

Gregor Skok

Uvod v meteorologijo

Univerza v Ljubljani
Fakulteta za matematiko in fiziko

Kazalo

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

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

1 Uvod

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

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

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

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

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

9 Sprememba zračnega tlaka z višino

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

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

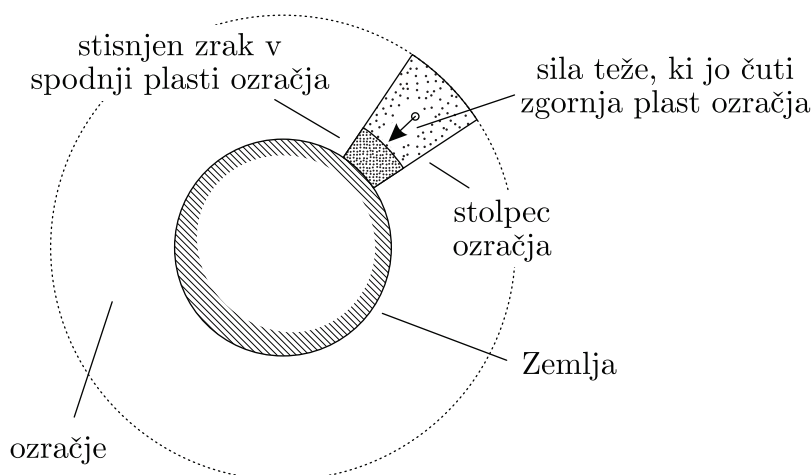
$$p(z) = p(z_0) \cdot e^{-\frac{g}{RT}(z-z_0)}, \quad (9)$$

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

17 Oblike in rodovi oblakov

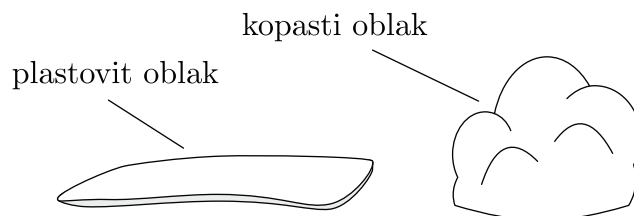
Oblake lahko delimo po obliki. Obstajata dve najpogostejši. Prva je plastovita (latinsko *stratus*) oblika, pri kateri so oblaki sestavljeni iz razmeroma homogene plasti oblačnosti brez izrazitih posameznih delov (slika 26). Njihova horizontalna razsežnost je običajno precej večja od vertikalne. Druga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

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

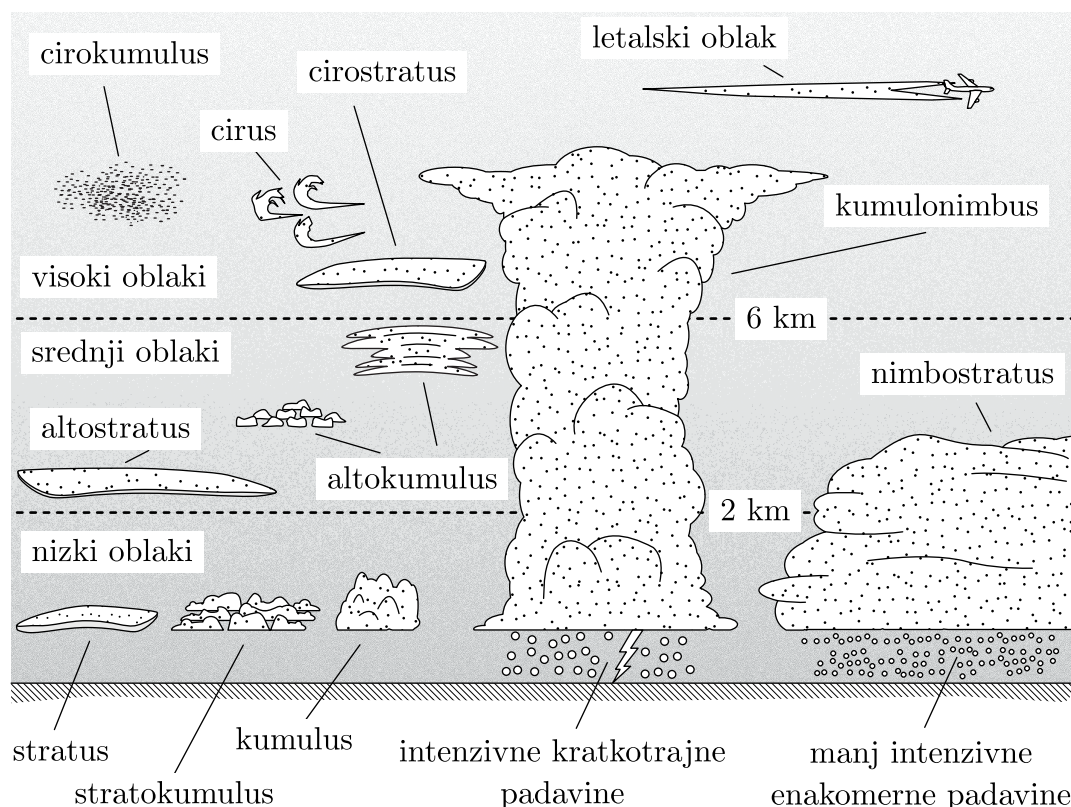
Oblake delimo v glavne rodove, ki so prikazani na sliki 27. Visoki oblaki so sestavljeni iz ledenih delcev in imajo v imenu predpono »cirus«. **Cirrostratus** je tanka, sorazmerno homogena, polprozorna oblačna plast brez izrazitih posameznih delov, ki prekriva vse nebo ali njegov del. Če se Sonce nahaja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

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

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



Slika 26: Dve najpogostejši obliki oblakov



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

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

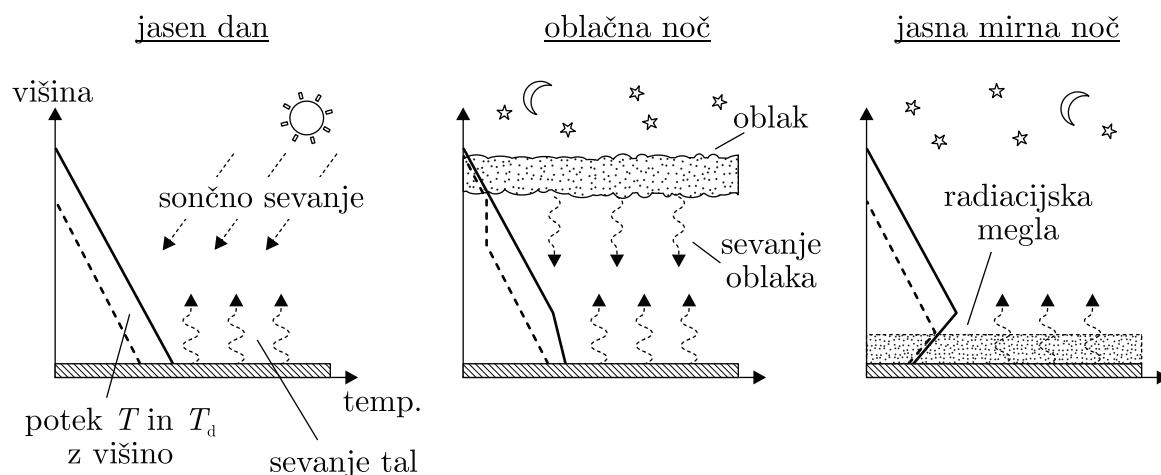
Kumulonimbus in nimbostratus sta toliko debela oblaka, da se iz njiju sproščajo padavine. **Kumulonimbus** je nevihtni oblak, ki zraste iz kumulusa. Nastane ob močni konvektivni nestabilnosti, pri čemer se zrak s prosto konvekcijo dviga zelo visoko. Če se zrak dvigne povsem do tropopavze, dobi oblak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

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

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

18 Megla

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



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

25 Vpliv trenja na ravnovesne vetrove

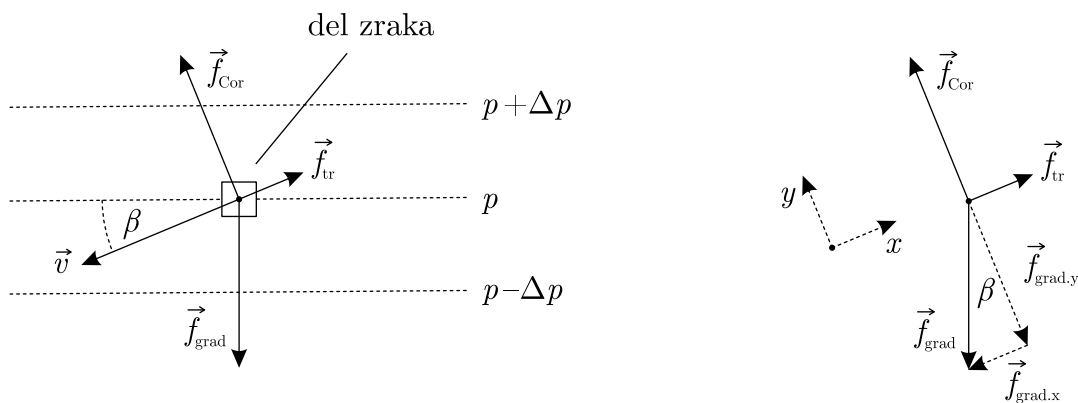
V poglavju 24 smo vpliv trenja na ravnovesne vetrove zanemarili. Sila trenja se pojavlja predvsem blizu tal in zato ravnovesni vetrovi tam pihajo nekoliko drugače kot v višinah.

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

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

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

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



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

prek česar dobimo sistem dveh enačb za dve neznanki (v in β)

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

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

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

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

oziroma

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

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

Če iz enačbe 45 izpostavimo v , dobimo

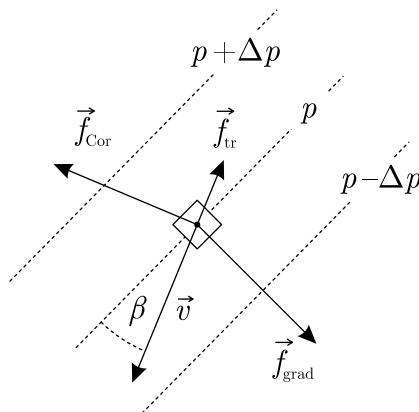
$$v = \frac{1}{\rho \cdot f} |\nabla p| \cdot \cos \beta = v_g \cdot \cos \beta, \quad (48)$$

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

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

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

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



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

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

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

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

Odklon geostrofskega vetra od izobar ter njegova hitrost sta

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

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

A Dodatki

A.1 Izpeljava plinske enačbe za zrak

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

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

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

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

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

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

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

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

Če enačbo 62 delimo z m , dobimo

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

oziroma

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

Členi oblike $\left(\frac{m_x}{m} \right)$ predstavljajo masne deleže posameznih plinov v zraku, ki so navedeni v tabeli 1. Če upoštevamo le N_2 in O_2 , ki imata masna deleža 0,753 in 0,23, dobimo

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

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

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

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

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

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

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

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

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

od koder sledi

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

Od tod se lahko izrazi $p(z)$

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

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

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

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

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