanjšuje z naraščajočo temperaturo. Hladna telesa sevajo torej pri dolgih valovnih dolžinah, vroča pa pri kratkih. Sončno sevanje ima maksimum v področju vidne svetlobe (valovna dolžina med 0,4 in 0,75  $\mu m$ ). Terestrično sevanje ima maksimum v infrardečem delu spektra (valovne dolžine med 0,75 in 24  $\mu m$ ).

Celotno energijo, ki jo seva neko telo, dobimo, če energijski spekter integriramo po vseh valovnih dolžinah. Za gostoto energijskega toka črnega telesa  $j$  tedaj velja Stefan-Boltzmannov zakon:

$$j = \sigma T^4, \quad (1.9)$$

kjer je  $\sigma$  Stefanova konstanta ( $5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ ). Gostota energijskega toka je odvisna od četrte potence temperature, tako da je temperaturna odvisnost zelo izrazita. Razlike v gostoti energijskega toka so nekaj velikostnih redov med Soncem in terestričnimi sevalci. Tudi med terestričnimi sevalci so razlike v gostoti izsevanega energijskega toka velike in znašajo od 50  $W/m^2$  pri temperaturah vrha troposfere do 500  $W/m^2$  pri temperaturi površine najbolj razbeljenih puščavskih pokrajin. Če telo ni črno ampak sivo (in je emisivnost  $\varepsilon$  za vse valovne dolžine enaka), potem velja, da telo izseva manj ( $\varepsilon < 1$ ), torej:

$$j = \varepsilon \sigma T^4. \quad (1.10)$$

### 1.2.3 Sončno obsevanje

Sonce seva pri temperaturi približno 6000  $K$  skoraj kot črno telo. Gostota energijskega toka Sonca se občasno spreminja (npr. ob pojavu sončnih bakel, sončnih peg ipd.), vendar so te razlike glede na celotno izsevano moč Sonca majhne (0,1%) in so večinoma pri zelo kratkih valovnih dolžinah. Gostota energijskega toka, ki pride do vrha atmosfere, je odvisna predvsem od astronomskih faktorjev (razdalja Zemlja – Sonce in njene časovne

spremembe zaradi eliptičnosti ekliptike – v periheliju  $147 \cdot 10^6 \text{ km}$ , v apoheliju  $152 \cdot 10^6 \text{ km}$ , nagnjenost osi vrtenja Zemlje, aktivnost Sonca). Pri stalni moči sevalca in izotropnem sevanju v celoten prostor upada gostota energijskega toka s kvadratom razdalje od površine sevalca. Gostota energijskega toka na vrhu atmosfere pri povprečni oddaljenosti Zemlje od Sonca je  $j_o = 1367 \text{ W/m}^2$  in jo imenujemo tudi solarna konstanta.

Količina in spektralna sestava sončnega sevanja na Zemlji pri tleh je bistveno odvisna od sestave atmosfere, dolžine poti, ki jo mora sevanje prepotovati skozi atmosfero, in seveda tudi od vremena.

Kot smo že omenili, je v sončnem sevanju, ki prispe do vrha atmosfere, največ energije v pasu vidnega sevanja, v območju med  $0,4$  in  $0,75 \mu\text{m}$  je okoli 46% vse energije, v infrardečem (IR) med  $0,75$  in  $24 \mu\text{m}$  približno enako, 7% pa v ultravijoličnem delu spektra (UV) (valovne dolžine med  $0,2$  in  $0,4 \mu\text{m}$ ). Zunaj omenjenih treh področij je v sončnem sevanju manj kot 1% vse energije. Pri prehodu skozi atmosfero se spekter sončnega sevanja spremeni, saj se v zgornjih plasteh atmosfere večinoma absorbira vse UV sevanje, pa tudi deli vidnega in IR sevanja. Najpomembnejši absorber UV sevanja je ozon ( $O_3$ ), pomembni absorberji v IR delu spektra pa so triatomni plini ogljikov dioksid ( $CO_2$ ), vodna para ( $H_2O$ ) in ozon  $O_3$ .

\* Absorpcija gostote energijskega toka sevanja pri posamezni valovni dolžini je odvisna od gostote plina, ki absorbira sevanje, in od dolžine poti, ki jo mora svetloba opraviti med zgornjim robom atmosfere in opazovalnim mestom na tleh. Zmanjševanje gostote energijskega toka sevanja popišemo z Beerovo enačbo, za katero velja, da je relativni pojemek gostote energijskega toka v plasti z debelino  $ds$  sorazmeren tej debelini:

$$\frac{dj(\lambda)}{j(\lambda)} = -\rho k_a(\lambda) ds, \quad (1.11)$$

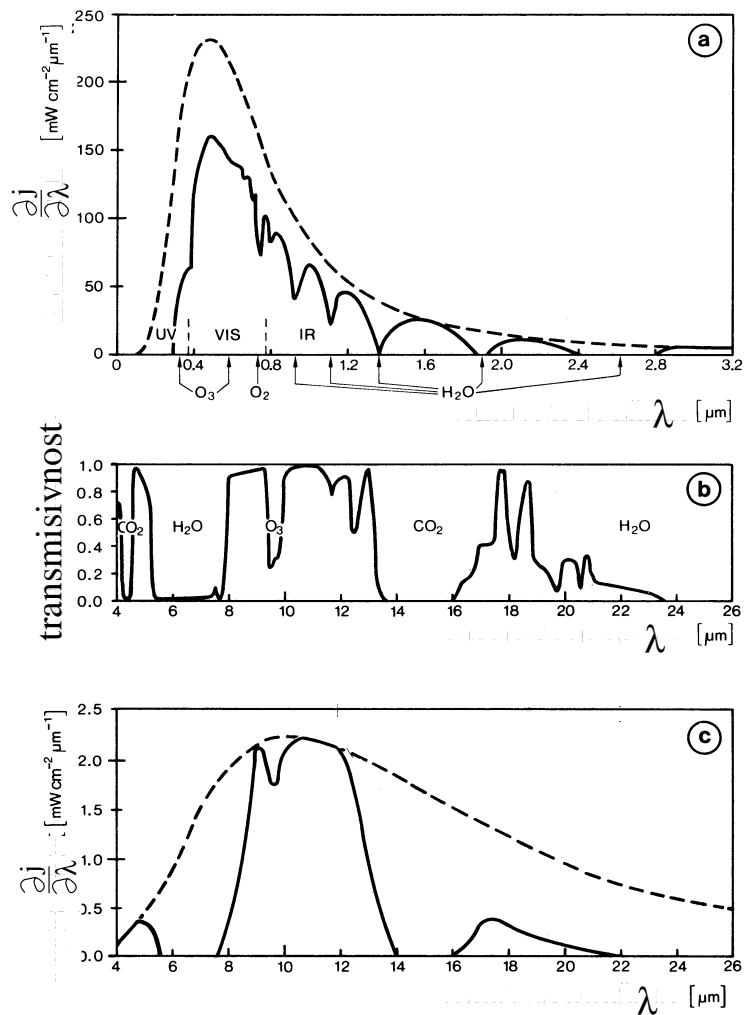
kjer je  $k_a(\lambda)$  absorpcijski koeficient za posamezno valovno dolžino,  $j(\lambda)$  pa gostota energijskega toka sevanja pri posamezni valovni dolžini.

Če integriramo Beerovo enačbo vzdolž celotne poti žarka med zgornjim robom atmosfere in tlemi, potem dobimo gostoto energijskega toka sevanja pri tleh:

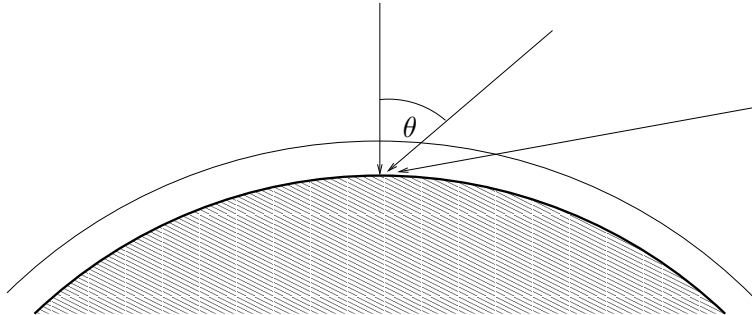
$$j(\lambda, s) = j(\lambda, 0) \exp\left(-\int_o^s \rho k_a(\lambda) ds\right). \quad (1.12)$$

\*

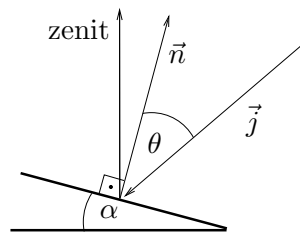
Pojemanje energije sončnega sevanja, ki pride do tal, je torej odvisno od dolžine poti skozi atmosfero in od gostote absorbirajočega plina v posamezni plasti. Za nekatere pline (npr.  $CO_2$ ) vemo, da so po atmosferi večinoma



Slika 1.4: Spekter sončnega sevanja na vrhu atmosfere in pri tleh (a), transmissivnost atmosfere (b) in spekter sevanja Zemlje (c).



Slika 1.5: Poti žarka skozi ozračje pri različnih zenitnih kotih Sonca. V resnici so razlike med dolžinami poti vse daljše, saj je na sliki Zemlja glede na debelino ozračja narisana pretirano ukrivljeno.



Slika 1.6: Koti med sončnim žarkom, zenitom in normalo na nagnjeno sprejemno ploskev.

enakomerno porazdeljeni, za vodno paro pa je značilno, da je je ponekod več drugod pa manj. Razporeditev koncentracije ozona pa naprimer ni enakomerna po atmosferi. Tako je izračun količine sevanja, ki pride do tal, večinoma zelo zapleten, saj je potrebno poznati tridimenzionalno razporeditev vodne pare, ozona in drugih absorberjev v atmosferi. Vsekakor lahko trdimo, da je ob majhnih zenitnih kotih sonca (tedaj in tam, ko je sonce visoko na nebu) absorpcija manjša kot pri velikih zenitnih kotih, ko je pot žarka skozi atmosfero nekajkrat daljša. Sončno sevanje pogosto obravnavamo kot celoto, tako da seštejemo prispevke energije po vseh valovnih dolžinah.

Moč, ki jo dobi posamezna ploskev na površju Zemlje s sevanjem, je

odvisna od gostote vpadlega energijskega toka, velikosti ploskve in kota med normalo na ploskev in smerjo energijskega toka. Šteje torej le projekcija ploskve, pravokotna na smer energijskega toka.

$$P = jS \cos \theta. \quad (1.13)$$

Energijo, ki jo prestreže posamezna ploskev v izbranem časovnem intervalu, dobimo s časovno integracijo moči:

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} P(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} j(t, \theta(t)) S \cos \theta(t) dt. \quad (1.14)$$

Za horizontalne ploskve na tleh je kot  $\theta$  le zenitni kot (spreminja se preko leta in preko dneva), za nagnjene ploskve pa je kot  $\theta$  odvisen še od nagiba (kot  $\alpha$ ) in orientacije ploskve (azimut). Čez dan se spreminja tudi dolžina poti skozi ozračje, ki vpliva na absorbcijo sevanja, tako da se gostota energijskega toka, ki pride do tal, bistveno spreminja. Različno nagnjene ploskve z različnimi orientacijami lahko v časovnem intervalu dobijo bistveno različne količine sevanja; te razlike so seveda poleg razlik v absorptivnosti glavni vzrok za velike razlike (vegetacija, prst, snežna odeja itd.) v naravnem okolju razgibanega reliefa.

Razen direktnega sončnega obsevanja, ki smo ga opisali z zgornjimi enačbami, pa prejme posamezna ploskev na površju zemlje še del difuznega in odbitega sevanja. Difuzno sevanje je sipana svetloba na molekulah zraka (nebo je zaradi tega modro). K difuznemu sevanju štejemo tudi svetlobo, ki zaradi mnogokratnih lomov in odbojev pride skozi debelejšje oblačne plasti (oblaki so s spodnje strani videti beli ali enakomerno sivi). Odbito sevanje lahko delno prispeva h gostoti energijskega toka, če so Sonce, odbijalec in prestrezna ploskev ustrezno razpostavljeni (npr. Sonce južno od prestrezne ploskve, severno pa razsežen oblak ali visoka zasnežena gora). Difuzno in odbito sevanje sta v primerjavi z direktnim sončnim sevanjem manjša prispevka energije, vendar sta bistvena v oblačnem vremenu, ko ni direktnega sončnega sevanja. Zaradi difuznega in odbitega sončnega sevanja je svetlo tudi v senci, tam kjer ni direktnega sevanja Sonca. Gostota energijskega toka difuznega sevanja je le malo odvisna od smeri.

#### 1.2.4 Sevanje tal in atmosfere

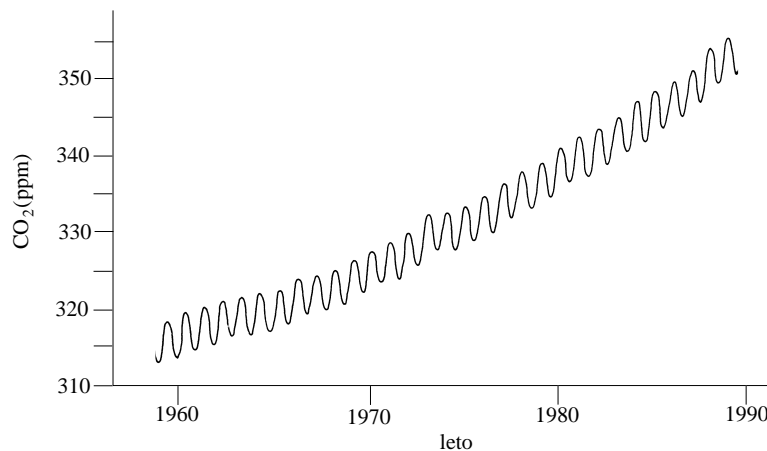
V infrardečem delu spektra so maksimumi izsevane gostote energijskega toka teles, ki imajo temperature, kakršne se pojavljajo v ozračju (to je med

$-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  in  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Različna telesa v atmosferi in na površini Zemlje imajo različne monokromatske emisivnosti, absorptivnosti in reflektivnosti. Za večino neplinastih snovi na površju Zemlje: površje trdne Zemlje različnih vrst in rab, vodne površine, zasnežene in ledene površine; velja, da so v infrardečem delu spektra skoraj povsem črna telesa. Za dele ozračja pa so emisivnosti, transmisivnosti in absorptivnosti bistveno odvisne od količine vodne pare  $H_2O$ , ozona  $O_3$  in in ogljikovega dioksida  $CO_2$ . Najbolj spremenljiva je količina vodne pare: zelo vlažni deli ozračja, še posebej oblaki, v katerih je vodna para nasičena so v infrardečem (IR)delu spektra skoraj črni, jasno in suho ozračje pa prepušča del IR sevanja.

Vodna para je v IR delu spektra najpomembnejši sevalec v ozračju. Kot smo že omenili, je ogljikov dioksid po atmosferi enakomerneje razporejen kot vodna para, saj pri  $CO_2$  ne prihaja do faznih sprememb. Vpliv  $H_2O$  in  $CO_2$  na sevalne razmere je pomemben. Oglejmo si vpliv sevanja vodne pare in ogljikovega dioksida najprej v jasni noči s suhim zrakom: tla tedaj sevajo v IR delu spektra in sevanje potuje skozi atmosfero. Del tega sevanja se absorbira v  $CO_2$ , hkrati pa tudi sam  $CO_2$  seva v IR. Polovica tega sevanja gre naprej v vesolje, polovica pa se ga vrne nazaj proti tlem. Tla prestrežejo IR sevanje  $CO_2$  in se zaradi tega dotoka energije manj ohlajajo, kot bi se v primeru, če v atmosferi ne bi bilo  $CO_2$ . Kako je v oblačnih nočeh? Če je v atmosferi tudi vodna para in voda (in te je v oblakih obilo), potem sevata v atmosferi ogljikov dioksid in vodna para. Količina sevanja, ki jo izseva atmosfera in jo prejmejo tla, je zato bistveno večja. V oblačni noči se zrak pri tleh zato dosti manj ohladi kot v jasni.

Podnevi skozi atmosfero prodira tudi sončno infrardeče (IR) sevanje. Triatomni plini ( $H_2O$ ,  $O_3$  in  $CO_2$ ) ne vplivajo na prehod vidnega dela sončnega sevanja, pač pa absorbirajo dele IR sončnega sevanja. Ta absorpcija je razlog za direktno segrevanje posameznih plasti ozračja. Poleg že omenjenih ogljikovega dioksida, ozona in vode so v ozračju občasno v različnih koncentracijah prisotni tudi drugi, večinoma antropogeni tri- in štiri-atomni plini, na primer metan  $CH_4$ , dušikov dioksid  $NO_2$ , amonijak  $NH_3$ . Tudi ti plini prispevajo k sevalni bilanci.

Sevanje vodne pare, ogljikovega dioksida in drugih triatomnih plinov v atmosferi zmanjšuje ohlajanje površja tal. Zaradi tega je atmosfera pri tleh toplejša, kot pa bi bila, če teh plinov ne bi bilo. Zaradi součinka sončnega sevanja in sevanja triatomnih plinov v atmosferi opazimo učinek, ki je podoben tistemu v steklenjakih in toplih gredah. Vidna svetloba pride do tal in tla podnevi segreva, infrardeče (IR) sevanje tal pa se absorbira in emitira v at-



Slika 1.7: Koncentracije ogljikovega dioksida ( $CO_2$ ) v ozračju v zadnjih desetletjih, kot so jih namerili v observatoriju na Mauna Loa (Havaji) (podatki amerikega Carbon Dioxide Information Analysis Center, <http://cdiac.ornl.gov/ftp/maunaloa-co2/maunaloa.co2>).

mosferi, IR sevanje se vrne iz atmosfere k tloravnju in tako je ohlajanje tal nekoliko manj izrazito. Količina reemitiranega IR sevanja je odvisna od koncentracije triatomnih plinov, večje so koncentracije, manjše je ohlajanje, temperatura tal in atmosfere se zato dvigne. **Učinku triatomnih plinov na ravnotežje infrardečega sevanja popularno rečemo "učinek tople grede", plinom, ki povzročajo ta učinek pa "plini tople grede".** Zaradi človeških aktivnosti se koncentracije  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  in še nekaterih drugih plinov povečujejo, od predindustrijskega časa do konca 20. stoletja se je povprečna koncentracija  $CO_2$  v celotni zemeljski atmosferi povečala s 280 na 360 ppm (za 28%). Zaradi tega se je že toliko povečala tudi povprečna temperatura Zemljine atmosfere, tako da so povečanje lahko potrdili z meritvami (glej poglavje 9.4.2 in 11.2.1).

Z modelskimi izračuni so ugotovili, da bi se pri podvojitvi koncentracije  $CO_2$  s 300 na 600 ppm morala povprečna temperatura dvigniti za 2 do 4 K. Ti izračuni so seveda precej nenatančni, saj na energijsko bilanco Zemlje ne vplivajo le sevalne razmere, pač pa tudi drugi energijski tokovi. Povejmo še, da so se klimatski zgodovini Zemlje koncentracije plinov tople grede precej spreminjale, prav tako tudi povprečna temperatura.



## 1.3 Energijska bilanca Zemlje, atmosfere in tal

### 1.3.1 Energijska bilanca planeta Zemlje

Če upoštevamo izmerjene podatke preko vseh letnih časov in preko vseh krajev na Zemlji, ter ob upoštevanju povprečne oblačnosti, vlažnosti in motnosti ozračja, povprečnega albeda Zemlje kot planeta, itd., potem dobimo povprečno sevalno bilanca planeta Zemlje, kot je predstavljena na sliki ?? in tabeli ?? v poglavju 9.2 o fizikalnih osnovah klime.

Tu bomo načelno razložili energijsko bilanco Zemlje s poenostavljenim pristopom. Energijsko bilanco Zemlje kot planeta najprej zapišemo tako, da privzamemo, da so trdna zemlja, oceani in atmosfera le eno samo telo. V tem primeru sta pomembna predvsem dva energijska tokova:

1. sončno obsevanje  $j_0$ , ki obseva polovico zemeljske oble (razporeditev absorbirane moči po površini osvetljene polovice je odvisna od albeda  $a$  in od kota med normalo na površje in smerjo Sonca) in
2. sevanje Zemlje, ki izhaja iz vse zemeljske površine (seva skoraj kot črno telo, emisivnost  $\varepsilon \approx 1$ )

Iz zemeljske notranjosti sicer teče proti površini nekaž toplotnega toka, ker je notranjost Zemlje vroča, vendar je ta toplotni tok dosti manjši od sevalnih tokov, tako da ga lahko zanemarimo. Če upoštevamo tako dolg časovni interval, da se dnevna in letna nihanja izpovprečijo, postane stanje stacionarno in za Zemljo kot celoto velja, da se energija sevanja, ki jo prejme Zemlja od Sonca, izenači z energijo, ki jo Zemlja izseva v vesolje:

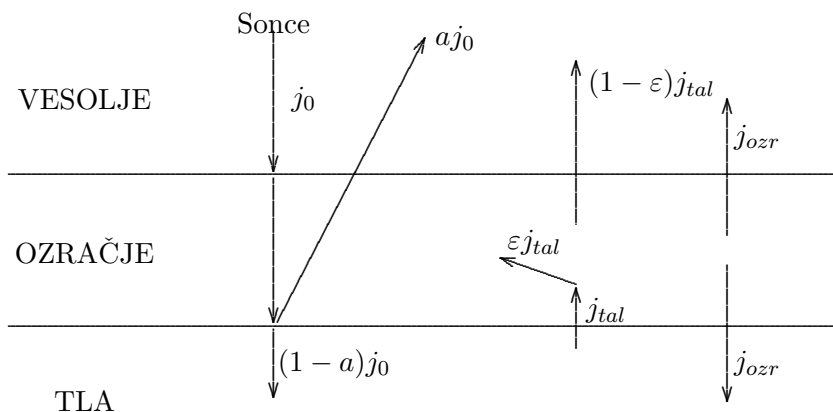
$$(1 - a)j_0\pi r_Z^2 = \varepsilon\sigma T^4 4\pi r_Z^2. \quad (1.15)$$

Če pokrajšamo radije  $r_Z$  in izračunamo temperaturo  $T$ , potem dobimo:

$$T = ((1 - a)j_0/4\varepsilon\sigma)^{1/4}. \quad (1.16)$$

Če predpostavimo, da je povprečni albedo Zemlje  $a = 0,35$ , emisivnost  $\varepsilon = 1$ ,  $j_0$  pa  $1367 \text{ W/m}^2$ , potem bi morala biti povprečna temperatura Zemlje  $250 \text{ K}$  ( $-23 \text{ }^\circ\text{C}$ ), kar ustreza temperaturi v zgornji tretjini troposfere. Dejanska temperatura površja Zemlje je višja predvsem zaradi učinkov plinov tople grede.

Naredimo lahko tudi drugo, manj poenostavljeno oceno, ki nam pove nekaž tudi o vplivu plinov tople grede. Dobimo jo, če poleg trdne Zemlje



Slika 1.8: Triplastni model: vesolje – ozračje – tla. Prikazani so sevalni tokovi, absorptivnosti in emisivnosti.

in vesolja upoštevamo še ozračje. V približku predpostavimo, da ozračje ne absorbira sončnega sevanja, pač pa se sončno sevanje absorbira le na tleh. Atmosfera pa absorbira in emitira dolgovalovno sevanje.

Če označimo sevanje atmosfere z  $j_{ozr}$  in sevanje tal z  $j_{tal}$ , potem na meji med ozračjem in vesoljem velja ravnotežje gostot energijskih tokov (glej sliko 1.8):

$$j_o(1 - a) = 4((1 - \varepsilon)j_{tal} + j_{ozr}). \quad (1.17)$$

Na desni strani enačbe 1.17 se pojavi faktor 4 zaradi tega, ker Zemlja dobiva sončno sevanje le na eni strani, seva pa z vse površine, tako kot v enačbi 1.15. V vesolje seva ozračje, deloma pa pride v vesolje tudi sevanje s tal. V ozračju velja:

$$\varepsilon j_{tal} = 2j_{ozr}. \quad (1.18)$$

Ozračje sprejme del dolgovalovnega sevanja tal in ga v enakih deli izseva navzgor in navzdol. Na meji med ozračjem in tlemi pa velja energijsko ravnotežje:

$$(1 - a)j_o + 4j_{ozr} = 4j_{tal}, \quad (1.19)$$

Tla absorbirajo del sončnega sevanja, prejmejo pol sevanja atmosfere in

sama sevajo. Tudi tu številski faktorji nastanejo po krajsanju ploščin. Z upoštevanjem Stefanovega zakona za sivo telo (ozračje) dobimo iz 1.18:

$$\varepsilon\sigma T_{tal}^4 = 2\varepsilon\sigma T_{ozr}^4, \quad (1.20)$$

oziroma

$$T_{tal} \approx 1.19T_{ozr}. \quad (1.21)$$

Iz 1.17 lahko spet z upoštevanjem Stefanovega zakona določimo  $T_{ozr}$ , nato pa z 1.21  $T_{tal}$ . Za albedo  $a = 0,35$  in emisivnost  $\varepsilon = 0,7$  tako dobimo temperaturo ozračja  $234\text{ K}$  in temperaturo tal  $279\text{ K}$ . Še enkrat poudarimo, da sta to le načelni oceni za temperaturi atmosfere in tal, dejanska bilanca pa je taka, kot jo podajata omenjeni slika in tabela v poglavju 9.2.1.

### 1.3.2 Energijska bilanca dela površja Zemlje

Tudi za manjše dele površja Zemlje pogosto računamo energijsko bilanco, njene spremembe in velikosti posameznih energijskih tokov. V nasprotju z izračunom za celotno Zemljo, kjer smo energijsko bilanco vrednotili za dolge časovne intervale (da so se izpovprečila dnevna in letna nihanja), se pri izračunu energijske bilance za posamezni del zemeljske površine omejimo na kratke časovne intervale, tako da upoštevamo dnevne in vremenske spremembe. Pri računanju energijske bilance moramo upoštevati vse energijske tokove: tiste, ki tečejo iz atmosfere proti ploskvi oziroma od ploskve v atmosfero, in tiste, ki tečejo s površja v notranjost zemlje oziroma iz globine proti površju. Za ploskev, ki leži na površju Zemlje, moramo upoštevati spodaj naštetе tokove.

**Direktno sončno obsevanje** (v infrardečem (IR), vidnem in ultravijoličnem (UV) delu spektra) v odvisnosti od kota vpadanja sončnega sevanja (deklinacija, dnevni kot, nagib, azimut, orientacija ploskve) in še posebej v odvisnosti od absorpcije v atmosferi (optična debelina); glej sliko 1.6 in enačbe (1.12) do (1.14). Dodatno upoštevamo še odbito in sipano sončno sevanje.

**Dolgovalovno (IR) sevanje ozračja**, vlažnega zraka in oblakov. Glej enačbi (1.8) in (1.9) ter sliko 1.4.

**Kondukcija toplote iz tal in v tla.** Tla ponavadi nimajo enake temperature kot zrak nad njimi, pa tudi v tleh se temperatura spreminja. V tleh teče gostota toplotnega toka v odvisnosti od temperaturnih razlik:

$$j = -\lambda_{tal} \frac{\partial T}{\partial z}$$

$\lambda_{tal}$  je toplotna prevodnost snovi, iz katere so tla oziroma del tal,  $z$  pa štejejo od površja tal navzdol.

Izračunamo lahko spremembo gostote toplotnega toka z globino:

$$\frac{\partial j}{\partial z} = -\lambda_{tal} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Zaradi razlik v gostoti toplotnega toku v tleh (divergenca gostote toplotnega toka) prihaja do segrevanja ali ohlajanja posameznih plasti v tleh. Za spremembo temperature posamezne plasti v tleh potrebujemo toplotni tok, lokana spremembe temperature plasti pa je odvisna od velikosti divergence gostote toplotnega toka:

$$\frac{\partial j}{\partial z} = -\rho_{tal} c_{tal} \frac{\partial T}{\partial t}$$

kjer je  $\rho_{tal}$  gostota snovi v tleh,  $c_{tal}$  pa njena toplotna kapaciteta. Z združitvijo obeh enačb za spremembo gostote toplotnega toka z globino dobimo enačbo

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_{tal}}{\rho_{tal} c_{tal}} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Zmnožku  $\lambda_{tal}/(\rho_{tal} c_{tal})$  rečemo tudi toplotna difuzivnost tal.

To enačbo lahko rešimo, če poznamo temperaturo globoko v tleh (ko gre  $z$  proti  $\infty$  in na površini tal (pri  $z = 0$ ). Temperatura na površju tal  $T(z = 0)$  pa je ravno tista temperatura, ki jo določajo sevalni tokovi, konvekcija in fazne spremembe. Enačbo za temperaturo v tleh lahko rešimo analitično, če vemo, kako se spreminja temperatura površja (na primer sinusno nihanje temperature površja tal čez dan in preko leta).

Veliko spremenljivosti temperature tal in temperature zraka nad njimi lahko pojasnimo z različnimi vrednostmi toplotne prevodnosti in toplotne difuzivnosti, saj se posamezne snovi, ki sestavljajo ali pokrivajo tla po teh dveh lastnostih močno razlikujejo. Zaradi različne toplotne difuzivnosti se

Tabela 1.1: Toplotne prevodnosti in toplotne difuzivnosti za posamezne snovi, ki sestavljajo tla ali so na trdnih tleh. Za primerjavo so podane še lastnosti mirnega zraka in vode ter železa.

snov	apne- nec	pešč. prst, suha	pešč. prst, mokra	ilovica, suha	ilovica, mokra	svež sneg	led	mirna voda	miren zrak	železo
$\lambda_{tal}$ (W/mK)	1.1	0.3	2.2	0.25	1.58	0.1	2.24	0.57	0,025	47
$\frac{\lambda_{tal}}{\rho_{tal}c_{tal}}$ $10^{-6}m^2/s$	0.5	0.24	0.74	0.18	0.51	0.3	1.16	0.14	21,5	11

različna tla različno ogrevanje ali ohlajanje, na to pa vpliva tudi s čim so pokrita in kako mokra so.

Tla z veliko volumsko toplotno kapaciteto ( $\rho_{tal}c_{tal}$ ) lahko prejmejo veliko toplote, sprejemajo pa jo tem hitreje, čim večja je toplotna prevodnost. Tla z majhno volumsko toplotno kapaciteto sprejemajo malo toplote, če imajo veliko toplotno prevodnost jo sprejemajo hitro, če pa majhno pa počasi. Obratno velja pri ohlajanju površja tal, ko toplotni tok teče globjih plasti tal navzgor.

V naravnih tleh se toplotna kapaciteta in toplotna difuzivnost spreminjata z globino, saj se vrsta, struktura in tekstura prsti z globino spreminjata (spreminjata se količini zraka in vode v porah, spreminjajo se deleži organskega materiala, glin in peska), lastnosti tal pa se spreminjajo tudi s časom, saj so tla včasih namočena, drugič pa suha, odvisno padavin in suše. Tudi stene in strehe zgrajenih objektov so sestavljene iz plasti z različnimi termalnimi lastnostmi (npr. zidovi hiš ali cestišča).

### **Fazne spremembe vode na tleh**

Na zemeljskem površju in pod površjem tal je lahko tudi nekaj tekoče vode, ledu ali vodne pare. Tekoča voda lahko izhlapeva v zrak, s tem se ohlajajo tla zaradi porabe latentne toplote izparevanja. Vodna para lahko na tleh kondenzira v obliki rose, lahko pa se deponira kot slana ali ivje, s tem se odda tlem latentna toplota kondenzacije oziroma sublimacije. Tekoča voda na tleh lahko zmrzne v led (odda se latentna toplota zmrzovanja), led ali sneg na tleh pa se lahko stali (za to se porabi latentna toplota zmrzovanja) ali pa celo sublimira v vodno paro (porabi se latentna toplota depozicije). Upoštevati pa moramo, da iz prsti rastejo tudi rastline. Te tekočo vodo črpajo tudi iz globjih horizontov prsti in ta voda izhlapeva iz rastlin. Hkrati pa so rastline sposobne tudi regulirati količino izhlapele vode v odvisnosti od tega, koliko vode imajo na voljo. Procesu izhlapevanja vode iz rastlin rečemo evapotranspiracija.

### **Pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto.**

Ko piha veter prek zemeljskega površja in prek predmetov v zraku nastajajo vrtinci. Ti zavirajo tok zraka, vrtinci pa so pri tleh vse manjši in manjši. Končno preidejo najmanjši vtinci v Brownovo gibanje, s tem pa se gibljejo tudi posamezne molekule zraka. Ker je temperatura merilo za kinetično energijo molekul plina, se zaradi vetra in vrtincev v njem nekoliko poveča temperatura zraka tik nad tlemi in seveda tudi tal. Proces pretvorbe kinetične energije v toploto poteka v milimetrski plasti zraka tik nad tlemi ali predmeti.

### **Izmenjava zaznavne toplote (segrevanje-ohlajanje) s turbulenco in/ali drobno konvekcijo.**

Konvekcija je pomemben proces za prenašanje toplote v zraku. Tik ob ogretyh tleh (v plasti debeli nekaj milimetrov) se zrak od tal segreva s kondukcijo (z molekularno difuzijo). Takoj, ko se zrak tam segreje, postane preredit glede na svojo okolico in topli zrak se dvigne stran od tal. Na njegovo mesto priteče hladnejši zrak iz okolice in se spet segreje od tal. Proces se kar naprej ponavlja in zrak nad tlemi se zaradi segrevanja neprestano meša, toplota pa se na ta način prenaša od tal v zrak, ne le v plast zraka tik ob tleh, pač pa tudi v debelejšo prizemno plast zraka. Če nad tlemi piha veter, je mešanje še izrazitejše (veter odnaša topli zrak) in prenašanje toplote od tal v zrak še bolj učinkovito. Čim bolj je veter turbulenten, tem močnejše je mešanje zraka, izrazitejši je prenos toplote s tal v zrak.

Gostoto toplotnega toka, ki je posledica konvekcije lahko približno zapi-

šemo z enačbo, ki je podobna tisti za kondukcijo v tleh:

$$j = -\rho c_p K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z},$$

kjer je  $K_h$  turbulentna difuzivnost, odvisna od narave zračnega toka (enačbo smo vpeljali v poglavju ??, enačba (??) na strani ??). Temu procesu rečemo tudi termična konvekcija.

Na podoben način kot toplota se z mešanjem v zrak s tal prenaša tudi na tleh izhlapela vodna para. Tik ob tleh vodna para molekularno difundira od tal v nenasičen zrak. Za izhlapevanje vodne pare iz tal pa je seveda potrebna energija. Ta energija lahko pride na površje tal na različne načine: s sončnim obsevanjem, s konvekcijo ali s kondukcijo iz tal. Zaradi mešanja, ki je lahko posledica termične konvekcije ali vetra, se zrak z vlago vred dviga stran od tal. K tlom z mešanjem pride manj vlažen zrak in voda lahko spet izhapeva iz tal. Vodna para torej odnaša nekaj energije (latentno entalpijo) stran od tal v ozračje. Pri izhlapevanju vode se torej z masnim tokom vodne pare odnaša v ozračje tudi energijski tok. Podobno kot v primeru termične konvekcije tudi sedaj zapišemo toplotni tok (glej enačbo (??) na strani ??):

$$j = -\rho h_i K_q \frac{\partial q}{\partial z},$$

kjer je  $K_q$  sedaj turbulentna difuzivnost za vlago. Energijski tok latentne toplote je odvisen od tega, kako močno se spreminja vlažnost zraka, pomembno pa je tudi mešanje zraka, njegovo izrazitost poda turbulentna difuzivnost (glej poglavji 1.4 in 1.5.2).

Energijska bilanca (vsota energijskih tokov) je na posameznem delu zemeljskega površja zelo odvisna od lastnosti tal. Na eni strani gre za geometrijske lastnosti površja (nagib, azimut in aspekt glede na sonce, osenčenost) in albedo, na drugi strani za termične lastnosti prsti in tal, na tretji strani pa je pomembna količina vode na in v tleh, saj se energija troši za izhlapevanje ali taljenje, s količino vode v tleh pa se spreminjajo tudi termične lastnosti in albedo. Pomembna je tudi raba tal (kopne, vodne ali snežne/ledene površine, debelina prsti, poraščenost, utrjenost, urbaniziranost in podobno). Na energijsko izmenjavo močno vplivata tudi vetrovnost in turbulenčnost vetra. Temperatura površja tal pa je posledica energijske bilance na površju tal.

## 1.4 Voda v atmosferi

V atmosferi nastopa voda v vseh treh agregatnih stanjih in v različnih oblikah. Največ vode je v obliki vodne pare, poleg tega so v ozračju še oblačne oziroma meglene in padavinske kapljice (lahko so podhlajene ali pa ne), oblačni ledeni kristali in trdi padavinski elementi (snežinke, zrna sodre, toče in babjega pšena). Voda prehaja v atmosferi iz enega stanja v drugo. Prehaja iz pare v tekočo vodo – prehod imenujemo utekočinjanje (kondenzacija) in obratno izhlapevanje (evaporacija). Pri prehodu iz tekoče vode v led govorimo o zmrzovanju oziroma taljenju. Voda pa včasih prehaja neposredno iz trdnega v plinasto stanje: iz ledu v paro poteka sublimacija, obratno pa depozicija. Z vodo v atmosferi je povezana tudi tekoča voda v morjih, jezerih in rekah, tekoča voda na površini tal in v prsti ter sezonska ali stalna snežne oziroma ledene plasti na kopnem in na površini tekoče vode. V tem poglavju bomo govorili predvsem o vodi v atmosferi.

### 1.4.1 Vodna para v zraku

Vodna para v zraku je plin z molsko maso  $M_v = 18 \text{ kg/kmol}$ . V zraku je ne vidimo, saj enako kot suhi zrak povsem prepušča vidno svetlobo. Za razliko od suhega zraka vodna para absorbira infrardeče sevanje in v tem delu elektromagnetnega spektra tudi seva (od 4 do 8  $\mu\text{m}$ ). Zaradi spremenljive količine vodne pare v zraku govorimo o zraku kot mešanici suhega zraka in vodne pare. Količino vodne pare v zraku lahko izrazimo na različne načine. Najosnovnejši način izražanja količine vlage v zraku je s pomočjo *parnega tlaka*  $e$  (včasih tudi oznaka  $p_v$ ).

#### Parni tlak

Za vodno paro tako kot za druge pline velja plinska enačba:

$$eV = m_v/M_v R^* T \quad (1.22)$$

oziroma, po deljenju z volumnom in molsko maso

$$e = \rho_v R_v T, \quad (1.23)$$

kjer je  $R_v$  specifična plinska konstanta za vodno paro ( $461 \text{ J/kgK}$ ).

Skupni pritisk zraka je tako vsota parnega tlaka in pritiska suhega zraka torej:



$$p = p_z + e. \quad (1.24)$$

Zaradi entropijskih zahtev pri faznem prehodu iz tekoče (trdne) v plinasto fazo ni mogoče, da bi bilo v zraku poljubno mnogo vodne pare: parni tlak je omejen z *nasičenim parnim tlakom*  $e_s$ , za katerega velja Clausius – Clapeyronova enačba, ki jo lahko zapišemo v diferencialni obliki

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{h_i}{R_v} \frac{dT}{T^2}. \quad (1.25)$$

( $h_i$  je latentna (izparilna ali sublimacijska) entalpija pri temperaturi faznega prehoda.) Če enačbo 1.25 integriramo od začetne temperature  $T_o$  do končne temperature  $T$  na desni, na levi strani enačbe pa od začetnega pritiska  $e_{so}$  do končnega pritiska  $e_s$ , dobimo odvisnost nasičenega parnega tlaka od temperature:

$$e_s(T) = e_{so} \exp\left(\frac{h_i}{R_v} (1/T_o - 1/T)\right). \quad (1.26)$$

Za ovrednotenje enačbe si zapomnimo, da je pri  $T_o = 273 \text{ K}$  nasičeni parni tlak  $e_{so} = 6,1 \text{ hPa}$ . Zaradi močne eksponentne odvisnosti se največja količina pare, ki je lahko v zraku, močno spreminja s temperaturo. Tako je na primer pri  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  nasičeni parni tlak kar za sedemkrat manjši kot pri  $30 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Parnega tlaka v ozračju ne merimo neposredno, zato količino vlage v zraku izražamo tudi z drugimi spremenljivkami. Iz plinske enačbe neposredno sledi povezava med parnim tlakom in gostoto vodne pare. Gostoto vodne pare imenujemo tudi *absolutna vlaga* in nam pove, kolikšna masa vodne pare je v posameznem kubičnem metru prostora. Pri absolutni vlagi, tako kot pri parnem tlaku, lahko govorimo tudi o *nasičeni absolutni vlagi*.

### Specifična vlaga in razmerje mešanosti

*Specifična vlaga*  $q$  je masna koncentracija vodne pare v zraku:

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{e}{p} \frac{R}{R_v}. \quad (1.27)$$

Tako kot pri parnem tlaku in absolutni vlagi lahko tudi pri specifični vlagi definiramo nasičeno specifično vlago

$$q_s(T) = \frac{e_s(T)}{p} \frac{R}{R_v}. \quad (1.28)$$

*Razmerje mešanosti* je razmerje med maso vodne pare in maso suhega zraka:

$$r = \frac{m_v}{m_z} = \frac{\rho_v}{\rho_z} = \frac{e}{p - e} \frac{R}{R_v} = \frac{q}{1 - q}. \quad (1.29)$$

Tudi tu lahko definiramo nasičeno razmerje mešanosti.

### Relativna vlaga

*Relativna vlaga*  $f$  je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri dejanski temperaturi:

$$f = \frac{e}{e_s(T)}. \quad (1.30)$$

Izražamo jo v odstotkih. Razlika do 100% nam pove, koliko vode lahko še izhlapi v ozračje, da bo doseženo nasičenje. Relativna vlaga je v primerjavi z ostalimi količinami, ki opisujejo količino vode v zraku, precej bolj uporabna, saj je povezana z nekaterimi fiziološkimi in naravnimi pojavi: od relativne vlage je odvisna intenziteta izhlapevanja, z izhlapevanjem pa je neposredno povezan fiziološki občutek toplote.

### Temperatura rosišča

Nasičeni parni tlak je odvisen od temperature: čim nižja je temperatura, tem nižji je nasičeni parni tlak. Če torej vlažen zrak z delnim tlakom vodne pare  $e$  ohlajamo, postane pri neki temperaturi zrak nasičeno vlažen, delni tlak vodne pare pa enak nasičenemu parnemu tlaku. Tej temperaturi pravimo *temperatura rosišča*  $T_d$ . Izračunamo jo iz enačbe 1.25:

$$e = e_s(T_d) = e_{so} \exp\left(\frac{h_i}{R_v} (1/T_o - 1/T_d)\right) \quad (1.31)$$

in dobimo:

$$T_d = \left(1/T_o - \frac{R_v}{h_i} \ln(e/e_{so})\right)^{-1}. \quad (1.32)$$

Če se temperatura še naprej znižuje, se nasičeni parni tlak še naprej znižuje in iz zraka se začne izločati vodna para v tekoči ali trdni obliki.

Na jedrih aerosola nastanejo drobne ( $2r < 10^{-2} \text{ mm}$ ) oblačne ali meglene kapljice. Pri temperaturah, ki so daleč pod lediščem, začno nastajati tudi ledeni kristali, pri temperaturah le malo pod lediščem pa nastajajo podhlajene oblačne ali meglene kapljice.

Temperatura rosišča je uporaben podatek za izražanje količine vode v zraku: če sta temperatura zraka in temperatura rosišča tega zraka blizu, potem je vlaga blizu nasičenja.

*Rosa* se pojavi (kondenzira) na predmetih, če se ti ohladijo na temperaturo, ki je nižja od temperature rosišča. Pri nizkih temperaturah rosišča (pod  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ) se na predmetih pojavi (deponira) *slana*. Podobno pride do kondenzacije, če hladen predmet postavimo v vlažen zrak: če je temperatura predmeta dovolj nizka, se bo na njem izločila slana, če pa je predmet nekoliko toplejši, se bo njegova površina ovlažila (orosila). Ta pojav dobro poznajo očalarji: ko s hladnimi očali vstopijo v topel in vlažen prostor, se jim očala zameglijo.

## 1.5 Adiabatni procesi v atmosferi

### 1.5.1 Nenasičeni adiabatni procesi

Za nekatere procese v atmosferi lahko predpostavimo, da se odvijajo brez izmenjave toplote. **V atmosferi sicer ni izoliranih delov, vendar je koncept adiabatnega procesa uporaben tudi v ozračju, če so izpolnjeni naslednji pogoji:**

- **Opazovani del zraka, v katerem se dogaja proces, je tako daleč od tal, da z njimi ni v toplotnem kontaktu.**
- **Proces se dogaja hitro, tako da se z okolico izmenjajo le majhne količine energije. Opravljeno delo mora biti veliko v primerjavi s toploto, ki je izmenjana z okolico.**
- **Adiabatna predpostavka ne velja na robih dela zraka, pač pa za osrednji del dela zraka.**

Zamislimo si takšen proces: del suhega zraka je toplejši od okolišnega zraka. Na meji med delom zraka in okolico sicer prihaja do mešanja, osrednji del pregretega zraka pa ne sodeluje v mešanju. Toplejši del zraka se zaradi neuravnoveženega vzgona začne dvigati v atmosferi. Zaradi dviganja prihaja

del zraka v področja vse nižjega pritiska. Ker je pritisk vse nižji, se dvigajoči se zrak razpenja, ne da bi z okolico izmenjeval toploto. Zaradi razpenjanja delu zraka pada temperatura in pregretost dela zraka se glede na okolico zmanjšuje, zato se zmanjšuje tudi vzgon in sčasoma se del zraka ustali na tisti višini, kjer je v temperaturnem ravnovesju z okolišnim zrakom. Zaradi prvega zakona termodinamike velja:

$$dQ = mc_p dT - V dp. \quad (1.33)$$

Zaradi adiabatnosti je leva stran enaka 0, desno stran pa delimo z maso opazovanega dela zraka in dobimo:

$$0 = c_p dT - dp/\rho. \quad (1.34)$$

Gostoto  $\rho$  nadomestimo s pritiskom  $p$  in temperaturo  $T$ ; uporabimo plinsko enačbo za zrak

$$p = \rho RT, \quad (1.35)$$

kjer je  $R$  specifična plinska konstanta za zrak ( $287 \text{ J/kgK}$ ). Po preureditvi dobimo:

$$\frac{c_p}{R} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p}. \quad (1.36)$$

Enačbo integriramo od začetne temperature  $T_o$  do končne temperature  $T$  in od začetnega pritiska  $p_o$  do končnega pritiska  $p$ . Tako dobimo končno temperaturo  $T$  pri adiabatnem dvigu od  $p_o$  do  $p$ :

$$T = T_o \left( \frac{p}{p_o} \right)^{R/c_p}. \quad (1.37)$$

Adiabatno enačbo 1.34 lahko predelamo tako, da odvisnost od pritiska zamenjamo z odvisnostjo od višine z upoštevanjem hidrostatične aproksimacije:

$$dp = -\rho g dz, \quad (1.38)$$

tako da dobimo

$$c_p dT = -g dz \quad (1.39)$$

oziroma

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \quad (1.40)$$

Vidimo, da je diferencialna sprememba temperature dvigajočega se dela zraka konstantna in neodvisna od začetne višine in temperature. Sprememba temperature je pri tem odvisna le od velikosti vertikalnega premika. Kvocient  $g/c_p$  je  $0,01 K/m$  oziroma  $10 K/km$ , označimo ga z  $\Gamma_a \equiv g/c_p$ . Pri integraciji (1.40) od  $T_0$  do  $T$  in od  $z_0$  do  $z$  dobimo linearno enačbo v obliki  $T = T_0 - \Gamma_a(z - z_0)$ .

Adiabatni dvig lahko prikažemo tudi v diagramu  $(z, T)$  ali  $(p, T)$ , ki ima za absciso višino oziroma pritisk in za ordinato temperaturo. Črto v tem diagramu, ki popisuje spremembe temperature pri nenasičenem dvigu, imenujemo *nenasičena adiabata*.

V začetku tega poglavja smo predpostavili, da se v ozračju dviga del suhega zraka. V realni atmosferi seveda zrak ni nikoli povsem suh, v njem je vedno tudi nekaj vodne pare. Dokler je količina vodne pare manjša od nasičene, je pri dviganju povsem precej vseeno, koliko vodne pare je v zraku. Adiabatna enačba za spremembe temperature s pritiskom je odvisna od začetnega stanja, kot parametra pa nastopata specifična plinska konstanta in toplotna kapaciteta pri konstantnem tlaku za posamezni plin, najsi bo to vodna para ali zrak. Pri dviganju bi torej morali upoštevati adiabatno enačbo za vsak plin posebej. Temu se lahko izognemo, če za del zraka, v katerem sta pomešana suhi zrak in vodna para, upoštevamo namesto temperature tako imenovano *virtualno temperaturo*  $T_v = T(1 + q(R_v - R)/R)$ . Virtualna temperatura je temperatura suhega zraka z dodatkom, ki nam pove, kako vlažnost zraka  $q$  vpliva na razpenjanje traka.  $T_v$  uporabimo namesto navadne temperature v adiabatni enačbi.

Adiabatne spremembe so reverzibilne, kar pomeni, da velja ista enačba pri dviganju ali pri spuščanju opazovanega dela zraka. Pri dviganju se temperatura manjša, pri spuščanju pa narašča. Seveda velja reverzibilnost v atmosferi le načeloma: pri dviganju in spuščanju vedno prihaja do manjših ali večjih odstopanj od pogojev o adiabatnosti, ki smo jih zapisali na začetku tega podpoglavja.

Če privzamemo, da ima zrak začetno temperaturo  $T$  in pritisk  $p$  ter zrak adiabatno spustimo do  $p_{oo} = 1000 hPa$ , je končna temperatura pri spustu definirana kot *potencialna temperatura*  $\Theta$

$$\Theta = T \left( \frac{p_{oo}}{p} \right)^{R/c_p}. \quad (1.41)$$

Potencialna temperatura se ohranja pri adiabatnih dvigih in spustih

zraka v atmosferi in je zato uporabna kot označevalec delov nenasičenega zraka. Če je temperatura mera za notranjo energijo zraka, je potencialna temperatura mera za vsoto notranje in potencialne energije zraka, ki se premika v gravitacijskem polju Zemlje. Ker je spuščanje zraka potekalo adiabatno, se je pri tem ohranila tudi entropija. Potencialna temperatura je torej tudi mera za entropijo zraka.

Temperaturno polje v atmosferi na horizontalnih in vertikalnih presekih predstavimo z izotermami, če pa obravnavamo polja temperature v treh dimenzijah, potem govorimo o izotermnih ploskvah. Podobno lahko v prostoru predstavimo polje potencialne temperature z izentropskimi ploskvami oziroma s črtami izentropami.

\* Če obravnavamo mešanico suhega zraka in nenasičene vodne pare in procese, pri katerih pride do faznih sprememb vode, potem namesto potencialne temperature na podoben način definiramo *ekvivalentno potencialno temperaturo*  $\Theta_e$ :

$$\Theta_e = \Theta \exp\left(\frac{h_i r}{c_{pz}}\right). \quad (1.42)$$

Ta temperatura je invariantna tudi za nasičene adiabatne procese. \*

**Tu še omenimo, da poleg adiabatnih procesov v ozračju poznamo tudi *diabatne procese*. Pri teh dogajanjih prihaja do izrazite izmenjave toplote med opazovanim delom zraka in njegovo okolico, ne da bi pri tem ta del zraka opravljal kakšno bistveno delo.**

## 1.5.2 Nasičeni adiabatni procesi

V prejšnjem podpoglavju smo obravnavali suh oziroma nenasičen zrak. Sedaj si oglejmo, kaj se zgodi, če je zrak tako vlažen, da v njem lahko pride do kondenzacije. Dvigajoči se zrak se adiabatno ohlaja in pri tem se zrak lahko ohladi tudi pod temperaturo rosišča. Tedaj se iz zraka začne izločati vodna para, večinoma v obliki drobnih oblačnih kapljic. Premeri teh kapljic so majhni (zato je majhna tudi njihova masa). Hitrost padanja je določena z ravnovesjem sil teže, vzgona in upora in je tako majhna, da se zdi, da te kapljice v mirujočem zraku sploh ne padajo. Ker so oblačne kapljice nastale v dvigajočem se zraku, jih ta nosi s seboj.

Zaradi povezave med nasičenim parnim tlakom in temperaturo v Clausius – Clapeyronovi enačbi (1.25), se mora pri nadaljnjem dviganju in ohlajanju iz vodne pare v kapljice izločiti vse več in več vode. Število oblačnih kapljic narašča, oblak se gosti. Pri kondenzaciji vodne pare pride do energijske spremembe, saj se ob kondenzaciji sprošča latentna entalpija. Za

opazovani del zraka tedaj velja energijska enačba v obliki:

$$0 = c_p dT - dp/\rho + h_i dq_s. \quad (1.43)$$

Delo za razpenjanje sedaj poteka na račun sprememb notranje energije (ohlajanje dvigajočega se zraka) in na račun sproščanja entalpije (utekočinjanje vodne pare). Tudi v tem primeru velja predpostavka o adiabatnosti: dvigajoči se oblačni zrak z okolico ne izmenjuje energije. Energijska enačba za nasičeni dvig oblačnega zraka (1.43) ni tako preprosto rešljiva kot enačba za dvig nenasičenega zraka, saj v členu pretvorbe latentne entalpije nastopajo spremembe nasičene specifične vlage, ki so povezane s spremembami nasičenega parnega tlaka, ta pa je s temperaturo v Clausius-Clapeyronovi enačbi povezana nelinearno. Po zamenjavi  $dq_s$  z  $(dq_s/dT)dT$  in z upoštevanjem Clausius – Clapeyronove enačbe dobimo diferencialni izraz za spremembe temperature v odvisnosti od pritiska:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{1}{p} \frac{RT + h_i q_s}{c_p + h_i^2 q_s \epsilon / RT^2}, \quad (1.44)$$

kjer smo z  $\epsilon$  označili kvocient  $R_v/R$ .

\* Te enačbe ni mogoče analitično integrirati, ker na desni strani mešano nastopajo  $T, p$  in  $q_s(T, p)$ . Enačbo zato integriramo numerično. Kot v primeru adiabatne enačbe za nenasičeni zrak, lahko tudi tu izrazimo spremembe temperature v odvisnosti od višine:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{1 + h_i q_s / (RT)}{1 + h_i^2 q_s \epsilon / (c_p RT^2)} = -\Gamma_s. \quad (1.45)$$

\*

Odvod temperature po višini pri dviganju nasičenega zraka označimo z  $-\Gamma_s$ . Ko je  $q_s(T, p)$  majhen, preide enačba v obliko za nenasičen dvig. To se seveda zgodi tedaj, ko je temperatura nizka, torej na veliki višini pri nizkih pritiskih (na sliki 1.10 postanejo pikčaste nenasičene adiabate vzporedne s črtkanimi nenasičenimi). Krivulji, ki v  $(z, T)$  ali  $(p, T)$  diagramu popisuje spremembe temperature z višino ali pritiskom pravimo *nasičena adiabata*.

### 1.5.3 Sila vzgona v atmosferi

Sila vzgona v tekočinah je odvisna od razlike med gostotama tekočine in tujka. V atmosferi je delitev na tekočino in tujek v njej lahko le načelna, saj v naravi govorimo le o delih zračne mase, ki ima nekoliko različne gostote. V poglavju 5.4. smo za razliko med vertikalno komponento gradientne

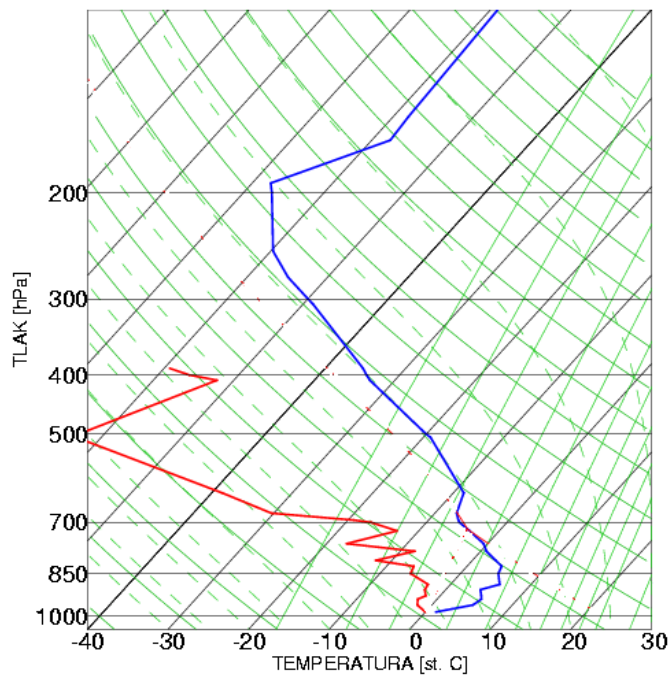
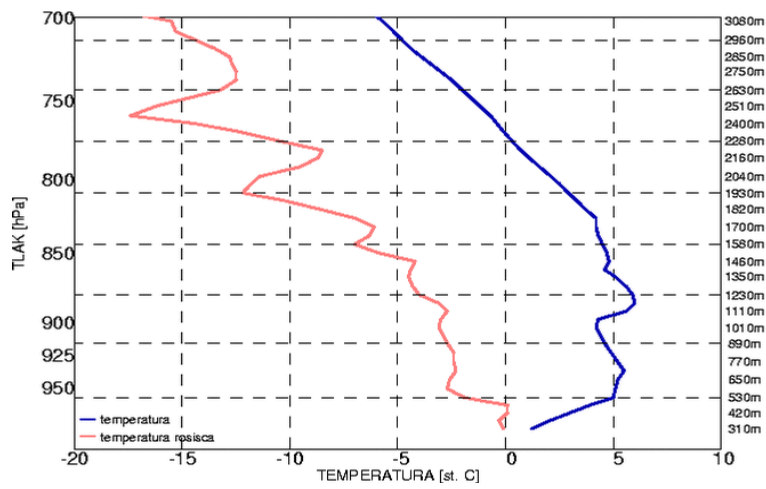
sile in težo, za tako imenovani čisti (prosti) vzgon, zapisali odvisnost od temperature zraka v okolici:

$$F_v/m - g = g \left( \frac{T - T_{ok}}{T_{ok}} \right). \quad (1.46)$$

Kadar specifična gradientna sila ni uravnotežena s težo, povzroči vzgonski pospešek. Če je del zraka toplejši, kaže vektor vsote sil navzgor, del zraka se zaradi tega začne pospešeno dvigati, in obratno, če je hladnejši. Seveda začno takoj ob začetku gibanja na del zraka delovati tudi druge sile, med njimi je najpomembnejša sila upora. Z njo poimenujemo dva procesa hkrati: upor, ki je posledica gibanja dela zraka skozi preostali zrak, in turbulentno trenje, ki je posledica mešanja med delom zraka in okolico. Sila upora zelo hitro nevtralizira silo prostega vzgona, tako da vertikalno gibanje zraka ni več pospešeno pač pa enakomerno s stalno hitrostjo. Smer hitrosti kaže v smeri vzgonskega pospeška.

Pri premikih dela zraka navzgor in navzdol po atmosferi, se delu zraka temperatura spreminja adiabatno, najsi bo po nenasičeni ali nasičeni adiabatni. Zaradi sprememb temperature dela zraka se seveda spreminja tudi razlika med temperaturo dela zraka in temperaturo okolice, ki povzroča silo vzgona. Kaj hitro se celo zgodi, da se pregreti zrak pri dviganju tako ohladi, da postane hladnejši od okolice, sila vzgona obrne predznak in opazovani del zraka se prične spuščati.





Slika 1.9: Potek temperature (desna krivulja) in temperature rosišča (leva krivulja) v pravokotnem ( $p, T$ ) diagramu (zgoraj) in rotiranem ( $z, T$ ) diagramu (spodaj; za razlago tega diagrama glej tudi sliko 1.10) diagramu.

#### 1.5.4 Vertikalna stabilnost atmosfere

Vertikalno stabilnost atmosfere opredeljujemo kot lastnost, ki nam pove, ali atmosfera del zraka, ki se vertikalno premakne iz ravnotežne lege, vrne na njegovo izhodiščno mesto ali ne. Atmosfera, ki vrača del zraka na njegovo izhodišče, je *stabilna*. Če se del zraka zaradi lastnosti ozračja ne vrne v izhodiščno lego, pač pa se od nje spontano oddaljuje, potem pravimo, da je atmosfera *labilna* (nestabilna). Če atmosfera zraka niti ne vrača nazaj na izhodišče, niti ga ne sili v oddaljevanje, tako da je za del zraka čisto vseeno kje se nahaja v atmosferi, potem pravimo, da je atmosfera *neutralna* (indiferentna).

V atmosferi vertikalno stabilnost določamo za posamezne plasti na osnovi sile prostega vzgona. V atmosferi izmerimo potek temperature z višino, zatem za posamezne plasti določimo vertikalni temperaturni gradient. Za ugotavljanje stabilnosti plasti si zamislimo del zraka, ki ima začetno temperaturo enako temperaturi okolišnega zraka, ter ta del zraka adiabatno premaknemo iz njegove začetne ravnovesne lege. Adiabatni premik lahko poteka po nenasičeni ali po nasičeni adiabatni, odvisno pač od količine vlage v delu zraka.

Stabilnost določimo na osnovi tega, kako se vertikalni pospešek spreminja pri pomikih navzgor oziroma navzdol:

$$\frac{d}{dz} \left( \frac{dw}{dt} \right) = \frac{d}{dz} \left( \frac{g(T - T_{ok})}{T_{ok}} \right) = \frac{g}{T_{ok}} \left( \frac{dT}{dz} - \frac{T}{T_{ok}} \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} \right). \quad (1.47)$$

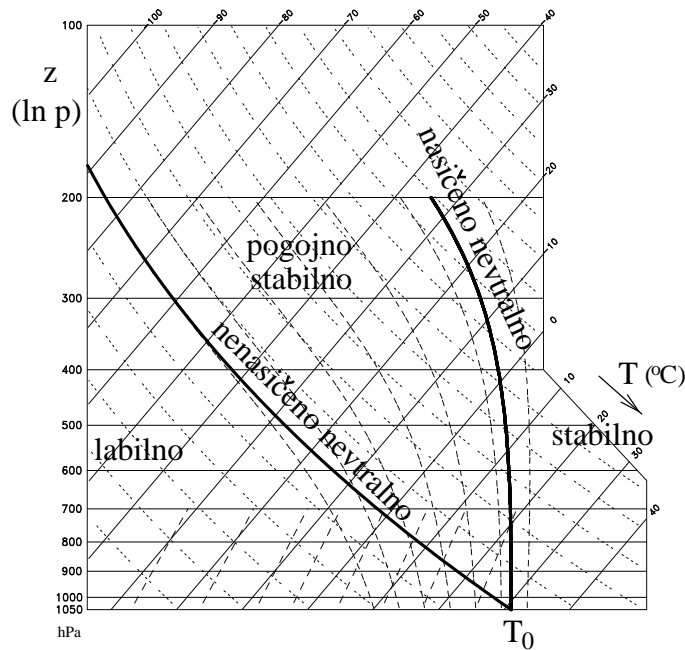
Če temperaturi okolice in dela zraka nista zelo različni, lahko poenostavljeno zapišemo:

$$\frac{d}{dz} \left( \frac{dw}{dt} \right) \approx \frac{g}{T_{ok}} \left( \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} - \frac{dT}{dz} \right) = -\frac{g}{T_{ok}} (\gamma - \Gamma_a). \quad (1.48)$$

Prvi odvod v oklepaju predstavlja vertikalni gradient temperature okolišnega zraka ( $\gamma = -\frac{\partial T_{ok}}{\partial z}$ ), drugi pa individualne spremembe temperature dela zraka, ki se premika v atmosferi ( $\Gamma_a = -dT/dz$ ). Za individualni odvod ločimo nasičeno ali nenasičeno stanje.

**Glede na predznak stabilnosti in glede na nasičenost ločimo naslednje vertikalne stabilnosti v atmosferi (glej na sliki 1.10):**

- če je  $\gamma > \Gamma_a$ , je plast atmosfere *absolutno labilna* (labilna glede na suho in nasičeno adiabato);



Slika 1.10: Področja različnih stabilnosti v rotiranem diagramu  $(z, T)$  za različne poteke temperature  $T(z)$  skozi ozračje, če je začetna temperatura zraka pri tleh enaka  $T_0$ . Pikčaste črte predstavljajo nenasičene adiabatne, črtkane pa nasičene. Namesto osi  $z$  lahko nastopa tudi os  $\ln p$ . Ordinatna os s temperaturo  $T$  je zavrneta za  $45^\circ$ . Za drugačne začetne temperature moramo izbrati adiabatni, ki se začneta pri drugačni temperaturi.

- če je  $\gamma = \Gamma_a$ , je plast atmosfere *nenasičeno nevtralna*;
- če je  $\gamma < \Gamma_a$  in  $\gamma > \Gamma_s$ , je plast atmosfere *pogojno stabilna oziroma pogojno labilna* (labilna glede na nasičeno adiabatno in stabilna glede na nenasičeno adiabatno);
- če je  $\gamma = \Gamma_s$ , je plast atmosfere *nasičeno nevtralna*;
- če je  $\gamma < \Gamma_s$ , je plast atmosfere *absolutno stabilna* (stabilna glede na suho in nasičeno adiabatno).

Atmosfera je večinoma pogojno stabilna ali absolutno stabilna. Absolutno labilne situacije so v atmosferi redke, saj vzgon brž poskrbi za dviganje

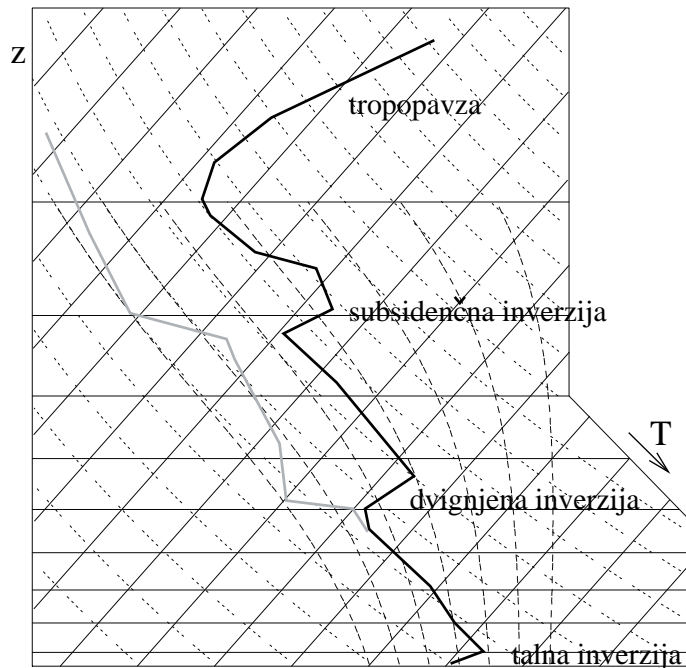
in mešanje zraka, razen v plasti zraka tik ob tleh, kjer so diabatni učinki pri segrevanju zraka najbolj izraziti.

Če je v plasti zraka vertikalni temperaturni gradient tak, da je plast absolutno labilna, se opazovani del zraka iz te plasti začne dvigati in se bo dvigal, dokler ne bo dosegel ravnovesne temperature z okolišnim zrakom na večji višini. Če je plast pogojno labilna, se bo ta plast začela dvigati, če je količina vlage v zraku dovolj velika: v nasičenem stanju se bo del zraka dvigal, v nenasičenem pa ne. Podobno lahko razložimo tudi ostale stabilnostne režime.

Temperatura zraka z višino ponavadi pada. Kot smo že omenili, je povprečni vertikalni temperaturni gradient standardne atmosfere  $-6,5 \text{ K/km}$ . Ta gradient ustreza režimu pogojne stabilnosti. Zaradi močnega diabatnega hlajenja (ohlajanje zraka pri tleh zaradi ohlajanja tal z IR sevanjem), se pri tleh ponoči pogosto zgodi, da so plasti zraka pri tleh bistveno hladnejše od plasti nekoliko višje v ozračju. Teda j govorimo o *temperaturni inverziji* – temperaturni inverzni plasti. Inverzija je stabilna plast v atmosferi, pogosto je ponoči tik pri tleh (*talna temperaturna inverzija*), opažamo pa jo lahko tudi višje v atmosferi (*dvignjena inverzija*). Ponavadi privzamemo, da je plast temperaturno inverzna, če se v njej temperatura z višino ne spreminja ali pa da z višino celo narašča. Nekatere temperaturne inverzije v višinah se pojavijo tudi zaradi drugačnih vzrokov: v anticiklonih opažamo inverzijo na višini, kjer se neha sesedanje zraka, (*subsidenčna inverzija*). Na vrhovih slojastih oblakov se pojavi inverzija zaradi sevalnega neravnotežja, na frontalnih površinah v ciklonih pa zaradi lege hladnejšega zraka pod toplim. Na vrhu troposfere je stalna temperaturna inverzna plast, imenovana *tropopavza*. V njej je temperatura konstantna in znaša okoli  $-55 \text{ }^\circ\text{C}$  (pri pritisku okoli  $200 \text{ mb}$ ).

### 1.5.5 Dviganje zraka in nastanek oblakov

V prejšnjih podpoglavjih smo si ogledali, kako se deli zraka v atmosferi adiabno dvigajo. Opisali smo, kako se z zmanjševanjem pritiska ob naraščanju višine zmanjšuje temperatura. V tem poglavju si bomo ogledali, kako se dviganje zraka opiše v  $(z, T)$  diagramu in kako se v njem lahko določi nekatere značilne višinske točke v oblaku. Diagram  $(z, T)$  oziroma  $(\ln(p), T)$  se v meteorološki praksi veliko uporablja. Ponavadi za absciso uporabimo naravni logaritem pritiska  $\ln(p)$ , za ordinato pa temperaturo  $T$ . Uporabimo tak koordinatni sistem, da  $\ln(p)$  navzgor pada. Ordinato dodatno zavrtime za



Slika 1.11: Shematična predstavitev poteka temperature z višino s poudarjenimi inverznimi in neinverznimi plastmi. Leva krivulja kaže potek temperature rosišča.

$45^\circ$ , tako da je izkoriščen večji del diagrama (temperatura z višino oziroma z  $-\ln(p)$  ponavadi pada). Hkrati je posebna vrsta teh diagramov, imenovana *emagram*, oblikovana tako, da produkt  $\Delta T \Delta \ln(p)$  povsod predstavlja enako ploskev na diagramu. Poleg emagrama se v meteorološki praksi uporabljajo še drugi podobni diagrami, npr. tefigram (ordinata – temperatura, abscisa – geopotencial). Termodinamični diagrami se ponavadi uporabljajo za prikaz poteka temperature in temperature rosišča z višino, kot ju izmerimo z balonskimi meritvami (radiosonde).

### Spreminjanje temperature rosišča z višino

Pri nenasičenem dvigu se z višino oziroma s pritiskom spreminja temperatura zraka. Za spremembe temperature rosišča pri tem velja Clausius-

Clapeyronova enačba

$$\frac{dT_d}{T_d^2} = \frac{R_v}{h_i} \frac{de}{e}. \quad (1.49)$$

Ker se skupaj z zrakom dviga in razpenja tudi vodna para, se temperatura rosišča spreminja v odvisnosti od sprememb tlaka. Dokler zrak ni nasičen z vlago, ostaja specifična vlaga konstantna, tako da z upoštevanjem enačb stanja za vodno paro in za zrak velja:

$$\frac{de}{e} = \frac{dp}{p}. \quad (1.50)$$

Z zamenjavo sprememb parnega tlaka s spremembami pritiska dobimo izraz za spremembe rosišča pri vertikalnem premeščanju zraka:

$$\frac{dT_d}{dp} = \frac{R_v}{h_i} \frac{T_d^2}{p} \quad (1.51)$$

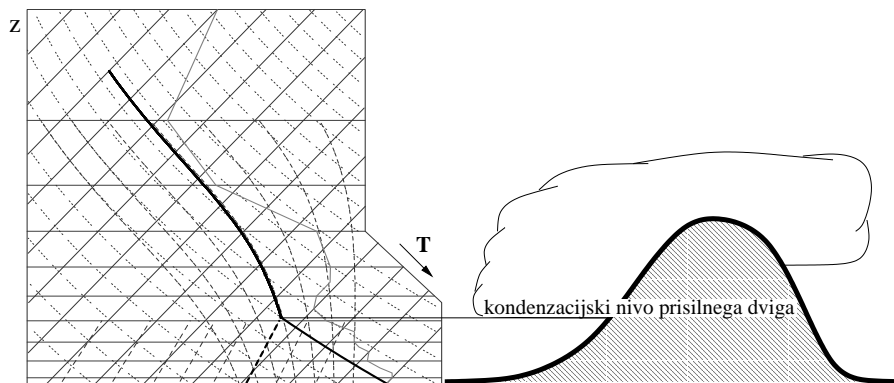
oziroma

$$\frac{dT_d}{dz} = -\frac{R_v g T_d^2}{R h_i T}. \quad (1.52)$$

Krivuljo, ki v diagramu  $(z, T)$  popisuje spremembe temperature rosišča, dokler zrak ni nasičen, imenujemo *izograma*. Nagib izograme je pri nizkih nadmorskih višinah približno  $-1,7 \text{ K/km}$ , kar je približno  $1/6 \Gamma_a$ .

### Nastanek oblaka ob prisilnem dvigu

Privzemimo, da se mora del zraka dvigniti zaradi mehanskih vzrokov, npr. da piha veter iznad ravnine proti gorski verigi, ki stoji povprek na zračni tok. V zraku, ki priteka, poznamo na podlagi meritev vertikalni potek temperature in temperature rosišča. Če je gorska veriga dovolj široka, je tok ne more obteči, pač pa se mora zrak ob gorski pregradi dvigniti. Ob hribih se zrak dviga sprva nenasičeno adiabatno, temperatura se spreminja po nenasičeni adiabati, temperatura rosišča pa po izogrami. Zrak se ohlaja, znižuje pa se tudi temperatura rosišča. (slika 1.12). Točka, kjer se adiabata in izograma, potegnjeni iz izhodiščnih vrednosti  $T$  in  $T_d$ , sekata, določa višino oziroma pritisk, kjer postane zrak nasičen. To točko imenujemo *kondenzacijski nivo* oziroma natančneje kondenzacijski nivo prisilnega dviga. Na tej višini se začne oblak, govorimo o bazi oblaka. Na tej višini sta temperatura zraka in temperatura rosišča enaki, nad njo pa se spreminjata skupaj po nasičeni adiabati. Oblak bo segal tako visoko, kolikor visoko seže mehansko dviganje



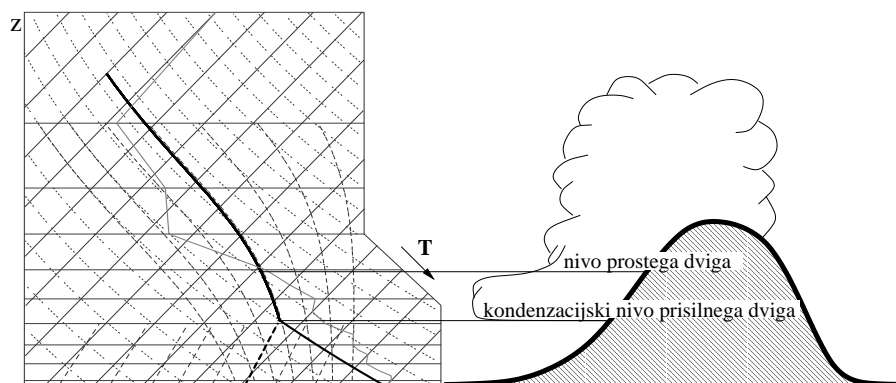
Slika 1.12: Shematična predstavitev prisilnega adiabatnega dviga zraka v  $(z, T)$  diagramu, desno je narisana gorska pregrada z razsežnostmi oblaka. Tanka črta prikazuje izmerjeni potek temperature z višino, debela pa potek temperature dvigajočega se zraka. Debela prekinjena črta podaja potek sprememb temperature rosišča dvigajočega se zraka z višino.

zraka. Na ta način nastanejo slojasti oblaki ob vrhovih gora, imenovani tudi oblačne kape.

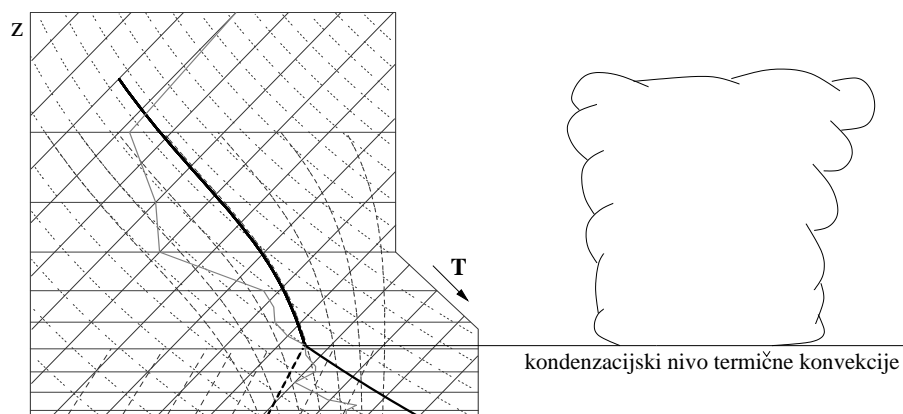
Pri nasičenem prisilnem dvigu je mogoče, da temperatura dvigajočega se zraka z višino pada počasneje, kot se spreminja temperatura okolice. Tako se lahko zgodi, da temperatura dvigajočega se nasičenega zraka postane večja od temperature okolišnjega zraka. Tedaj za dviganje zraka ni več potrebno imeti zunanjšega vzroka (prisilni dvig), pač pa se oblak dviga zaradi vzgona samega. Točko, kjer nasičena adiabata seka potek temperature, sedaj imenujemo *nivo proste konvekcije*. Med kondenzacijskim nivojem prisilne konvekcije in nivojem proste konvekcije nastajajo slojasti oblaki, nad to višino pa vzgonsko gibanje povzroči nastanek kopastih oblakov. Ti so ponavadi vključeni v enotno slojasto oblačno plast in iz nje prodirajo v višje plasti troposfere, seveda najvišje le do stabilne tropopavze (slika 1.13).

### Nastanek oblakov zaradi termične konvekcije

Predpostavimo, da smo z balonom, ki je opremljen z merilci temperature, pritiska in vlage, ponoči izmerili vertikalne poteke teh količin v atmosferi.



Slika 1.13: Shematična predstavitev proste konvekcije v pogojno labilnem ozračju ob prisilnem dvigu v  $(z, T)$  diagramu. Desno je narisana gorska pregrada z razsežnostmi oblaka. Pomen črt je enak kot na prejšnji sliki.



Slika 1.14: Shematična predstavitev konvekcije zaradi pregretosti v  $(z, T)$  diagramu. Desno so narisane razsežnosti oblaka.



Ugotovili smo, da je izmerjena vertikalna razporeditev temperature pogojno stabilna. Čez dan se ob sončnem vremenu del zraka pri tleh diabatno ogreje. Ogreti deli zraka se zaradi vzgona začno nenasičeno adiabatsno dvigati. Če je pregretost dela zraka dovolj velika, da se del zraka lahko dvigne tako visoko, da se temperatura dvigajočega se zraka zniža do temperature rosišča (da pride do sekanja izograme in adiabate), potem je na tej višini baza oblaka oziroma kondenzacijski nivo. Od razlike med temperaturo dela zraka in okolišnega zraka na višini kondenzacijskega nivoja je odvisno, kako se bo oblak razvijal naprej navzgor. Če je dvigajoči se zrak na višini kondenzacijskega nivoja toplejši od okolice, bo temperatura dvigajočega se zraka v oblaku, ki se bo spreminjala po nasičeni adiabatni, ves čas dviganja višja od temperature okolišnega zraka. Tako se bo oblak dvigal, vse dokler ne bo dosegel višine stabilne tropopavze. Če je pregretost dvigajočega se zraka na kondenzacijskem nivoju le majhna, se lahko zgodi, da bo temperatura dvigajočega se zraka že kmalu nad bazo oblaka padla pod temperaturo okolišnega zraka in oblak bo imel vrh na tisti višini. Temu načinu dviganja toplega zraka in nastanka oblakov v letalskih krogih pogosto rečejo *termika*.

## 1.6 Oblaki

### 1.6.1 Sestava oblakov

V atmosferi nastajajo oblaki, če se pri dviganju zrak ohladi pod temperaturo rosišča in je doseženo nasičenje vodne pare. Tedaj se na kondenzacijskih jedrih aerosola, ki ga sestavljajo mineralni prah, kristali morske soli, organski in antropogeni materiali, začno kondenzirati drobne kapljice. Kondenzacijska jedra v aerosolu so lahko trdna, lahko so pa tudi tekoča ali trdna prevlečena s plastjo tekočine. Če je kondenzacijsko jedro higroskopno – topljivo ali vsaj omočljivo – (npr. saje, napojene s  $H_2SO_3$ ), se lahko kondenzacija začne že pri relativnih vlagah, ki so do 25% nižje od nasičene. Aerosola je v zraku vedno dovolj, tako da nikoli ne pride do homogene kondenzacije v čistem zraku. Prenasičenje (relativna vlaga več kot 100%) je v ozračju zelo redko in še tedaj je le malenkostno. Pri temperaturah kondenzacije pod  $0\text{ }^\circ\text{C}$  se na večini jeder kondenzacije začne izločati podhlajena tekoča voda, le na kondenzacijskih jedrih, s kristalno strukturo podobno strukturi ledu (heksagonalna simetrija) pride do takojšnje depozicije ledu. Z nižanjem temperature je vse več in več jeder primernih za depozicijo, pa tudi podhlajene kapljice prično zmrzovati. Pri temperaturah pod  $-20\text{ }^\circ\text{C}$  je v oblakih le še malo tekoče vode.

Izjemoma lahko oblaki nastanejo tudi iz megle, to je iz zraka, v katerem je prišlo do kondenzacije zaradi diabatnega ohlajanja. Ponavadi se iz megle formirajo nizki slojasti oblaki (stratusi), če pride do premešanja spodnje plasti megle.

Oblačne kapljice in oblačni ledeni kristali so majhni ( $r \approx 10\text{ }\mu\text{m}$ ). V mirujočem zraku padajo zelo počasi: ( $w_t \approx 1\text{ cm/s}$ ). Na oblačne elemente namreč delujeta dve sili: navzdol deluje sila teže, gibanju pa nasprotuje sila upora. Vzgon je majhen in ga zanemarimo. Hitrost padanja se povečuje, dokler ni dosežena ravnovesna hitrost. Za turbulentni tok velja, da je hitrost padanja kapljic odvisna od korena radija:

$$w_t = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{g}{c_u} \frac{\rho_a}{\rho}} r, \quad (1.53)$$

( $c_u$  je koeficient upora kapljice, okrog 0.4,  $\rho_a$  pa gostota tekoče vode).

Za laminarni tok moramo upoštevati viskoznost zraka  $\mu$  in dobimo odvisnost končne hitrosti od kvadrata radija kapljice:

$$w_t = \frac{1}{3} \frac{g\rho_a}{\mu} r^2, \quad (1.54)$$

Za oba režima padanja kapljic pa velja: velike kaplje letijo skozi zrak hitreje od drobnih kapljic.

Oblačne kapljice so tako majhne, da jih s prostim očesom sploh ne vidimo, pač pa vidimo oblačni ali megleni zrak. Zaradi majhnih hitrosti padanja se zdi, da oblačne kapljice sploh ne padajo. Zrak v oblakih nosi kapljice s seboj.

\* Oblačne kapljice in ledeni kristali sipajo, absorbirajo in odbijajo vidno svetlobo, ki prihaja s Sonca, Lune, pa seveda tudi od jasnega neba ali svetlih tal. Oblaki oslabijo sončno obsevanje, sami pa so različno svetli. Svetlost in barva oblakov sta odvisni od debeline in gostote oblačnega sloja, predvsem pa od relativnega kota med opazovalcem, oblakom in Soncem. Svetlost oblaka je odvisna od osvetlitve: deli oblaka, ki so obsijani s soncem odbijajo svetlobo in so svetli. Predvsem pri debelih oblakih sta nasprotna in spodnja stran oblaka videti temna. Če je tanek oblak osvetljen od zadaj (oblak je med svetilom – soncem, luno in opazovalcem), je oblak najsvetlejši okoli sonca, stran od svetila svetlost upada. Če je oblak osvetljen od spredaj (opazovalec ima sonce za hrbtom), je oblak najbolj svetel, če so sonce, opazovalec in oblak v isti črti. Čim bolj je svetloba tangencialna, tem izrazitejše so sence na oblaku. Najizrazitejše so sence na oblakih, ki so gosti (imajo veliko kapljic v prostorski enoti) in debeli. Oblaki iz ledenih kristalov so ponavadi prosojnejši od oblakov iz kapljic. Barva oblakov je odvisna od tega, s kakšno barvo svetlobe so osvetljeni. Če je sonce visoko na nebu, prodre skozi atmosfero večina bele svetlobe in oblaki so beli, sivi ali črni. Ko je sonce blizu obzorja, so visoki oblaki še beli, nižji pa so oranžno ali rdeče obarvani. To je posledica oslabitve drugih valovnih dolžin vidne svetlobe pri dolgi poti skozi atmosfero. Ko sonce zaide (ali tik preden vzide) so nizki oblaki pogosto že sivi (so že v Zemljini senci), visoki oblaki pa so še oranžno-rdeče obarvani. \*

### 1.6.2 Oblike in rodovi oblakov

Vsak oblak je po obliki edinstven, vsak ima kakšno značilno podrobnost, vendar jih lahko po obliki v ozračju razvrstimo v tri kategorije:

- Slojasti oblaki: plastoviti oblaki, ki imajo horizontalne razsežnosti bistveno večje od vertikalnih. So v eni ali več plasteh atmosfere;
- Kopasti oblaki: horizontalni in vertikalni razsežnosti teh oblakov sta približno enaki ali pa vertikalna razsežnost celo prevladuje. Imajo

izrazito ravno bazo (spodnji rob), zgornji rob je po obliki podoben kopam, kupolam ali stolpom, razbrazdan podobno kot cvetača ali kepe sladoleda.

- Raztrgani oblaki: oblaki brez izrazite oblike, pogosto razcefrani, brez izrazite baze ali vrha, najpogostejše manjših razsežnosti.

Oblaki so razdeljeni tudi po višini, na kateri so v ozračju:

- *visoki oblaki* (višina med 6 in 12 km),
- *srednji oblaki* (višina med 2 in 6 km),
- *nizki oblaki* (višina od 0,1 do 2 km).

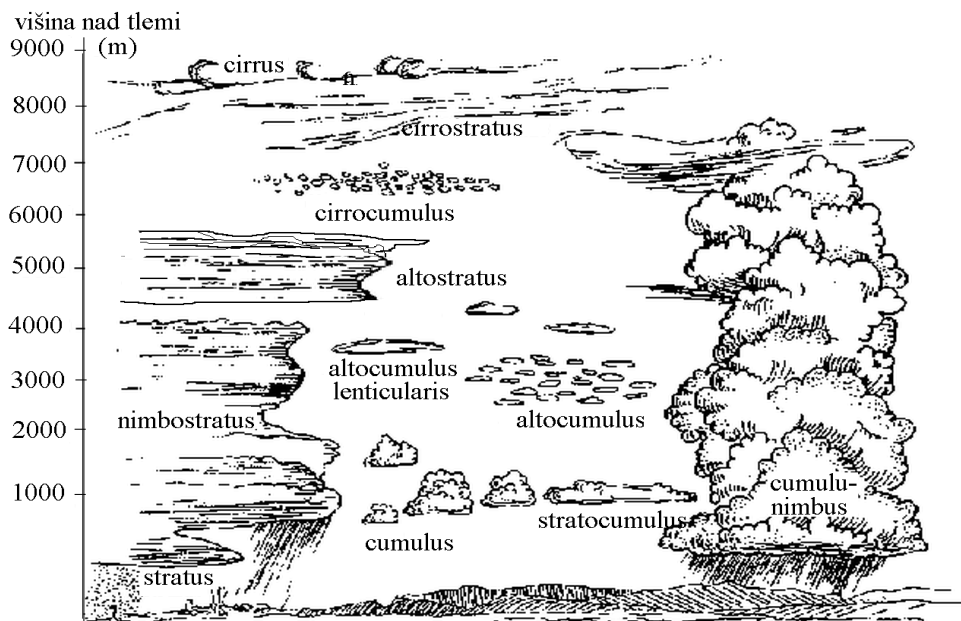
Posebej ostanejo še *oblaki vertikalnega razvoja*, ki so večinoma kopasti in imajo baze v višini nizkih oblakov, z vrhovi pa lahko sežejo do višine visokih oblakov.

Sistematično oblake razdelimo v rodove in vrste:

Rodovi:

- *Cirusi* (lat. cirrus, okrajšava Ci): visoki oblaki vlaknatega videza ali svilnatoga sijaja v obliki belih nežnih vlaken, velikih kosmov ali ozkih trakov.
- *Ciromulusi* (lat. cirrocumulus, okrajšava Cc): visoki oblaki, tanki beli kosmi, prevleke ali oblačne plasti. Ne mečejo zaznavne sence. Sestavljeni so iz zelo majhnih elementov v obliki zrn, valov itd., ki so med seboj ločeni ali bolj ali manj pravilno razporejeni. Večina elementov ima navidezno velikost manjšo od ene kotne stopinje.
- *Cirostratusi* (lat. cirrostratus, okrajšava Cs): visoki oblaki, prozorna, belkasta koprena, včasih vlaknatega (lasatega) ali gladkega videza, ki povsem ali delno prekriva nebo in na katerem se navadno pojavlja halo.
- *Altomulusi* (lat. altocumulus, okrajšava Ac): srednji oblaki, beli ali sivi ali belo-sivi kosmi, prevleke ali plasti oblakov, navadno tako gosti, da zasenčijo sonce, elementi so v obliki kosmov, diskov, blazin, leč. Med seboj so spojeni ali pa tudi ne, pogosto organizirani v sisteme. So najpogostejši oblaki. Večina enakomerno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino med eno in petimi kotnimi stopinjami.

- *Altostratusi* (okrajšava As): srednji oblaki, sivkasta ali modrikasta delno prosojna koprena, včasih je koprena tudi razbrazdana. Povsem ali delno pokriva nebo. Skozi altostratus nejasno vidimo sonce kot skozi motno steklo. Pri As se halo ne pojavlja.
- *Nimbostratusi* (okrajšava Ns): nizki in srednji oblak, siva, pogosto temna oblačna plast, iz nje padajo neprekinjene padavine (dež ali sneg), povsem zakriva sonce. Pod Ns so pogosto še nizki raztrgani oblaki.
- *Stratokumulusi* (lat. stratocumulus, okrajšava Sc): nizki oblaki: sivi ali beli kosmi, prevleka ali plast oblakov, v kateri so skoraj vedno tudi temni deli. Sestavljeni so iz okroglih ali zaobljenih elementov, ki niso vlaknati (razen pri virgah) in so med seboj ločeni ali spojeni. Večina pravilno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino večjo od pet stopinj.
- *Stratusi* (lat. stratus, okrajšava St): nizki oblak: siva oblačna plast z enotno bazo, včasih iz nje rosi ali rahlo sneži (ledene iglice ali zrnat sneg), dvignjena megla. Kadar skozenj vidimo sonce, so obrisi Sonca jasno vidni. Včasih se St pojavlja v obliki raztrganih kosmov.
- *Kumulusi* (lat. cumulus, okrajšava Cu): oblaki vertikalnega razvoja, ločeni navadno gosti oblaki, ki se vertikalno razvijajo v obliki kop in kupol, katerih vrhna površina je podobna cvetači, z ravno relativno temno bazo. Osvetljeni so bleščeče beli.
- *Kumulonimbusi* (lat. cumulonimbus, okrajšava Cb): oblaki vertikalnega razvoja, veliki in gosti, močno vertikalno razviti, v obliki visokih stolpov, z ravno bazo in razbrazdanim ali vlaknatim vrhom, v obliki perjanice ali nakovala. To so nevihtni oblaki, pod njimi so raztrgani nizki oblaki in padavine v obliki ploh ali neviht.



Slika 1.15: Rodovi oblakov v ozračju.

Oblake nadalje delimo še na vrste in podvrste, opisujemo pa lahko še dodatne oblike in spremljajoče oblake. Razen pogostih troposferskih oblakov, ki so omenjeni v zgornjem pregledu, poznamo še posebne oblake. V to skupino spadajo oblaki, ki se pojavljajo v stratosferi (biserni in nočni svetleči oblaki), kondenzacijske sledi za letali, orografski oblaki (oblačne kape na gorah) in oblaki, ki so posledica velikih slapov, vulkanskih erupcij, velikih požarov ali eksplozij. Podrobneje so oblaki po rodovih in vrstah popisani v Atlasu oblakov (WMO 1975, HMZ 1995).

## 1.7 Megla

Za razliko od oblakov, ki nastanejo ob kondenzaciji vodne pare ob adiabatnem dviganju in ohlajanju zraka, nastane megla ponavadi zaradi diabatnega hlajenja zraka. Navadno megla nastaja pri tleh zaradi ohlajanja zraka ob hladnih tleh. Megla raste od tal navzgor. Večinoma tudi ostane pri tleh, včasih pa se preobrazi v oblak stratusne oblike. Megla je prav tako kot oblaki sestavljena iz drobnih oblačnih kapljic (lahko so tudi podhlajene) ali ledenih kristalov. Opazovalec znotraj megle ne more ugotoviti, ali je v megli ali v oblaku. Ker je megla ponavadi tik pri tleh, v njej ni vertikalnih premikov zraka in tudi horizontalna gibanja so ponavadi šibka. Pojav megle v okviru meteoroloških opazovanj definiramo tako, da je tedaj horizontalna vidnost (razdalja, do katere ločimo temne predmete med seboj) v vsaj eni smeri manjša od 1 km. Megla je gosta, če je horizontalna vidnost manjša od 100 metrov. Če je vidnost med 1 in 10 km, potem govorimo o meglici, zamegljenosti.

Megla se pojavi, ko pade temperatura zraka pod temperaturo rosišča. Že pred pojavom megle se lahko na hladnih predmetih, katerih površina se je ohladila pod temperaturo rosišča, začne izločati voda v obliki rose ali slane. Če je zrak onesnažen s higroskopnimi snovmi, se megla lahko pojavi že pri relativnih vlagah, ki so za do 25% odstotkov pod nasičenjem. V takem primeru govorimo o smogu (angl. **smoke + fog**) (mešanica dima in megle).

### 1.7.1 Nastanek in vrste megle

Megla pri tleh nastaja skoraj vedno zaradi diabatnega ohlajanja. Večinoma se najprej ohladi podlaga (tla ali voda), od hladne podlage se ohladi še zrak pri tleh. Izjemna je pobočna megla, ki je pravzaprav oblak, nastal ob prisilnem dviganju zraka ob hribih. Puhteča megla nastane zaradi dovoda vlage v zrak.

### Radiacijska megla

V jasnem vremenu se zaradi infrardečega sevanja tla ponoči močno ohladijo. Če ni jasno in so v atmosferi oblaki in je tudi drugače veliko vodne pare, potem je ohlajanje tal manjše, saj oblaki in vodna para sevajo IR sevanje navzdol in neto sevalne izgube tal so manjše. Ob jasnem vremenu torej, se na hladnih tleh najprej začne izločati rosa pa tudi plast zraka nad tlemi se

postopoma ohladi pod temperaturo rosišča. Voda se kondenzira na aerosolskih kondenzacijskih jedrih, nastane *talna megla*. Višina talne megle je včasih le nekaj metrov, višje stavbe lahko že gledajo iznad meglene plasti. V razgibanem reliefu pride zaradi ohlajanja do šibkih vetrov ob pobočjih in hladnejši megljeni zrak se zbira v kotanjah reliefa: v kotlinah in dolinah nastanejo jezera hladnega meglenelega zraka. Megli, ki nastane na ta način, rečemo *kotlinska megla*. V debelejših plasteh kotlinske megle zaradi šibkih vetrov ob stekanju zraka pogosto pride do mešanja spodnjih plasti. Ob premešanju se tam vzpostavi nevtralna temperaturna stratifikacija, temperature se zato spremene v celi plasti. Pojav mešanja spodnje plasti kotlinske megle je še posebno pogost v kotlinah, ki so urbanizirane, saj toplota, ki uhaja iz ogrevanih stavb, povzroča lokalno pregetost (nastane *mestni toplotni otok*).

Nastanek radiacijske megle je vedno povezan z nastankom in razvojem talne temperaturne inverzije. Z nastankom kotlinske megle in njenim mešanjem se inverzija (plast v kateri temperatura z višino narašča) lahko premesti od tal v nekoliko višje plasti atmosfere; govorimo o dvignjeni inverziji. Zaradi mešanja se lahko celo zgodi, da tik pri tleh ni več megle, njen spodnji rob je dvignjen za nekaj deset metrov. Takšno dvignjeno meglo lahko imenujemo tudi *stratus* (vrsta *nebulosus*). Kotlinska megla je v Sloveniji pogosta v predalpskih kotlinah (Ljubljanska, Celjska). Znana področja nižinske megle v naši soseščini so tudi Padska nižina (tam je kotlinska megla kombinirana z morsko) in Koroška.

### **Adveksijska megla**

Adveksijska megla nastane na dva načina.

*Obalna ali morska megla* nastane, ko vlažen in topel zrak prodre iznad toplejše podlage nad hladnejšo (npr. jeseni in zgodaj pozimi iznad toplega morja nad ohlajen kontinent ali iznad toplega morskega toka nad hladno okoliško morje ali spomladi iznad ogretega kontinenta nad še hladno morje). Zrak se ob hladni podlagi ohladi, nastane nekaj deset metrov debela meglena plast. V Sloveniji in v okolici se takšna megla pojavi jeseni in spomladi v Slovenskem primorju, pa tudi v Istri ter v Furlaniji in v Benečiji. Takšna megla izjemoma seže vse do Vipavske doline.

*Puhteča megla* nastane, če hladen zrak pride nad toplo vodno (močvirje, reko, jezero, morje) ali vlažno površino (sveže zorano polje). Takšne površine izdatno izhlapevajo, izhlapela voda pa se takoj nad površino spet konden-



zira v obliki dvigajoče se megle. Posebno pogosta je puhteča megla pozimi, če so kopna tla pokrita s snegom. Zrak je nad njim hladen, površina vode pa je tedaj bistveno toplejša.

### **Frontalna megla**

*Frontalna megla* nastane ob padavinah, ob toplih frontah, ko pada sorazmerno topel dež skozi hladen zrak. Tako kot pri puhteči megli izpareva voda z vodnih površin, tako tudi med frontalnimi padavinami tople kapljice izhlapevajo, para pa se v hladnem zraku kondenzira v meglo. Frontalna megla lahko nastane že pri padavinah majhne intenzitete, že pri pršenju ali rahlem dežju. Podoben je nastanek take megle tudi ob intenzivnih padavinah (nalivi, plohe, nevihte), ko kapljice izhlapevajo v zrak. Po nalivu se pogosto pojavi puhteča megla, saj so tla mokra.

### **Pobočna megla**

*Pobočna megla* nastane ob narivanju vlažnega zraka na obsežno pobočje. Nastane zaradi prisilnega dviga in bi jo lahko klasificirali tudi kot stratus nebulosus ali orografski oblak. Če smo v takšnem ali pa kopastem oblaku v hribih ponavadi rečemo, da smo v megli.

## **1.7.2 Oblike megle**

Adveksijska in radiacijska megla nastajata z diabatnim ohlajanjem od tal in s kondenzacijo v tako ohlajenem zraku. Tako po debelini ločimo *talno meglo*, *meglo z vidnim nebom* in navadno meglo, skozi katero ne vidimo neba ali sonca.

Pri temperaturah pod  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  je megla podhlajena. Iz *podhlajene megle* se lahko ob lahkem vetru izloča *mehko ivje* (krhki kristali ivja na predmetih – vejah, travah itd.) ob močnejšem vetru pa na privetrni strani predmetov nastajajo debelejše in trše obloge *trdega ivja* (primrzovanje podhlajenih kapljic megle ali oblaka).

Pri zelo nizkih temperaturah je megla lahko sestavljena tudi iz ledenih kristalov. Takšne *ledene megle* so ponavadi nizke, skozi se vidi sonce, v horizontalni smeri pa je vidnost zelo zmanjšana. Zaradi ledenih kristalov v ledeni megli opazimo optične pojave (halo, sončni steber).

Pri temperaturah nad  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  je v megli včasih toliko kapljic, da se ob vetru iz megle začne na predmetih izločati voda. Na rastlinah, na travi,

na drevju, posebno še na iglicah, se nabirajo meglene kapljice, z iglic voda kaplja na tla ali pa teče po deblu navzdol. Pojav imenujemo *meqlena moča*.

Če je od nastanka megle minilo že dovolj časa in je meqlena plast dovolj debela, potem iz megle včasih prši. Če je pršenje pri temperaturah pod  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , potem pride do poledice ali žleda.

### 1.7.3 Razkroj megle

Megla lahko izgine, izhlapi, se razkroji ali se preoblikuje. Frontalna megla ponavadi izgine s prenehanjem padavin, pobočna megla pa je stratus nebulosus. Adveksijska in radiacijska megla pogosto vztrajata tudi potem, ko preneha vzrok njunega nastanka (advekcija vlažnega zraka, radiacijsko ohlajanje). Radiacijska in kotlinska megla in z njima povezana inverzija se lahko razkrojita in izgine zaradi naslednjih mehanizmov:

- Diabatno ogrevanje zraka zaradi sončnega obsevanja: razkroj je možen le tedaj, če je sonce dovolj močno (spomladi in poleti) in je plast megle dovolj tanka. Sonce skozi meglo segreje tla, toplota se s konvekcijo prenese v meqleni zrak. Zaradi lokalnega mešanja megla razpade na kosme in izgine. Na tak način prej izgine megla na prisojnih pobočjih kotline, kot pa nad njenim dnom. Ker je megla bela, odbija precej vpadlega sončnega sevanja, tako da je za segrevanje tal na voljo le manjši del energije. Pozimi sončno sevanje večinoma ni dovolj izdatno, da bi dovedlo dovolj energije za razkroj megle, posebno še, če so tla pokrita s snegom, tedaj se tla od sonca le malo segrejejo. Pozimi je razen tega svetli del dneva kratek, noč pa dolga, tako da je nočna izguba toplote zaradi IR sevanja večja od dnevnega sončnega dovoda: megla se čez dan ne razkroji in lahko vztraja več dni in noči zaporedoma.
- Dovod hladnejšega zraka: Ob megli je pri tleh in v kotlinah še hladen zrak. Če se zaradi vremenske spremembe (ponavadi zaradi hladne fronte) v višjih plasteh ozračja nad kotlino pomakne še hladnejši, a dokaj suh zrak, ta izrine hladni meqleni zrak iz kotline. Megla izgine, vendar je zelo verjetno, da bo tudi v novem hladnem zraku ponovno nastala, posebno še, če prehodu hladne fronte sledi obdobje mirnega anticiklonalnega vremena.
- Povečanje hitrosti vetra: nad meqlenim območjem se lahko okrepi

veter. Pri tem ni nujno, da je veter hladnejši od zraka pri tleh ali v kotlini, zadošča že, če je hitrost vetra dovolj velika ali pa da se povečuje. V tem primeru pride do turbulentnega razkroja megle: zrak nad meglo se meša z meglenim zrakom in megla postopoma od zgoraj navzdol izgine. Tak razkroj se pogosto opazi ob vetrovnem vremenu, na ta način izginejo obsežne kotlinske megle pred prihodom tople fronte.

- Transformacija megle v stratus: če v megli pride do mešanja, (npr. zaradi vetra nad njo ali zaradi toplotnega otoka nad mestom), potem se v megli vzpostavi nevtralni temperaturni gradient: spodnja plast zraka se ogreje, pogosto nad rosišče, megla pri tleh izgine. Zgornja plast zraka se ohladi, tam megla postane gostejša. Ker pri tleh ni več megle, je nekoliko višje sedaj stratus. Ta včasih zaradi nadaljnjega mešanja razpade v stratokumulus.

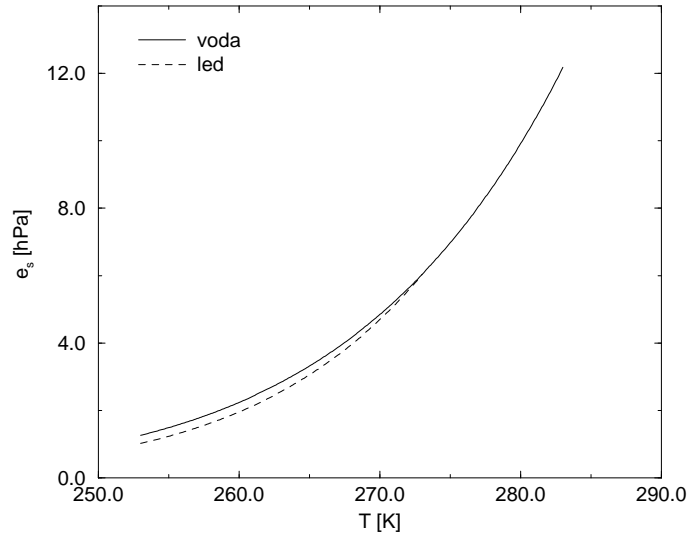
## 1.8 Padavine

Oblaki nastajajo ob vtekočinjanju ali depoziciji vodne pare na kondenzacijskih jedrih aerosola. Oblačni delci so majhni (tipični radij je  $10\mu m$ ) in v mirnem ozračju tako počasi padajo (hitrost padanja je okoli  $1cm/s$ ), da se zdi, da v zraku lebdijo. Zračni tokovi kapljice nosijo s seboj po ozračju tako v vertikalni kot v horizontalni smeri. V oblakih nastajajo tudi padavine. Da pride do nastanka padavin, morajo delci v oblaku zrasti do velikosti padavinskih kapljic in padavinskih snežnih kristalov.

### 1.8.1 Mehanizmi nastanka padavin v oblakih

Za nastanek padavin sta pomembna dva procesa.

Najprej bomo opisali proces *rasti ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic*. V večini debelih (vertikalno razsežnih) oblakov zmernih širin (Cu cong, Cb, Ns) so v različnih višinah različni oblačni delci: na vrhu oblaka so ledeni oblačni kristali, v sredini podhlajene oblačne kapljice, nizko nad bazo pa nepodhlajene kapljice. Oblačni delci so v termodinamskem ravnotežju z okolišnim zrakom, okoli njih je nasičen parni tlak. Nasičeni parni tlak je odvisen od temperature, pa tudi od tega, za kakšno fazno spremembo gre. V Clausius-Clapeyronovi enačbi



Slika 1.16: Nasičeni parni tlak nad vodo in nad ledom pri negativnih temperaturah.

$$e_s(T_d) = e_{so} \exp\left(\frac{h}{R_v} (1/T_o - 1/T)\right) \quad (1.55)$$

v eksponentu poleg temperature nastopa tudi latentna toplota  $h$ . Ta je pri kondenzaciji vodne pare v podhlajeno vodo enaka izparilni (kondenzacijski) latentni toploti  $h_i$  in različna od depozicijske (sublimacijske) latentne toplote  $h_s$  za prehod iz pare v led. Pri temperaturah pod lediščem, pri katerih je voda lahko podhlajena ali pa zmrznjena, je pri isti temperaturi nasičeni parni tlak nad podhlajeno tekočo vodo večji od nasičenega parnega tlaka nad ledom.

Če se torej zgodi, da se ledeni oblačni kristal pojavi v kakem področju oblaka, v katerem so tudi podhlajene oblačne kapljice, bo okolišni zrak za ledeni kristal prenasičen. Na kristalu se bo zaradi tega začela izločati (deponirati) vodna para, kristal se bo nekoliko ogrel zaradi sproščanja latentne toplote. Ta toplota bo odtekala (difundirala) v okolico, iz okolice pa bo na kristal z difuzijo pritekala vodna para. Zaradi depozicije vodne pare

na ledeni kristal v okolici parni tlak pade in za kapljice je novi parni tlak že nenasičen. Podhlajene kapljice zato izhlapevajo, para pa se na kristalu deponira v led. Rečemo lahko, da ledeni kristal raste na račun izhlapevanja podhlajenih kapljic. Z depozicijo nastanejo večinoma pravilni heksagonalni kristali, posamezne šesterooglate ploščice in razvejane snežinke (dendriti). Ledeni kristal postane zaradi depozicije tako velik, da postane njegova hitrost padanja večja od hitrosti padanja kapljic in tako pada v vse nižje plasti oblaka.

V zmernih geografskih širinah v višjih delih oblaka vedno sneži, kakšne padavine pa bodo prispele do tal, je odvisno od temperaturnih in vlažnostnih razmer. Rast ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic je bistveni vzrok za nastanek padavin v razmeroma hladnih oblakih.

Razen omenjenega procesa v hladnih oblakih je za nastanek padavin pomemben tudi proces *koalescence (zlivanja) kapljic*. Natančna matematična obravnava tega procesa je zelo zahtevna, zato ga bomo tu razložili le opisno.

Recimo, da so v oblaku zaradi kakšnega vzroka naenkrat prisotni različno veliki delci. Razlogi za njihov nastanek so različni. Lahko nastanejo zaradi prehajanja pare s podhlajenih kapljic na ledene kristale, kot smo omenili v prejšnjem odstavku. Nastanejo lahko tudi zaradi različnih kondenzacijskih jeder. V zelo topli tropski troposferi nastajajo različno velike kapljice tudi zaradi vplivov ukrivljenosti površine kapljic na spremembe nasičenega parnega tlaka. Nad različno velikimi kapljicami je nasičeni parni tlak nekoliko različen: nad majhnimi kapljicami je višji, nad večjimi je manjši. Razlog za razlike v nasičenem parnem tlaku nad različno ukrivljeni površinami tekoče vode je v tem, da je pri majhnih kapljicah površinska napetost razmeroma pomembna, pri velikih pa ne. Če torej vse kapljice v oblaku niso enako velike, potem je nasičeni parni tlak v okolici majhnih kapljic za nekoliko večje kapljice že prenasičen: na velikih kapljicah se začne izločati vodna para in velike kapljice počasi rastejo. Ker se na večjih kapljicah izloča vodna para, jo je v zraku manj in za majhne kapljice postane zrak nenasičen: majhne kapljice lahko malo izhlapijo, postanejo še manjše. Proces prehajanja vode z majhnih kapljic k večjim je počasen, saj so razlike v nasičenem parnem tlaku majhne. Z opisanim procesom se razporeditev kapljic po velikosti postopoma spremeni, tako da se povečuje delež večjih kapljic.

V oblaku, kjer so prisotni padavinski delci različnih velikosti, lahko pride v oblaku do zlivanja kapljic. Do zlivanja prihaja zaradi trkov med kapljicami, ki padajo z različnimi hitrostmi. Končna ravnovesna hitrost padanja

kapljice v zraku je pri turbulentnem toku:

$$w_t = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{g}{c_u} \frac{\rho_a}{\rho}} r.$$

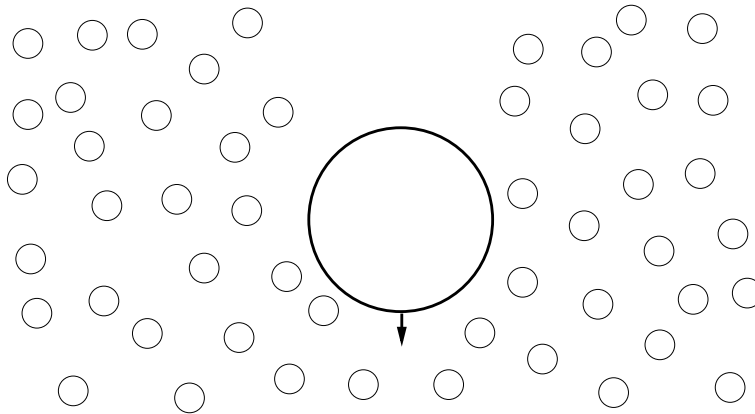
Velike kapljice ali veliki ledeni kristali torej padajo hitreje od majhnih. Zaradi večje hitrosti padanja veliki delci dohitevajo manjše in se zaletavajo vanje. Pri tem se male kapljice večinoma pripojijo in večji delec še bolj naraste (pojav imenujemo zlivanje, s tujko pa koalescenca). Pri zlivanju velikih in majhnih delcev so pomembne tudi električne lastnosti kapljic in kristalov. Prav tako je pomembna tudi oblika toka okoli velikega delca, saj je tok okoli velikega delca ponavadi turbulenten.

Med padanjem torej velika kapljica pobriše majhne kapljice v precejšnjem delu prostornine oblaka, skozi katerega pada. (Glej sliko 1.17!) Velika kapljica raste in upor zraka na kapljico postaja vse večji. Oblika velike kapljice se spremeni: če za majhne kapljice še velja, da so skoraj kroglaste, pa so velike kapljice vertikalno sploščene, diskaste. Z naraščanjem mase kapljice se kapljica horizontalno že tako splošči, da se kmalu razleti v več manjših kapljic, ki pa so glede na oblačne kapljice še vedno velike. Vsaka od teh novih kapljic nadaljuje rast z zlivanjem. Na ta način kapljice hitro rastejo in se z razletavanjem množijo.

Z zlivanjem kapljic nastajajo padavine v oblakih, ki so sestavljeni iz oblačnih kapljic (te so lahko podhlajene ali pa tudi ne), in in padavinskih kapljic, ki hitro padajo skozi oblak. Te rastejo na račun kapljic, ki se z njimi zlivajo. Za nastanek takih padavin mora biti v oblaku prvotno vsaj nekaj nekoliko večjih kapljic (ali snežnih kristalov), da se proces lahko začne. Hkrati mora biti oblak dovolj vodnat in debel (vertikalno razsežen), da se kapljice pri zlivanju lahko dovolj odebele.

Podobno se pojavi koalescenca tudi tedaj, če večji ledeni kristal pada skozi zrak, v katerem so oblačne kapljice. V tem primeru oblačne kapljice primrzujejo na ledeni kristal. Na kristalu se nabira ivje, temperatura kristala pa zaradi zmrzovanja narašča proti ledišču. Na enak način prihaja tudi do sprijemanja razvejanih snežnih kristalov v snežene kosme. Večji kristali padajo hitreje od drobnih, drobni kristali se zatikajo v izrastke velikih, hkrati pa pride še do ivjenja. Nasprotno pa so neučinkoviti trki ploščatih nerazvejanih snežnih kristalov med seboj, ti se pri trku odbijejo in se ne združijo v večje kosme.

Ko pride snežinka ali snežni koscem v toplejše področje oblaka, kjer so



Slika 1.17: Zaradi hitrejšega padanja velike kaplje dohitevajo manjše oblačne kapljice in ob trku se oblačne kapljice zlijejo z veliko kapljo.

temperature nad lediščem, se padavinski delec začne na površini taliti. Pri tem je potrebno snežnemu kosmu dovesti toploto, ki jo dobi z ohlajanjem okolišnega zraka. Zrak se ohlaja proti ledišču, zato se višina izoterme  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  spušča vedno nižje. Taljenje se nadaljuje, ko snežni kosom pade pod bazo oblaka: snežni kosom se tali, pa tudi izhlapeva, temperatura zraka se znižuje, višina temperature ledišča se spušča vse nižje. Tudi dežna kaplja, ki pade iz oblaka, v nenasičenem zraku pod oblakom izhlapeva in ga hladi. Hladni zrak, nastal z izhlapevanjem padavin, je težji od okolišnega in se zaradi tega začne hitro spuščati. Pod oblaki z intenzivnimi padavinami se pogosto pojavi nevihtni piš. Včasih pa je zrak pod oblakom tako suh, da padavinski elementi izhlapijo, preden pridejo do tal. V takem primeru opazimo iz oblakov viseče *virge* (padavine, ki ne pridejo do tal).

### 1.8.2 Vrste padavin

Padavine opazujemo pri tleh. Ločimo tekoče in trdne padavine. Tekoče padavine so:

- *Pršenje*: so drobne kapljice (s premeri med  $0,2\text{ mm}$  in  $0,5\text{ mm}$ ). Pogosto prši iz oblakov stratus (St) ali Ns. Včasih so kapljice pršenja podhlajene in zmrzujejo ob stiku s tlemi ali predmeti, tako nastane poledica ali požled.

- *Dež*: so debelejšje kaplje (s premeri nad 0,5 mm). Padajo iz oblakov rodov nimbostratus (Ns), kumulus (Cu cong) ali kumulonimbus (Cb). Včasih je dež podhlajen in ob stiku s predmeti zmrzne, nastaneta poledica ali požled. Če dežuje iz Ns so padavine ponavadi enakomerne, intenziteta pa se lahko spreminja. Včasih so med padanjem tudi časovni presledki brez dežja. Dež, ki pada iz Cb ali Cu cong, je ponavadi bolj neenakomeren, pada v obliki nalivov.

Trdne padavine so:

- *Sneg*: so ledeni kristali vejičaste oblike (dendriti), zlepki snežnih kristalov (snežinke, kosmi), zaivjeni kristali in snežinke. Oblika in velikost je zelo različna, odvisna od temperaturne in vlažnostne stratifikacije v oblaku in pod njim. Pada iz St, Ns, Cu cong, Cb.
- *Dež s snegom*: je mešanica dežja in snega ter talečega se snega.
- *Zmrznjeni dež*: je dež, ki je zmrznil pod bazo oblaka, ponavadi je v ledeni lupini še nekaj tekoče vode.
- *Babje pšeno*: so bela okrogla zaivjena zrnca, velikost od 1 do 5 mm, ponavadi pada iz konvektivnih oblakov.
- *Sodra*: so ledena zrnca, včasih oblita z vodo, pada iz Cb, po nastanku podobno kot babje pšeno, le da je zunanja lupina iz trdega ledu, velikost do 5 mm.
- *Toča*: so ledena zrna, včasih suha, včasih mokra, pada le iz Cb ob močnih nevihtah. Ledeno zrno ima ponavadi več plasti, nastalih ob nekajkratnem padanju in dviganju zrna v oblaku, v katerem so izrazita dviganja zraka. Nastaja podobno kot sodra, le da je velikost zrn nad 5 mm.

Poleg padavin, ki priletijo na tla iz oblakov, spadajo k padavinam še: *rosa*, *zmrznjena rosa*, *slana*, *mehko ivje*, *trdo ivje* in *meqlena moča*.

### 1.8.3 Nastanek sodre in toče, požleda in zaledenitve

Sodra in toča nastajata v nevihtnih oblakih kumulonimbusih (Cb) na podoben način. Tako kot za nastanek snega in dežja, je tudi za nastanek sodre in toče potrebno, da so v višjem delu oblaka ledeni kristali, v srednjih



delih pa podhlajene kapljice. Ledeni kristali med padanjem skozi okolico s podhlajenimi kapljicami rastejo na njihov račun, nastajajo vse večje in večje snežinke. Te tvorijo v zrnu sodre ali toče beli led (porozen, razmeroma lahek, v njem je veliko zraka). Včasih je oblak tako vodnat, da podhlajene kapljice ne morejo zmrzovati dovolj hitro in na zrnu se nabere vodena obloga. Ta zmrzne pri dviganju zrna v hladnejše dele oblaka, nastane trd in gostejši prozorni led. Ko pride zrno v spodnji del oblaka, se tam delno stali. V izrazitem kumulonimbusu se lahko zgodi, da takšno delno staljeno zrno zgrabi vzgornik in ga odnese še enkrat v višje dele oblaka. Ledeno zrno pri poti navzgor pobira podhlajene kapljice, ki so mu na poti, prav tako se nanj prilepljajo podhlajene kapljice tudi pri naslednji poti navzdol: nastane še večje ledeno zrno. Če takšno ledeno zrno pade iz oblaka, se pod oblakom malo stali; dobimo ledeno zrno, prevlečeno s plastjo vode. Če ledeno zrno nekajkrat ponovi pot gor in dol skozi oblak, se na njem lahko nabere veliko ledu, vsaka posamezna plast se pri padcu v spodnje plasti oblaka malo natali. Število plasti v zrnu pove, kolikokrat je zrno potovalo gor in dol po oblaku. Sčasoma postane zrno tako veliko, da ga niti močni vzgorniki v kumulonimbusu ne morejo več držati v oblaku in zrno toče pade iz oblaka.

Hitrosti padanja zrna toče so velike, saj imajo zrna velike radije, poškodbe, ki jih povzroči zrno na rastlinstvu in predmetih, pa so odvisne od kinetične energije, torej od mase zrna in od kvadrata hitrosti padanja.

V meteorološkem smislu je *žled* (*požled*) gladka, običajno prozorna ledena prevleka na predmetih. Nastane z zmrzovanjem podhlajenega rosenja ali dežja na površini, ki ima temperaturo pod lediščem ali okoli njega. Nastane pa lahko tudi s primrzovanjem kapljic s temperaturo nad lediščem na tla ali predmete, katerih temperatura je pod lediščem.

Prvi proces (primrzovanje podhlajenih kapljic na hladno podlago) lahko povzroči nastanek debele ledene plasti, led na predmetih ostane. Drugi proces (primrzovanje toplejših kapljic na mrzlo podlago) povzroči nastanek prehodne ledene obloge, ki ob nadaljevanju toplih padavin postopno izgine. Seveda velja to le tedaj, ko so padavine dovolj intenzivne in dovolj dolgotrajne. Pri rahlih toplih padavinah na zmrznjene predmete ledena plast ostane.

Pršenje in dež (oboje navadno ali podhlajeno) se med seboj razlikujeta po velikosti kapljic in po intenzivnosti padavin. Glede na to, da pršenje sestavlja manjše kapljice in da je njegova intenziteta manjša, je pogostejše, da požled nastane ob pršenju kot ob dežju. Požled ob dežju je sicer bistveno bolj očiten, led lomi drevje, trga električno napeljavo in podobno, požled ob

pršenju pa se ponavadi opazi le na gladkih površinah (npr. na avtomobilskih strehah, na cesti itd.) Značilno za požled je, da se pojavi le v neki plasti nadmorske višine; višje ponavadi sneži, nižje pa so temperature zraka dovolj visoke, da se kapljice ogrejejo nad ledišče že v zraku.

*Zaledenitev letal v zraku* je fizikalno podoben pojav kot žled ali kot rast toče. Če letalo pride v plast v oblaku, kjer so podhlajene kapljice, bodo te deloma primrzovale na letalo. Letalo je sicer konstruirano tako, da tok zraka čim boljše obteka letalo, toda tam, kjer so zastoji zraka, vseeno lahko pride do odlaganja ledu. Bel led nastaja ob hipnem zmrzovanju kapljic, ko je med njimi dosti zračnih mehurčkov. Če je oblak zelo vodnat in je kapljic, ki priletavajo na letalo veliko, kapljice ne morejo hipoma zmrzniti (sprošča se preveč latentne toplote), zato tekoča voda oblije letalo.

\* Pri morebitnem kasnejšem zmrzovanju voda preide v gostejši prozorni led. Količina odloženega ledu je odvisna od časa, kako dolgo se letalo zadržuje v podhlajenem delu oblaka. Zaledenitev je posebno izrazita, če so v oblaku podhlajene kaplje dežja ali rosenja, saj je v tem primeru količina vode v zraku dosti večja, kot če bi bile v zraku le oblačne kapljice. Ker se letalo in zrak ob njem segrevata zaradi upora, lahko hitra in zmogljiva letala preprečijo zaledenitev tudi s tem, da še povečajo hitrost leta. S povečanim uporom dvignejo temperaturo izpostavljenih delov nad ledišče.

O tem govori Bernoullijeva enačba za zrak, ki vsebuje kapljice in ki s hitrostjo  $v$  priteka h krilu letala. Če je ob krilu  $T_{krila} = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , od skupne mase kapljic  $m_a$ , ki imajo temperaturo  $T_k$ , en del lahko zmrzne (to je  $xm_a$ ), drugi del pa ostane tekoč ( $(1-x)m_a$ ):

$$\begin{aligned} m_z c_p T + m_a c_a T_k + (m_z + m_a) v^2 / 2 f(P_r) = \\ m_z c_p T_{krila} + (1-x) m_a c_a T_{krila} + x m_a c_l T_{krila} - x m_a h_t. \end{aligned} \quad (1.56)$$

Prandtlovo število  $P_r$  smo dodali zato, da povemo, da se zrak ob nekaterih delih krila povsem zaustavi, drugod pa ne ( $c_p$ ,  $c_a$  in  $c_l$  so specifične toplote zraka, tekoče vode in ledu).

Če je  $T_{krila} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , na krilo ali na nos letala ne primrzne nič vode ( $x = 0$ ), če pa je  $T_{krila} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , potem primrznejo vse kapljice: ( $x = 1$ ).

Kadar letalo leti v brezoblačnem zraku ( $m_a = 0$ ), je gornja enačba uporabna za izračun segrevanja zraka zaradi upora:

$$\Delta T = T_{krila} - T = \frac{v^2}{2c_p} f(P_r). \quad (1.57)$$

\*

## 1.8.4 Padavinski pojavi

Padavine se pojavljajo v različnih oblikah in z različnimi intenzitetami (jakostmi). Če se intenziteta padavin spreminja počasi, potem govorimo o dežju, snegu, sodri in ostalih padavinah, omenjenih v prejšnjih odstavkih. Če se padavina začne nenadoma, pada iz konvektivnega oblaka in nenadoma preneha, potem govorimo o *plohah*. Izraz ploha sam pomeni ploho dežja, v hladnem delu leta se včasih pojavijo snežne plohe ali plohe dežja s snegom. Govorimo tudi o plohah sodre, babjega pšena. Ploha je močna, ko je naliv padavin izrazit.

Če padavine padajo iz nevihtnega oblaka Cb, so intenzivne, časovno omejene in jih spremljajo še bliskanje in grmenje, potem govorimo o *nevihtah*. V nevihti lahko pada dež, opazimo pa lahko tudi snežne nevihte, nevihte s sodro in s točo. Nevihte včasih spremljajo še posebni pojavi kot so *trombe* ali pa tudi *tornadi*.

## 1.8.5 Izračun količine padavin

Padavine se izločajo iz oblakov na različne načine. Intenziteta padavin je odvisna od temperaturne in vlažnostne stratifikacije ter od hitrosti dviganja zraka. Za izračun količine padavin, ki pade iz oblaka, predpostavimo, da je stanje v oblaku stacionarno, kar pomeni, da se oblak ne gosti in ne redči.

\* Obravnavajmo zrak v oblaku v volumnu  $\Delta V = S\Delta z$ , v njem maso zraka  $\Delta m = \rho S\Delta z$  in nasičeno maso vodne pare  $\Delta m_s = \rho_s S\Delta z$ . Predpostavimo, da se vsa kondenzirana voda izloči iz tega volumna v obliki padavin. Upoštevamo adiabatno energijsko enačbo za nasičen zrak:

$$0 = \Delta m c_p dT - \Delta V dp + h_i d(\Delta m_s) \quad (1.58)$$

Gledamo, koliko je zaradi kondenzacije v časovni enoti nastalo tekoče vode in koliko se je ob tem zmanjšala količina vodne pare:

$$0 = \rho S \Delta z c_p \frac{dT}{dt} - S \Delta z \frac{dp}{dt} + h_i \frac{d\Delta m_s}{dt}. \quad (1.59)$$

Upoštevamo, da je  $d\Delta m_s = -d\Delta m_a$ ; tu je  $m_a$  masa tekoče vode:  $h_i \frac{d\Delta m_a}{dt} = \rho S \Delta z c_p \frac{dT}{dt} - S \Delta z \frac{dp}{dt}$ . Vemo, da je nasičena adiabatna temperaturna sprememba za faktor  $\beta$  manjša od nanasičene:  $\frac{dT}{dt} = \frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt} = -\beta \frac{g}{c_p} \frac{dz}{dt}$ . Pravtako vemo, da se zrak razpenja zato, ker se tlak v njem prilagaja okolišnjemu tlaku  $\frac{dp}{dt} = -\rho g \frac{dz}{dt}$ , ter upoštevamo hitrost dviganja zraka  $\frac{dz}{dt} = w$ . Tako dobimo:

$$\frac{1}{S} \frac{d\Delta m_a}{dt} = \frac{1}{h_i} (\rho g w - \rho \beta g w) \Delta z = \frac{g}{h_i} \rho (1 - \beta) w \Delta z. \quad (1.60)$$

Če hočemo dobiti količino padavin, ki pade iz vsega oblaka na enoto ploskve  $S$ , moramo upoštevati prispevke vseh delov oblaka po višini, torej integriramo po vsej višini

oblaka od baze do vrha. Intenzivnost padavin  $RR$  pa je prav masni tok tekoče vode  $m_a$  na ploskev  $S$ , zato:

$$RR = \frac{1}{S} \frac{dm_a}{dt} = \frac{g}{h_i} \int_{baza}^{vrh} \rho(z)(1 - \beta)w dz. \quad (1.61)$$

Če je oblak od baze do vrha visok  $H$  in če izberemo primerne povprečne vrednosti gostote  $\bar{\rho}$ , vertikalne hitrosti  $\bar{w}$  in faktorja  $1 - \beta$ , lahko poenostavljeno zapišemo:

$$RR = \frac{g}{h_i} \bar{\rho} (1 - \beta) \bar{w} H. \quad (1.62)$$

\*

Količina padavin je odvisna od tega, koliko je vlage v oblaku (od tega je odvisna razlika med nasičeno in nenasičeno adiabatno, ozirna faktor  $1 - \beta$ ), od tega kakšne so vertikalne hitrosti  $w$  (čim močnejše je dviganje, močnejše so padavine) pa seveda od debeline oblaka (med višino vrha in bazo). Ker je nasičena gostota vodne pare v zraku in s tem tudi razlika  $1 - \beta$  odvisna od temperature, so ob toplem vremenu padavine lahko izdatnejše kot v hladnem.

## 1.9 Voda na zemeljskem površju in v tleh

Približno 7/10 vsega površja Zemlje prekriva voda, 3/10 pa je kopnega. Masa vode v morjih, jezerih in rekah je za sedem velikostnih redov večja od mase vode v zraku. Velika večina vode je v tekočem stanju, manjši del pa tudi v trdni obliki (led in sneg, predvsem v polarnih območjih). Vodne, posebno še morske površine so tudi še pomembni rezervoarji toplote, saj je toplotna kapaciteta vode velika, hkrati pa se zaradi mešanja segrevajo in ohlajajo velike količine vode. Voda prehaja iz morij, jezer in kopnega z izhlapevanjem (malo tudi s sublimacijo) v atmosfero, iz atmosfere pa se na površje zemlje odlaga s padavinami in malenkostno tudi s kondenzacijo (rosa) in z depozicijo (slana).

Poleg vode v morjih, jezerih in rekah je nekaj tekoče vode tudi v prsti in trdnih tleh. Voda v prsti in v kamninah je vezana na različne načine, tako da sta njeno izhlapevanje in možnost uporabe za rastline različna. Rastline črpajo vodo iz prsti, voda pa iz rastline izhlapeva, tako da je celotna izguba vode na poraščenih tleh različna od tiste na neporaščenih. Rastline so poleg tega sposobne regulirati izgubo vode glede na svoje fiziološko stanje. Skupnim izgubam vode iz poraščenih tal pravimo *evapotranspiracija*. Ponavadi je evapotranspiracija večja od evaporacije iz neporaščenih tal.

Oblike vode na trdnih tleh in v njih so:

- *luže*: tla so prekrita z vodo, ki lahko izhlapeva v odvisnosti od parnega tlaka v okolici in intenzivnosti mešanja zraka nad tlemi, padavinska voda iz luž razen tega pronica v tla.
- *gravitacijska voda*: so kapljice vode, ki počasi drsijo skozi teksturo prsti. To vodo rastline lahko uporabijo, pretvarja pa se tudi v ostale oblike vode v tleh; gravitacijska voda delno izhlapeva v ozračje.
- *kapilarna voda*: je voda, ki je vezana v pore v posameznih elementov prsti. Tudi to vodo rastline lahko uporabijo. Izhlapevanje v ozračje je pri kapilarni vodi zmanjšano zaradi kapilarnih učinkov.
- *higroskopna voda*: je tanka plast vode, ki obdaja delce prsti. Ta voda je pogosto koloidno vezana na organske materiale in je rastlinam težje dostopna. Izhlapeva le težko in še to le ob sušah.
- *vezana voda v prsti*: nekatere snovi, iz katerih so sestavljeni delci prsti, so higroskopni in vežejo vodo. Ta voda se lahko loči od materiala le

v izjemnih meteoroloških razmerah (visoke temperature in zelo suh zrak), ko se ob izjemnih sušah poruši struktura prsti.

- *podtalnica*: je voda, ki se nabere pod prstjo, pogosto v prodnatih plasteh. Nastane deloma z akumulacijo gravitacijske (padavinske) vode, deloma pa z podtalnimi dotoki (infiltracija rek v prod). Rastlinam večinoma ni dostopna (razen če je podtalnica plitva in so drevesne korene globoke). Ne izhlapeva.
- *skalna votlinska voda*: je padavinska in rečna voda, ki se nabira v kraških votlinah. Za izhlapevanje in evapotranspiracijo ni pomembna.
- *led v tleh*: je gravitacijska voda, ki zaradi nizkih temperatur zraka in tal zmrzne.
- *zmrznjena tla*: so zmrznjena gravitacijska in kapilarna voda. Zmrznjene so lahko tudi debelejše plasti prsti in kamnin (lahko tudi iz nedavne geološke preteklosti – iz časa ledenih dob). V subarktičnih in arktičnih predelih pravijo takšnim tlem *permafrost*. V zmernih geografskih širinah prst zmrzuje pozimi od površja navzdol, globina zmrzovanja je predvsem odvisna od prisotnosti in od debeline snežne odeje. Najgloblje tla zmrznejo, če so ob hudem dolgotrajnem mrazu tla brez snega.
- *snežna odeja* (o njej v posebnem poglavju).
- *ledeniki*.
- *led na tleh*: je pomemben predvsem na cestnih površinah; led nastane lahko na različne načine zaradi:
  - poledice in požleda nastalega zaradi padanja podhlajenega dežja ali podhlajenega pršenja;
  - poledice in požleda nastalega zaradi zmrzovanja dežja ali pršenja na hladnih predmetih in hladnih tleh;
  - zmrzovanja luž padavinske vode (na vozišču);
  - zmrzovanja snežne kaše;
  - zmrzovanja vode nastale zaradi taljenja (npr. obcestnih kupov snega);

- zglajenega in zbitega snega;
- depozicije vlage na podhlajenih objektih;
- ivjenja in slane;
- zmrznjene rose.





















## 1.10 Snežna odeja

Za nastanek snežne odeje so potrebne padavine v trdni obliki. Na spremembe v snežni odeji, na njeno sesedanje, preobrazbo snežnih kristalov in končno na taljenje, pa bistveno vplivajo veter, tekoče padavine, sončno sevanje in temperaturne razmere v zraku in v snežni odeji.

Trdne padavine se odlagajo na tleh v plasteh. Najbolj navadna trdna padavina je sneg, pri čemer je oblika, velikost in razvejanost posameznega snežnega kristala (snežinke) predvsem odvisna od temperaturnih in vlažnostnih razmer v oblaku, kjer je kristal nastal in rasel. Snežni kristali se med padanjem zlepljajo z oblačnimi kapljicami, tako da na površini kristalov nastajajo ivje. Snežni kristali se pri temperaturah blizu ledišča lahko zlepljajo tudi med seboj, nastanejo snežni kosmi. Včasih tvorijo plasti v snežni odeji tudi sodra, babje pšeno ali zmrznjen dež. Novo zapadli sneg je večinoma rahel, saj je njegova gostota med  $50 \text{ kg/m}^3$  (suh hladen pršič) pa do  $300 \text{ kg/m}^3$  (južen sneg, ki je padal z dežjem).

### 1.10.1 Mehanske spremembe v snežni odeji

Snežni kristali se začno takoj ob padcu na tla spreminjati. Ob trku s tlemi ali starim snegom se snežni kristali razlomijo, predvsem se odlomijo krhki izrastki. Snežni kristal, ki prileti na površje snežne odeje, se zatakne s svojimi izrastki ob izrastke drugih kristalov; pravimo, da se sneg sprijema. Na začetno sprijemanje snežink močno vpliva tudi veter. Če piha močnejši veter, je sprijemanje snega še posebno izrazito, kristali se med seboj zlepljajo. Zlepljanje je posledica regelacije. To je proces, pri katerem se pod pritiskom površina ledu stali, nato pa spet zmrzne, kot posledica izravnave temperature. Veter prenaša padajoče snežinke, pa tudi med sneženjem ali po njem erodira snežno odejo, trga posamezne kristale s podlage in jih nosi po zraku (živi sneg) ter jih odlaga v zavetrnih legah. Tako nastanejo erozijske oblike *zastrugi* in depozicijske oblike: *zameti*, *klože* (obširni zameti na pobočjih) in *opasti* (zameti na zavetrni strani grebenov, pogosto previsni).

ploščica		
zvezdica		
stebriček		
igla		
prostorski kristal		
stebriček s ploščicama		
nepravilni kristal		
babje pšeno		
zmrznjen dež		
toča		

Slika 1.18: Osnovne oblike snežnih kristalov in njihove oznake.



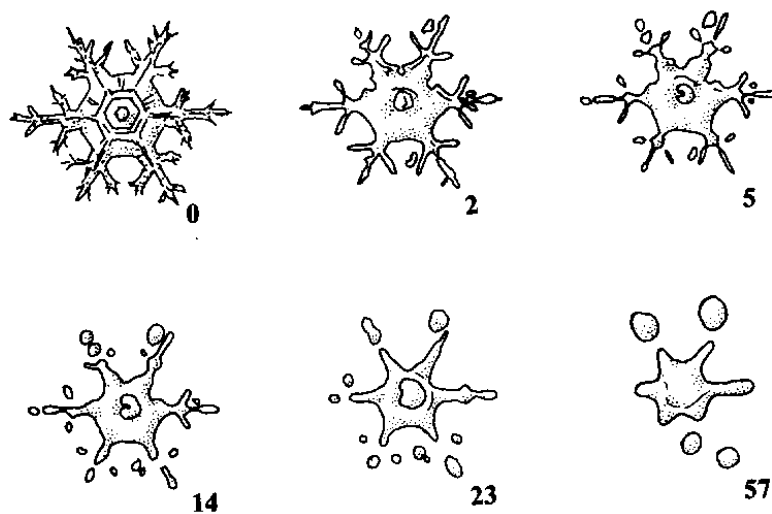
V zametih so snežni kristali med seboj dobro sprijeti, zato se pogosto cela kloža obnaša kot krhko togo telo.

Novejše plasti v snežni odeji s svojo težo pritiskajo na globlje ležeče plasti snega. Če je snežna odeja na pobočju, poleg stiskanja (kompresije) nastopajo tudi strižne sile med posameznimi plastmi.

### 1.10.2 Izotermna preobrazba snežne odeje – zrnjenje in srenjenje

Snežni kristali se ob stiku s snežno odejo mehansko deformirajo, takoj zatem pa se začne tudi preobrazba snežnih kristalov v zrna. *Zrnjenje* je posledica tega, da je nad izrastki kristala (konveksne oblike, predvsem konice) večji nasičen parni tlak kot nad vdolbinami v kristalu (konkavne oblike). Vodna para zaradi razlik v nasičenem parnem tlaku difundira iz območja delov kristala, kjer je parni tlak večji, k delom kristala z nižjim nasičenim parnim tlakom. S tem se nad konveksnimi deli kristala parni tlak zmanjša pod nasičenega in konica kristala sublimira, nad konkavnimi deli kristala pa se parni tlak poveča nad nasičenega in para se tam deponira. Prihaja torej do toka vodne pare s konveksnih h konkavnim delom kristala, ki traja toliko časa, dokler ni ukrivljenost celotne površine kristala enaka: iz razvejanega kristala nastane kroglasto ledeno zrno. Skupna masa ledu je v kristalu pred začetkom preobrazbe in v zrnu po končani preobrazbi enaka, spremeni pa se prostornina, ki jo kristal obvladuje: v razvejanem kristalu je led razporejen tako, da je med izrastki veliko zraka, zrno snežne odeje pa je okroglo brez bistvenih izboklin. Ker se spremeni prostornina, ki jo obvladuje posamezno zrno, se spremeni tudi volumen celotne snežne odeje: snežna odeja se med zrnjenjem poseda.

Sočasno z zrnjenjem poteka tudi povezovanje posameznih zrn. Če se dve zrna tiščita, je med njimi konkavna špranja, v katero se deponira vodna para. Zaradi te depozicije nastane med dvema zrnoma leden mostiček. Zrna se povezujejo z mostički na vse strani in celi deli snežne odeje se povežejo med seboj. Povezovanju zrn v snežni odeji pravimo tudi *srenjenje*, končni rezultat tega je oblika snega, ki jo imenujemo *sren* (srenec). Zrnjenje in srenjenje potekata hitreje pri temperaturah, ki so blizu ledišča, in počasneje, če so temperature zelo nizke, saj so nasičeni parni tlaki odvisni od temperature. Za potek zrnjenja je najugodnejše, če se temperatura po sneženju nekaj dni bistveno ne spreminja ali pa da se celo dviga.



Slika 1.19: Izotermalna preobrazba snežnega kristala – zrnjenje v odvisnosti od časa. Oblika snežnega kristala se postopoma spreminja. Številke označujejo število dni od začetka preobrazbe.

### 1.10.3 Odjuga

Z izrazom *odjuga* poimenujemo nekaj različnih procesov v snežni odeji, ki so povezani z njenim taljenjem.

- *Dnevna odjuga*: zaradi sončnega sevanja se površina snežne odeje čez dan nekoliko stali: najprej se stalijo najdrobnejši kristali in zrna oziroma ledeni mostički med zrna. Na površju snežne odeje nastane kašasta mešanica ledenih zrn in vode. Plast odjužene kaše je sprva tanka, a se čez dan debeli. Del vode pronica v snežno odejo in vlaži zrna tudi v globjih plasteh. Ponoči, posebno še v jasnih nočeh, se snežna odeja na površju močno ohladi in kaša ledenih zrn in vode zmrzne v ledeno plast, imenovano *osrenica*, pogosto zmrzne tudi voda, ki je pronicala v nižje plasti. Zjutraj je sneg trd in poledenel, čez dan pa se ob ponovnem sončnem vremenu površina ponovno stali. Z zaporednim taljenjem in zmrzovanjem vršne plasti snežne odeje postajajo vse bolj trde, ledene in povezane. Dnevna ali druge kratkotrajne odjuge površino svežega snega prekrijejo z ledeno osrenico in pod njo ostane

novi sneg lahko še precej časa neosrenjen.

- *Deževna odjuga*: snežna odeja se lahko tali tudi zaradi dežja s temperaturo nad lediščem. Topli dež tali ledena zrna in ledene mostičke med njimi. Pri tem se tekoča voda hitro ohladi na temperaturo ledišča. Če so ob padanju toplega dežja visoke tudi temperature zraka, potem se lahko ojužijo (spremene v kašo ledenih zrn in vode) tudi debelejšje plasti snežne odeje. Del tekoče vode iz ledene kaše pronica tudi v globlje plasti in tam rahlja vezi med zrn in med plastmi. Pronicanje vode se ponavadi zaustavi na ledenih plasteh v snežni odeji, voda pa ponavadi odteka vzdolž teh plasti. Če po deževni odjugi nastopi ohladitev, potem snežna odeja od zgoraj navzdol zmrzne, zmrzne tudi voda, ki je pronicala skozi sneg. Če se je z dežjem ojužila debela plast snega, ohladitev povzroči zmrznitev le najvišjih plasti snežne odeje, medtem ko v notranjosti lahko še nekaj dni ostane snežna kaša. Če po dežju na snežno kašo pade svež sneg, se ta s snežno kašo dobro poveže, vendar debelejšje plasti novega snega preprečujejo učinkovito ohlajanje snežne kaše v spodnjih plasteh, tako da snežna kaša le počasi zmrzuje.
- *Pomladna odjuga* je ponavadi kombinacija dnevne odjuge brez nočnega zmrzovanja, deževne odjuge in odjuge zaradi toplega zraka. V pomladnih mesecih je sončno obsevanje dovolj močno, da čez dan ojuži debele plasti snega. Če so tudi nočne temperature zraka nad lediščem, če je zrak dovolj vlažen (nad lediščem mora biti tudi temperatura mokrega termometra), snežna odeja tudi ponoči ne zmrzne in taljenje se iz dneva v dan stopnjuje. Če ob tem še toplo dežuje in ves čas piha topel veter, potem se snežna odeja na tleh pospešeno tali in izgineva. Snežnica pronica vse do tal, tam se vpija v prsti. Če pa so tla zmrznjena, potem snežnica pogosto teče po površini tal pod snegom, dokler se tla ne odtajajo.

#### 1.10.4 Gradientna preobrazba snežne odeje – sreženje

Snežna odeja je dober toplotni izolator, saj je v njej ponavadi veliko negibljivega zraka. Čim manj je sneg gost in zbit in čim manj je v snegu vode, manjša je njegova toplotna prevodnost. Zaradi dobre toplotne izolacije, ki jo predstavlja snežna odeja, so temperature v globini snežne odeje, posebno pa še blizu tal, pogosto blizu ledišča. Tla so pod debelo snežno odejo ponavadi nezmrznjena. Zaradi močnega infrardečega ohlajanja v jasnih nočeh

se zgornje plasti snega lahko močno ohladijo. Zgornje plasti snežne odeje se lahko ohlajajo tudi zaradi hladnega vetra nad njimi. Med zgornjimi in spodnjimi plastmi snežne odeje so zaradi tega precejšnje temperaturne razlike. Vertikalni temperaturni gradient je posebno izrazit, če je snežna odeja tanka. Posamezne plasti snežne odeje so v termodinamičnem ravnovesju z nasičenim parnim tlakom v zraku, ki je ujet med ledenimi zrni. Zaradi velikih temperaturnih gradientov med toplimi spodnjimi plastmi in hladnimi zgornjimi plastmi snežne odeje se pojavi velik gradient v nasičenem parnem tlaku. Vodna para zato difundira iz spodnjih plasti navzgor. Dvigajoča se para je prenasočena za višje (hladnejše) plasti snežne odeje in iz nje se začne na ledenih zrnih izločati novi kristali – *srež*. Včasih nastaja srež na površju snega (*površinski srež*, v obliki krhkih ploščatih kristalov). Včasih pa se izloča srež že v rahlih sneženih plasteh (*globinski srež*). Kristali sreža so med seboj nepovezani, saj niso imeli časa, da bi se ozrnili in da bi med njimi nastali ledeni mostički. Kristali sreža nastajajo v hladnem vremenu, v osojnih legah in v času intenzivnega nočnega ohlajanja ob jasnih nočeh.

### 1.10.5 Sezonska in stalna snežna odeja

V zmernih geografskih širinah je snežna odeja sezonski pojav, le v visokogorju lahko snežna odeja obstane vse leto. Z akumulacijo ostankov snežne odeje več zaporednih let nastanejo stalna snežišča, na ta način v daljših časovnih obdobjih nastanejo tudi ledeniki. V polarnih krajih je stalna snežna odeja pogosta nad arktičnim krogom (nad  $66,5^\circ$  severno in južno). Antarktika, Grenlandija in severni kanadski otoki so prekriti z do nekaj kilometrov debelo ledeno plastjo, Severno ledeno morje pa z do nekaj deset metrov debelim plavajočim ledom.

Snežna odeja se v led spreminja postopoma. Poleti je srenjenje izrazito: taleča se voda pronica v sneg in sčasoma napolni vse votline med ledenimi kristali. Voda med ledenimi zrni ob nizkih temperaturah zmrzne in snežna odeja postaja vse bolj gosta in homogena. Tako nastali ledeniški led je prva leta še porozen, v njem je še nekaj zraka, s plastenjem snega in ledu naslednjih let pa pride do dodatnega stiskanja in led postaja vse bolj kompakten.

Ledeniški led nastaja v področju ledenika, kjer je letna količina trdnih padavin večja od letne količine staljenega snega; ta del ledenika se imenuje redišče ledenika. V tem delu ledenika prihaja do akumulacije ledeniškega ledu in zaradi vse večje mase so spodnje plasti vse bolj obtežene. Zaradi

napetosti v ledu se ledeniški led začne počasi pomikati po pobočju ali dolini navzdol. Ledenik teče kot izjemno viskozna tekočina s hitrostmi od nekaj centimetrov do nekaj metrov na dan. V delu ledenika, ki seže nižje v dolino, kjer so temperature višje in kjer je snežna odeja le sezonska, se ledeniški led poleti tali. Nekaj let star ledeniški led med taljenjem še razpada v kašo ledenih zrn in vode, starejši pa se pri taljenju spremeni le v vodo. Taljenje ledeniškega ledu je bistveno počasnejše od taljenja sezonske snežne odeje.

Ledeniki so v geološki in človeški zgodovini večkrat napredovali in se krčili. To napredovanje in krčenje je odvisno od dolgotrajnih klimatskih sprememb, pri čemer so pomembne predvsem količine trdnih in tekočih padavin, temperature, sončno sevanje in vlažnost zraka. Večina ledenikov v Alpah v zadnjih desetletjih (med 1940 in 1995) nazaduje, pri čemer nazadovanje časovno ni enakomerno. V zadnjih nekaj stoletjih sta bili dve obdobji povečanega obsega ledenikov v Alpah: eno je sledilo t. i. mali ledeni dobi v 17. stoletju, drugo pa je bilo konec 19. stoletja, ko so bili največji evropski ledeniki do 100 m debelejši kot so bili ob koncu 20. stoletja. Ledeniški jeziki so tedaj segali do nekaj kilometrov dlje v doline. Za razliko od alpskih ledenikov precej ledenikov v Skandinavskem gorovju v zadnjih desetletjih napreduje.