

3. ZÁKLADNÍ METEOROLOGICKÉ PRVKY A JEJICH KLIMATOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY

3.1 SLUNEČNÍ ZÁŘENÍ A DLOUHOVLNNÉ ZÁŘENÍ V SYSTÉMU ZEMSKÝ POVRCH – ATMOSFÉRA

- sluneční záření – hlavní energetický zdroj (ostatní pouze 0,024 %)
- transformace energie slunečního záření

3.1.1 Spektrum a intenzita slunečního záření

- **částicové (korpuskulární) záření** – elektrony, protony – o 7 řádů nižší než elektromagnetické, závisí na sluneční aktivitě – ionizace vzduchu – magnetické bouře, polární záře
- **elektromagnetické záření** – intenzita $W \cdot m^{-2}$ ($W = J \cdot s^{-1}$), úhrnná intenzita Wh, kWh
- při střední vzdálenosti Z – S dopadá na Zemi $1,73 \cdot 10^{17}$ W ($5,5 \cdot 10^{24}$ J za rok)
- vlnová délka záření λ [nm, nano = 10^{-9} m]
- **spektrum slunečního záření:**
 - a) γ -paprsky ($\lambda < 10^{-2}$ nm)
 - b) rentgenové paprsky ($10^{-2} - 10$ nm)
 - c) UV-záření (10–390 nm) –
6,7 % zářivé energie
 - d) viditelné záření (390–760 nm) –
46,8 % zářivé energie
fialová 390-455 nm,
modrá 455-485 nm,
světle modrá 485-505 nm, zelená 505-575 nm,
žlutá 575-585 nm, oranžová 585-620 nm, červená 620-760 nm
největší intenzita záření $\lambda = 474$ nm
 - e) IR-záření (760– $3 \cdot 10^6$ nm) – 46,5 % zářivé energie
 - f) radiové záření ($> 3 \cdot 10^6$ nm)

99 % intenzity připadá na $\lambda = 100-4000$ nm – **krátkovlnné záření**
záření atmosféry a zemského povrchu – **dlohovlnné**

- **solární konstanta I_S** – celková intenzita elektromagnetického záření Slunce, dopadajícího na horní hranici atmosféry na jednotkovou plochu kolmou k paprskům při střední vzdálenosti Z-S: $I_S = 1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \pm 0,3 \%$
- intenzita záření je nepřímo úměrná čtverci vzdálenosti od zdroje, proto
$$I_r = I_S (r_S/r)^2$$
- intenzita záření dopadajícího na horizontální plochu je **insolace I_h**
$$I_h(a' b) = I_S(a b)$$
$$a/a' = \cos z_S$$
$$I_h = I_S \cos z_S$$

- po dosažení:
 $\cos z_S = \sin \varphi \sin \delta_S + \cos \varphi \cos \delta_S \cos t_S$ je tzv. **extraterestrální insolace I_h** :
 $I_h = I_S (r_S/r)^2 (\sin \varphi \sin \delta_S + \cos \varphi \cos \delta_S \cos t_S)$
- roční režim extraterestrální insolace je **solární klima**
- extraterestrální insolace ($\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)
 - rovník: 2 maxima v období rovnodenností, 2 minima v období slunovratů, malá amplituda
 - mimotropické šířky: jedno minimum a jedno maximum, v den letního slunovratu na pólu insolace větší o 36 % než na rovníku, druhotné maximum kolem 40° s.š.
 - v období rovnodenností hodnoty insolace symetricky kolem rovníku
 - v zimě mezi rovníkem a pólem největší rozdíl v insolaci

3.1.2 Změny slunečního záření v atmosféře

- zeslabení intenzity záření (pohlcování, rozptyl) – dráha paprsku, hustota vzduchu, příměsí
- refrakce světelných paprsků

3.1.2.1 Pohlcování slunečního záření v atmosféře

- selektivní charakter – určité plyny pohlcují záření určitých vlnových délek (O_2 , O_3 – UV-záření, CO_2 , vodní pára – IR- záření)
- přeměna zářivé energie na jiné druhy – elektrickou a zejména tepelnou
- čistá, vlhká atmosféra – pohlcování 6-8 % při poloze Slunce v zenitu

3.1.2.2 Rozptyl slunečního záření v atmosféře

- rozptýlené záření se šíří všemi směry od částice
- vjem bílého dne

Molekulární a aerosolový rozptyl

A) molekulární (Rayleighův) rozptyl – molekuly a atomy plynu

intenzita molekulárního rozptylu i_λ

$$i_\lambda = (C/\lambda^4) I_\lambda$$

C – koeficient úměrnosti (index lomu, počet molekul v jednotkovém objemu)

- čím kratší vlnová délka, tím je záření výrazněji rozptylováno
- indikatrix rozptylu – maximální intenzita ve směru dopadu a opačném
- maximum intenzity přímého slunečního záření na zemském povrchu se přesouvá na žlutozelenou a maximum rozptýleného na modrou část spektra (modrá barva oblohy, oranžové až červené zbarvení Slunce a Měsíce při obzoru)

B) aerosolový rozptyl – kapalné a pevné částice

intenzita aerosolového rozptylu i_λ

$$i_\lambda = (\beta/\lambda^\varepsilon) I_\lambda$$

β – koeficient úměrnosti (množství rozptylujících částic)

$0 \leq \varepsilon < 4$ – s růstem rozměru částic se zmenšuje

indikatrix rozptylu – maximální rozptyl ve směru dopadu

- pro částice větší než 1200 nm je $\varepsilon = 0$ – tzv. difuzní odraz bez změny spektrálního složení
- oblaka a mlha – bílé až šedé zbarvení
- změna s výškou: pokles příměsí – růst sytosti modrého zbarvení, pokles hustoty – zmenšování molekulárního rozptylu (černá barva oblohy)

3.1.3 Zákony a charakteristiky zeslabení intenzity přímého slunečního záření v atmosféře

- čistá a suchá (tzv. ideální) atmosféra – hmota ve sloupci o jednotkovém průřezu je **optická vzduchová hmota m** (při poloze Slunce v zenitu je $m = 1$)
- intenzita záření na zemském povrchu I_z je podle Lambertova vzorce:

$$I_z = I_r e^{-am}$$

(I_r – intenzita záření na horní hranici atmosféry, a – koeficient zeslabení záření)

po dosazení $e^{-a} = p$ dostaneme Bouguerův vzorec: $I_z = I_r p^m$

- **p – celkový koeficient propustnosti atmosféry** (udává, jaká část I_r se dostane na plochu kolmou k paprskům na zemském povrchu)
ideální atmosféra, $m = 1$, $p = 0,9$ (reálná atmosféra $p = 0,5-0,9$)
- **zákalový faktor $t = a/A$**
 - (poměr celkového koeficientu zeslabení záření v reálné (a) a ideální (A) atmosféře, tj. počet ideálních atmosfér, které způsobí stejné zeslabení přímého slunečního záření jako atmosféra reálná)
 - teoreticky $t = 1-6$, reálná atmosféra - t neklesá pod 2

3.1.4 Intenzita přímého, rozptýleného a celkového záření na zemském povrchu

- **insolace I_h** na zemském povrchu závisí na:
 - a) intenzitě extraterestrálního slunečního záření I_r
 - b) zenitové vzdálenosti Slunce
 - c) na propustnosti atmosféry
- **intenzita rozptýleného záření i_z** – viz faktory a) - c) + oblaka:
 - a) vysoká oblaka – malý rozptyl
 - b) střední oblaka – maximální i_z
 - c) nízká oblaka – silné pohlcování, minimální rozptyl
- **záření celkové (globální) = přímé + rozptýlené**

denní chod – rostoucí podíl přímého záření od času východu Slunce po jeho kulminaci, poté opět pokles

geografické rozložení podílů rozptýleného záření:

- rovníkové šířky – 40 % (vlhkost, produkty kondenzace)
- tropické až subtropické šířky – 25 % (suchost vzduchu)
- střední šířky – růst podílu rozptýleného záření (vlhkost, zenitová vzdálenost Slunce)
- Arktida – 50 %, Antarktida – 25 %

geografické rozložení úhrnů celkového záření – zonální charakter

3.1.5 Odraz slunečního záření na zemském povrchu a v atmosféře

- **albedo α** – poměr mezi intenzitou celkového záření odraženého a dopadajícího (%)
- hodnota albeda závisí na vlastnostech:
 - a) povrchu – zbarvení (struktura, vlhkost)
 - b) záření – vlnová délka (většinou roste do $\lambda = 800$ nm, poté prudce klesá), úhel dopadu (s růstem zenitové vzdálenosti slunce albedo roste)
 - c) oblaků (altocumulus Ac kolem 70-75 %)
- průměrné albedo Země je asi 31 %

Tab. 1 Průměrné albedo různých povrchů

The average (integrated) albedo of various surfaces (0.3–0.4 μm).			
Planet earth	0.31	Fresh snow	0.8–0.9
Global surface	0.14–0.16	Melting snow	0.4–0.6
Global cloud	0.23	Sand	0.30–0.35
Cumulonimbus	0.9	Grass, cereal crops	0.18–0.25
Stratocumulus	0.6	Deciduous forest	0.15–0.18
Cirrus	0.4–0.5	Coniferous forest	0.09–0.15
		Tropical rainforest	0.07–0.15
		Water bodies*	0.06–0.10

*Note: *Increases sharply at low solar angles.*

3.1.6 Dlouhovlnné záření v systému aktivní povrch – atmosféra

- **vyzařování** – oproti Slunci větší vlnové délky a podstatně nižší intenzita, což plyne ze základních zákonů záření:

a) Planckův zákon

vyjadřuje obecnou závislost intenzity spektrálního vyzařování I_λ tzv. absolutně černého tělesa (ideální těleso, které pohlcuje úplně vyzařování jiných těles, dopadající na jeho povrch) na vlnové délce λ a jeho absolutní teplotě T (c – rychlost světla ve vakuu, k – Boltzmannova konstanta, h – Planckova konstanta)

$$I_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)}$$

– čím je vyšší povrchová teplota tělesa, tím je větší intenzita spektrálního vyzařování

b) Stefan-Boltzmannův zákon

celková intenzita vyzařování I absolutně černého tělesa závisí pouze na jeho absolutní teplotě T (σ - Stefan-Boltzmannova konstanta) $I = \sigma T^4$

pro **tělesa šedá** platí

$$I = \alpha_\varepsilon \sigma T^4$$

kde $0 < \alpha_\varepsilon < 1$ je celkový koeficient vyzařování reálného tělesa

- intenzita maximálního spektrálního a celkového vyzařování Slunce s povrchovou teplotou 5700 K je podstatně vyšší než odpovídající charakteristiky povrchu a atmosféry

c) Kirchhoffův zákon

intenzita spektrálního vyzařování I_λ absolutně černého tělesa je funkcí jeho absolutní teploty T a vlnové délky λ : $I_\lambda = f(\lambda, T)$

intenzita celkového vyzařování I je pouze funkcí absolutní teploty tělesa:

$$I = f(T)$$

pro tělesa šedá se vztah liší o spektrální koeficient pohlcování záření (α_λ) resp. celkový koeficient pohlcování záření (α_e)

ze zákona plyne:

- vyzařuje-li těleso záření o určité vlnové délce, pohlcuje současně záření této vlnové délky jiných těles
- tělesa intenzivně pohlcující záření intenzivně vyzařují a naopak
- protože α_λ a α_e jsou u šedých těles menší než 1, má vyzařování reálných povrchů vždy menší intenzitu než vyzařování těles absolutně černých

d) Wienův zákon posuvu

součin vlnové délky maximálního vyzařování λ_{\max} a absolutní teploty T absolutně černého tělesa je konstantní, tedy

$$\lambda_{\max} T = \text{konst.}$$

(tj. vlnové délky maximálního vyzařování aktivního povrchu a atmosféry jsou podstatně vyšší než pro Slunce)

- vzhledem k nepřímé závislosti intenzity záření na čtverci vzdálenosti od zdroje je intenzita vyzařování aktivního povrchu porovnatelná s intenzitou slunečního záření na horní hranici zemské atmosféry
- vyzařování aktivního povrchu je pohlcováno převážně CO_2 a vodní parou s výjimkou **atmosférického okna** (cca 8000-12000 nm) – meteorologické družice
- **skleníkový efekt**

• toky dlouhovlnného záření v systému aktivní povrch – atmosféra:

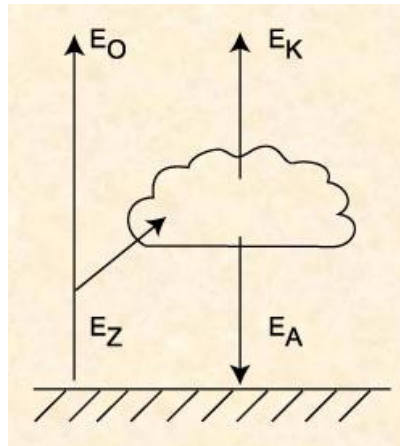
E_Z – vyzařování aktivního povrchu

E_A – zpětné záření atmosféry

E_K – záření atmosféry do meziplanetárního prostoru

E_0 – záření aktivního povrchu unikající atmosférickým oknem

- efektivní vyzařování aktivního povrchu $E_Z^* = E_Z - E_A$
- efektivní vyzařování atmosféry $E_A^* = E_Z - E_0 - (E_K + E_A)$
- denní a roční chod – závislost na teplotě,
- vcelku malé změny E_A
- oblaka – zvětšují intenzitu E_A a zmenšují E_Z^*



Obr. 1 Toky dlouhovlnného záření v systému aktivní povrch – atmosféra

3.1.7 Radiační bilance systému aktivní povrch - atmosféra a jeho subsystémů

- **radiační bilance** (bilance záření) – výsledek všech toků krátkovlnného přímého a rozptýleného záření a záření dlouhovlnného, které jsou v systému AP-A pohlcovány, odraženy nebo vyzařovány

- **radiační bilance subsystému aktivního povrchu R_{AP} :**

$$R_{AP} = (I_h + i_z) (1 - \alpha) - E_Z^*$$

$(I_h + i_z) (1 - \alpha)$ – celkové záření pohlcené aktivním povrchem

- **radiační bilance subsystému atmosféry R_A :**

$$R_A = (I + i)_A - E_A^*$$

$(I + i)_A$ – celkové záření pohlcené při průchodu atmosférou

	Bilance krátkovlnného záření	Bilance dlouhovlnného záření	Transport tepelné energie do atmosféry	Výsledek
Horní hranice atmosféry	342 W.m ⁻² (100%) ↓ 77 (22) ↑ 30 (9) ↑	↑ 40 (12) ↑ 165 (48) ↑ 30 (9)		69 - 69 = 0%
Subsystém atmosféry	↑ $(I+i)\alpha$ 67 (20) ↓ $(I_h + i_z)\alpha$	↑ E_O ↑ E_K 350 (102) 324 (95) ↓ E_Z ↓ E_A	↑ 24 (7) ↑ 78 (23)	20 - 50 + 30 = 0%
Subsystém AP	↑ 168 (49) $(I_h + i_z) (1 - \alpha)$	↑ 390 (114) $E_Z^* = E_Z - E_A$ 324 (95)	↑ 24 (7) ↑ 78 (23)	49 - 19 - 30 = 0%

Obr. 2 Průměrná roční globální bilance záření a energie (J. T. Kiehl, K. E. Trenberth (1997), Bull. Amer. Met. Society, Vol. 78, No. 2, 197-208)

- **radiační bilance systému aktivní povrch – atmosféra R_{AP-A} :**

$$R_{AP-A} = (I + i)_A + (I_h + i_z) (1 - \alpha) - (E_Z^* + E_A^*)$$

- roční průměr: $R_{AP} > 0$, $R_A < 0$, $R_{AP-A} = R_{AP} + R_A = 0$
- závislost radiační bilance na φ :
 - R_{AP} v průměru kladná s výjimkou polárních oblastí
 - R_A záporná ve všech šířkách
 - R_{AP-A} kladná v rozsahu 40° s.š. až 40° j.š., vně záporná – vertikální a horizontální transport energie
- změny R_{AP} :
 - denní perioda – kladná, převládá-li zisk zářivé energie, záporná, převládá-li ztráta (výška Slunce 10°)
 - roční chod – záporné hodnoty v zimě
 - geografické rozložení: oceány – zonální; kontinenty – zonalita narušena rozdíly ve vlhkosti oblasti; rozhraní oceán–atmosféra – změna skokem (na oceánech vyšší)

3.2 ENERGETICKÁ BILANCE SYSTÉMU AKTIVNÍ POVRCH – ATMOSFÉRA

- subsystém atmosféry – ztráta zářivé energie (30 %) – teplota by klesala
- subsystém aktivního povrchu – zisk zářivé energie (30 %) – teplota by rostla
- existuje vertikální a horizontální výměna energie

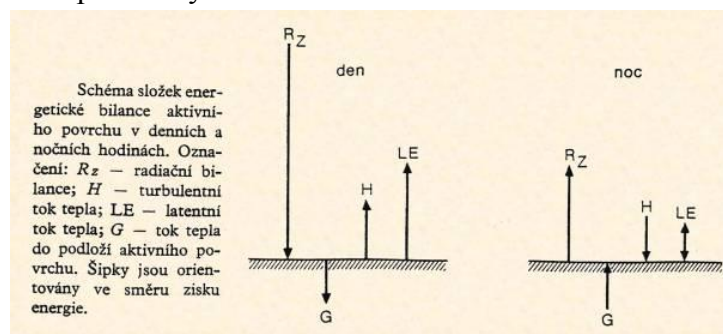
3.2.1 Energetická bilance subsystému aktivního povrchu

- přeměna zářivé energie na tepelnou
- **způsoby transportu tepelné energie:**
 - a) turbulentní tok tepla H
 - b) latentní tok tepla LE (teplo spotřebované na změnu skupenství vody; výpar – je AP odebíráno, kondenzace – uvolňováno; $0,251 \cdot 10^7 \text{ J.kg}^{-1}$)
 - c) molekulární vedení (zanedbatelné)
- průměrná roční globální bilance záření a energie:
 $H - 7 \%$, $LE - 23 \%$
- cestou molekulárního vedení tok tepla do podloží aktivního povrchu G
- **rovnice energetické bilance AP:**

$$R_Z = H + LE + G,$$

$$(R_Z = R_{AP} \text{ je radiační bilance})$$

- celková energetická bilance: kladná v období insolace, záporná v nočních hodinách, změna znaménka odpovídá výšce Slunce 15° nad obzorem



Obr. 3 Schéma složek energetické bilance aktivního povrchu v denních a nočních hodinách

- **denní chod složek energetické bilance aktivního povrchu:**
H: v období insolace do atmosféry, maximum před polednem, před západem Slunce
změna orientace, minimum v noci
LE: maximum kolem poledne, minimum v noci, výpar – do atmosféry, kondenzace –
k povrchu
G: závisí na fyzikálních vlastnostech substrátu, tepelné vodivosti a změně teploty
s hloubkou; insolace – do podloží AP, noční hodiny – do atmosféry
- **roční chod složek energetické bilance:**
max v letních měsících, min v zimních měsících
celková energetická bilance – totéž
- **geografické rozložení složek energetické bilance:**
rovníkové oblasti, vlhké tropy a subtropy: EB kladná celý rok (LE)
suché tropy a subtropy: malá hodnota EB (H)
polární oblasti: EB záporná s výjimkou 2-3 letních měsíců (dlouhovlnné vyzařování AP)
- **aktivní povrch – hlavní zdroj energie pro subsystém atmosféry**

3.3 TEPLOTA POVRCHU PŮDY A JEJÍHO PODLOŽÍ

- důsledek denní a roční periodicity energetické bilance AP
- denní chod: max – kolem poledne, min – před východem Slunce (odpovídá extrémům EB)
- chod modifikován oblačností a výměnou vzduchových hmot
- **denní amplituda teploty** ($T_{\max} - T_{\min}$):
vegetační kryt: snížení denní teplotní amplitudy a průměrné teploty
sněhová pokrývka: izolační vlastnosti – zmenšení amplitudy, vzestup průměrné teploty
(holomrazy)
- **změny teploty s hloubkou pro homogenní půdu** – Fourierovy zákony:
 - a) denní a roční perioda výkyvů teploty půdy se s hloubkou nemění
 - b) teplotní amplituda se s aritmetickým růstem hloubky geometricky zmenšuje (10-30 m – úroveň stálé roční teploty)
 - c) čas maxima a minima teploty se v denním a ročním chodu zpožďuje s hloubkou
 - d) hloubky stálé denní a roční teploty jsou ve stejném poměru jako odmocniny period výkyvů ($1 : \sqrt{365} = 1 : 19,1$).

3.4 TEPLOTA VZDUCHU

- výkyvy teploty vzduchu – insolace, albedo, efektivní vyzařování

3.4.1 Denní chod teploty vzduchu

- prohřívání (ochlazování) atmosféry – postupuje zdola nahoru
- teplota vzduchu ve 2 m nad zemí – max 13-15 hod., min před východem Slunce
- pokles denní amplitudy s výškou (ve 2 m 30 % amplitudy na AP)
- opožďování denních extrémů s výškou
- vzestup teploty – kratší, strmější, pokles – delší, pozvolnější
- **denní amplituda** závisí na:
 - a) typ počasí (radiační > advekční)
 - b) roční období (pokles od jara do zimy)

- c) zeměpisná šířka (od rovníku k subtropům vzrůst, odtud k pólům pokles)
- d) kontinentalita klimatu (oceánský < kontinentální)
- e) tvary reliéfu (konvexní < rovina < konkávní)
- denní chod teploty se projevuje v atmosféře do větší výšky, než je takováto hloubka v půdě a oceánech

3.4.2 Roční chod teploty vzduchu

- roční amplituda teploty (zeměpisná šířka, kontinentalita, režim vzduchových hmot)
- **typy ročního chodu:**
 - a) rovníkový (malá amplituda, 2 nevýrazná maxima v rovnodennostech)
 - b) tropický (větší amplituda, max a min vázáno na výšku Slunce)
 - c) mírného pásu (max – červenec – srpen, min – leden – únor)
 - d) polární (vysoká amplituda, min na konci polární noci)

3.4.3 Změna teploty vzduchu s výškou, adiabatické procesy a vertikální stabilita ovzduší

- kladná EB – teplota s výškou klesá od maxima na AP
- záporná EB – teplota s výškou roste od minima na AP (inverze)
- **vertikální teplotní gradient** $\Gamma = -dt/dz$ [$^{\circ}\text{C}/100$ m výšky]
 - $\Gamma > 0$ – pokles teploty s výškou, $\Gamma < 0$ – vzestup teploty s výškou
 - hodnota Γ se mění nelineárně s výškou (při AP 10^3 $^{\circ}\text{C}/100$ m, v troposféře asi $0,6$ $^{\circ}\text{C}/100$ m)
- teplota tropopauzy: rovník -70 až -90 $^{\circ}\text{C}$, vysoké šířky -50 až -55 $^{\circ}\text{C}$
- **adiabatický děj** – přemísťování objemu vzduchu ve vertikálním směru, které se děje bez výměny energie s okolní atmosférou

A) suchý nebo nenasycený vzduch

- **suchoadiabatický gradient** $g = 1$ $^{\circ}\text{C}/100$ m
- teplota adiabaticky vystupujícího vzduchu: $T = T_0 - gz$
- teplota okolní atmosféry: $T_A = T_0 - Gz$
- adiabata suchého vzduchu (čárkovaně)
- stabilita/labilita teplotního zvrstvení
 - potlačena/vyvinuta konvekční výměna
- **konvekční zrychlení f**
- gravitační síla $q = V\rho g$
- Archimedova síla $q' = V\rho_A g$
- rozdíl sil $F = q' - q = V(\rho_A - \rho)g$
- zrychlení $f = F/m = F/V\rho = [(\rho_A - \rho)/\rho] \cdot g$
- Clapeyronova rovnice $\rho = 1/T$
- zrychlení $f = [(T - T_A)/T_A] \cdot g$
- po dosazení:
$$f = \{[(T_0 - gz) - (T_0 - \Gamma z)]/T_A\} \cdot g = [(\Gamma - g)/T_A] \cdot gz$$

- **typy teplotního zvrstvení:**

a) $\Gamma < g \Rightarrow f < 0$ – **stabilní zvrstvení**

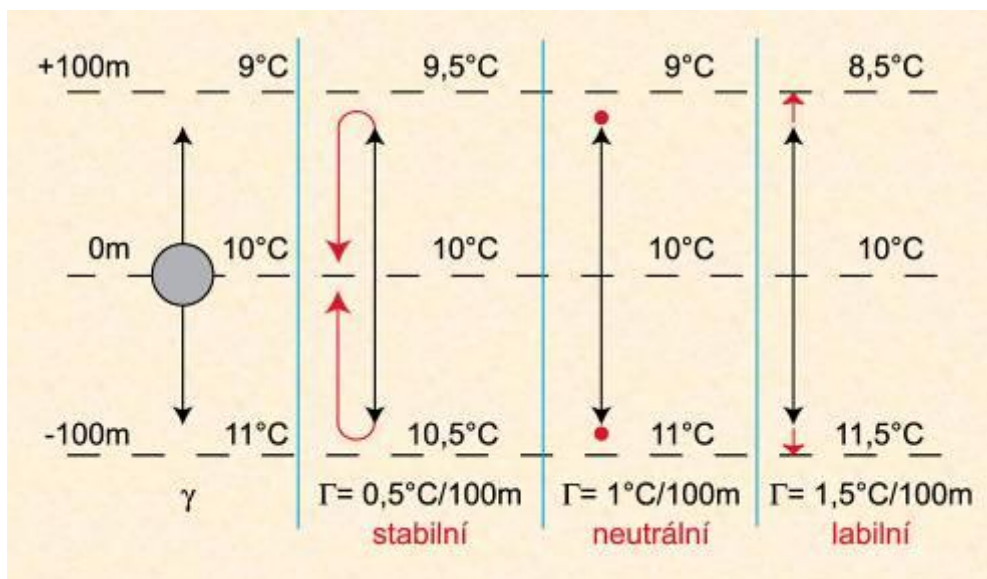
teplota adiabaticky vystupujícího vzduchu klesá s výškou rychleji než teplota okolní atmosféry – snaha vrátit se do původní polohy (teplotní inverze – Γ záporné)

b) $\Gamma = g \Rightarrow f = 0$ – **neutrální (indiferentní) zvrstvení**

teplota adiabaticky vystupujícího vzduchu a teplota okolní atmosféry se s výškou mění stejně – částice zůstává v poloze, do níž byla přesunuta

c) $\Gamma > g \Rightarrow f > 0$ – **labilní (instabilní) zvrstvení**

teplota adiabaticky vystupujícího vzduchu klesá s výškou pomaleji než teplota okolní atmosféry – po vychýlení tendence k dalšímu výstupu



Obr. 4 Typy teplotního zvrstvení

B) vzduch nasycený vodní parou:

- výstup nenasyceného, vlhkého vzduchu – ochlazování – dosažení stavu nasycení – kondenzace vodní páry – uvolnění latentního tepla – ohřev vzduchu

- **vlhkoadiabatický teplotní gradient g' :** $g > g' > 0$

- adiabata vlhkého vzduchu (plná čára)

- **typy teplotního zvrstvení se zřetelem na:**

nenasycený a nasycený vzduch:

a) $\Gamma > g > g'$ – labilní pro

nenasycený i nasycený vzduch

b) $\Gamma < g' < g$ – stabilní pro

nenasycený i nasycený vzduch

c) $g > \Gamma > g'$ – stabilní pro

nenasycený, labilní pro nasycený

(vlhkolabilní)

- **procesy vratné:** zůstává-li při adiabatických procesech zkondenzovaná voda v přemístovaném objemu vzduchu (teplota na počátku zdvihu a po návratu do původní polohy stejná)
- **procesy nevratné:** mění se obsah vody v přemístovaném objemu vzduchu – teplota vyšší než před výstupem (**procesy pseudoadiabatické**)
- **fén (föhn)** – suchý, teplý padavý vítr vanoucí na závětrné straně horských překážek
 - latinské favonius – teplý západní vítr
 - původně označení pro místní vítr vanoucí mezi Ženevou a Salzburkem
 - pól fénů – povodí řeky Rioni (Gruzie) – 114 dnů s fénem za rok
 - za 24 hodin rozpustí více sněhu než sluneční záření za 14 dnů
 - fénová nemoc
 - chinook (polykač sněhu) – východní svahy Skalnatých hor v Kanadě a USA, rychlé tání sněhu (vzestup teploty o 20 °C za 7 minut)
 - halny wiatr (Polsko)
 - fén ve volné atmosféře (anticyklonální)

3.4.3.1 Inverze teploty vzduchu

- stabilita (potlačena vertikální výměna) – hromadění látek pod inverzní vrstvou nebo rozptyl v inverzní vrstvě

A) přízemní inverze

- radiační – ochlazování přízemní atmosféry od AP dlouhovlnným vyzařováním
 - noční (jasno, malá rychlost větru, mocnost - jednotky až desítky metrů, během noci roste)
 - zimní (10^2 až 10^3 m, nad ní instabilní zvrstvení) často doprovázeny přízemní mlhou
- advekční – proudění relativně teplého vzduchu nad studený povrch (též jarní, sněhové)

B) inverze ve volné atmosféře

- radiační – ochlazování vzduchu od intenzivně vyzařující horní hranice oblaků
- sesedáním (subsidenční) – pokles vrstvy vzduchu ve vysokém tlaku vzduchu

3.4.4 Geografické rozložení teploty vzduchu

- **mapy izoterem** (přepočet teplot na hladinu moře) – zonalita
- azonalita – rozdíly v energetické bilanci, všeobecná cirkulace atmosféry, mořské proudy

hlavní rysy v rozložení izoterem:

- a) pokles teploty od rovníku k pólům (max na zimní polokouli)
- b) póly zimy
 - Severní polokoule – Jakutsko, Grónsko (-70 °C)
 - ČR – Litvínovice u Českých Budějovic -42,2 °C (11.2.1929)
 - Jižní polokoule – Antarktida (Vostok -89,6 °C, 21.7.1983)
- c) póly tepla – přes 50 °C
 - Sahara, Perský záliv, střední část povodí Indu, jih USA a Mexika
 - San Luis Potosi (Mexiko) 57,8 °C (11.8.1933), El Azizia (Libye) 57,8 °C (13.9.1922)
 - ČR – Praha-Uhřetěves 40,2 °C (27.7.1983), Dobřichovice 40,4 °C (20.8.2012)

- centrální část Austrálie, severní část pouště Atacama
- d) zima: ohyb izoterem nad oceány k severu a nad kontinenty k jihu
léto: naopak
- e) ohyby izoterem nad oceány k vyšším zeměpisným šířkám účinkem teplých a k nižším šířkám účinkem studených mořských proudů
- f) všeobecná cirkulace atmosféry: zima - Asie, Severní Amerika: západní části teplejší (oceánský vzduch), východní části chladnější (sezónní anticyklony)

3.5 VODA V ATMOSFÉŘE

- skupenství pevné, kapalné, plynné
- do atmosféry se voda dostává **výparem** (výška vrstvy vypařené vody v mm) z aktivního povrchu:
 - a) **evaporace** – výpar z neživého substrátu (fyzikální proces)
 - b) **transpirace** – výpar z nadzemních orgánů rostlin (proces fyziologický)
evaporace + transpirace = **evapotranspirace**
 - c) **výparnost** – výpar probíhající za víceméně umělých podmínek (z volné vodní hladiny, dostatek vody v substrátu aj.)
- výpar z AP závisí na:
 - a) obsahu vláhy v podloží aktivního povrchu a jeho teplotě
 - b) sytostním doplnku
 - c) rychlosti větru
- výpar má jednoduchý denní a roční chod
- přenos vodní páry do atmosféry:
 - a) turbulentní proudění
 - b) molekulární difuze – pronikání molekul jednoho plynu (vodní pára) do druhého (suchý vzduch) směřující k vytvoření jejich homogenní směsi

3.5.1 Charakteristiky vlhkosti vzduchu

a) napětí (tlak) vodní páry e [hPa] – dílčí tlak vodní páry ve směsi se vzduchem

- denní chod:
 - *typ zimní (mořský)* – nad povrchem vody, extrémně vlhkým povrchem souše, blízkost aktivního povrchu – návaznost na výpar: min (minimum teploty), max – kolem 13. hod. (malá intenzita turbulence)
 - *typ letní (pevninský)* – dvojí maximum a minimum (druhotné minimum – růst turbulence a konvekce, tj. úbytek vodní páry při zemi)
- roční chod: analogický teplotě vzduchu
- změna s výškou:
 - kladná energetická bilance – e s výškou klesá
 - záporná energetická bilance (kondenzace vodní páry na AP) – e s výškou roste

b) napětí nasycení E [hPa] – tlak vodní páry nasyceného vzduchu (tj. maximální tlak vodní páry při dané teplotě)

- při záporných teplotách je E nad ledem nižší než nad přechlazenou vodou
- nad vypuklým povrchem (vodní kapky) je E vyšší než nad povrchem rovným nebo nad povrchem s větším poloměrem křivosti

- nad vodou obsahující rozpuštěné soli je E menší než nad vodou destilovanou
- c) **poměrná (relativní) vlhkost vzduchu** $r = e/E \cdot 100$ [%]
 - denní chod:
 - E se mění s teplotou výrazněji než e , s růstem teploty se poměr e/E zmenšuje a naopak
 - změna s výškou:
 - kladná energetická bilance – r s výškou roste
 - záporná energetická bilance (kondenzace vodní páry na AP) – r s výškou klesá
 - roční chod: víceméně opačný než chod teploty vzduchu
- d) **sytostní doplněk** $d = E - e$ [hPa] – napětí vodní páry, které chybí vzduchu k dosažení stavu nasycení
- e) **absolutní vlhkost vzduchu** a [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] – hmotnost vodní páry v jednotce objemu vzduchu
- f) **specifická vlhkost vzduchu** s – hmotnost vodní páry v jednotce hmotnosti vlhkého vzduchu [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$]
- g) **rosný bod** t [$^{\circ}\text{C}$] – teplota, na kterou musí klesnout teplota nenasyčeného vlhkého vzduchu o napětí páry e , aby se změnilo na napětí nasycení E

3.5.2 Kondenzace vodní páry v atmosféře, vznik oblaků a mlhy

3.5.2.1 Oblaka

- hmotnost vodní páry ve sloupci o základně 1 m^2 je asi 28,5 kg – nerovnoměrné rozložení – pokles s výškou (polovina do 1,5 km, 99 % v troposféře)
- pokles teploty s výškou – v určité výšce $T = t$, $e = E$ – **hladina kondenzace**
- **kondenzační jádra** (krystalky soli, prachové částice aj. – 10^1 až 10^6 částic v 1 m^3 vzduchu) – kondenzace (sublimace) vodní páry (bez nich stav přesycení)
- další výstup a pokles teploty – mikroskopické **zárodečné kapky**
- vzduch je nad většími kapkami, krystalky ledu a nad kapkami s vyšší koncentrací solí přesycen vodní parou – kondenzace (sublimace) – růst na **oblačné kapky (krystalky)** (10^3 - 10^5 nm), též spojování kapek opačného elektrického náboje
- malá rychlost pádu oblačných kapek a krystalů ($10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) – udrží se ve vzduchu
- oblak – nakupení produktů kondenzace nebo sublimace vodní páry ve vzduchu

Struktura oblaku:

- **vodní obsah oblaků** (vodnost) – hmotnost zkondenzované vody v jednotkovém objemu vzduchu (obvykle 10^{-5} až $4\cdot 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
- **oblačnost** – stupeň pokrytí oblohy oblaky (0/10-10/10, 0/8-8/8) – Země 5,4/10
- dělení oblaků **podle složení**:
 - a) vodní – vodní kapky, i přechlazené
 - b) smíšená – vodní kapky a ledové krystalky
 - c) ledová – ledové krystalky
- dělení oblaků **podle druhu**:
 - a) řasa – Cirrus (Ci)
 - b) řasová kupa – Cirrocumulus (Cc)
 - c) řasová sloha – Cirrostratus (Cs)
 - d) vyvýšená kupa – Altocumulus (Cc)

- e) vyvýšená sloha – Altostratus (As)
- f) dešťová sloha – Nimbostratus (Ns)
- g) slohová kupa – Stratocumulus (Sc)
- h) sloha – Stratus (St)
- i) kupa – Cumulus (Cu)
- j) bouřkový oblak – Cumulonimbus (Cb)
- dělení oblaků **podle průměrné výšky základny:**
 - a) oblaka vysoká (5-13 km) – Ci, Cc, Cs
 - b) oblaka střední (2-7 km) – Ac, As
 - c) oblaka nízká (do 2 km) – Ns, Sc, St
 - d) oblaka vertikálního vývoje (0,5-1,5 km) – Cu, Cb
- vedle druhu oblaků se ještě určuje:
 - **tvar** (rozdílnosti ve vzhledu a vnitřní struktuře oblaků) – např. lenticularis (čočkovitý)
 - **odrůda** (charakteristické rysy související s rozdílným uspořádáním oblačných prvků a s větší či menší průsvitností oblaků) – např. undulatus (zvlněný), translucidus (průsvitný)
- dělení oblaků **podle příčin vzniku:**
 - a) oblaka z konvekce (Cu, Cb) – termická konvekce, rozdílný vertikální rozměr, tvar a složení
 - b) oblaka z výstupných klouzavých pohybů (Ns, As, Cs) – na atmosférických frontách
 - c) oblaka vlnová (Sc, Ac, Cc) – vázána na teplotní inverze ve volné atmosféře a zvlnění jejich spodní hranice nebo na dynamickou deformaci proudění



Obr. 5 Mechanismus vzniku vlnových oblak

- d) oblaka z vyzařování (St) – pod základnou výškové inverze ochlazováním v důsledku dlouhovlnného vyzařování
- optické jevy – ohyb, lom a odraz světelných paprsků (např. na Ci, Cs - halové jevy jako kruhy, vedlejší slunce), rozklad světla při pronikání kapkami deště – duha
- **denní chod oblačnosti** (typ vzduchové hmoty, charakter advekce, teplotní zvrstvení):
 - a) radiační režim - dvojí maximum – ráno (St), časné odpoledne (Cu, Cb)
 - b) zima – jedno maximum ráno
- **roční chod oblačnosti** – dynamika atmosférické cirkulace (max – zima, cyklonální činnost, min – srpen-říjen)
- **geografické rozložení oblačnosti**

3.5.2.2 Mlhy

- **mlha** - nakupení produktů kondenzace nebo sublimace vodní páry při zemském povrchu, kdy je horizontální dohlednost menší než 1 km
- vzniká ochlazením vzduchu na teplotu rosného bodu
- kondenzační jádra a jejich hygroskopičnost – tvorba mlhy již v nenasyceném vzduchu ($r = 90-95\%$) – větší výskyt mlh ve městech
- **dělení mlh:**
 - a) mlhy radiační – spojeny s radiačními inverzemi
 - mlhy přízemní (noční inverze)
 - mlhy vysoké (zimní inverze, popř. růst oblaků z vyzářování k zemskému povrchu)
 - b) mlhy advekční – přemísťování relativně teplejšího vzduchu nad chladný povrch
 - c) mlhy z vypařování – výpar relativně teplé vody do studeného vzduchu (vodní plochy – podzim, zima)
- **kouřmo** – přítomnost vodních kapek v atmosféře, kdy horizontální dohlednost je v rozmezí 1-10 km
- **zákal** – zhoršení dohlednosti v atmosféře, které je způsobeno přítomností pevných prachových a kouřových částic
- **smog** – smoke (kouř), fog (mlha) – různé druhy silně znečištěného ovzduší zvláště ve velkoměstech, snížená viditelnost, bez spjitosti s kouřem či mlhou

Tab. 2 Rozdíly mezi „klasickým“ a fotochemickým smogem

Typické podmínky výskytu a vlastnosti	Londýn /„klasický“ smog/	Los Angeles /fotochemický smog/
měsíce nejčastějšího výskytu	prosinec—leden	srpen—září
denní doba maximální intenzity	časně ráno	poledne
viditelnost	méně než 30 m	0,8 až 1,6 km
↑ relativní vlhkost	vysoká /mlha/	nízká
↑ teplota vzduchu	–1 až 4 °C	24 až 32 °C
typ teplotní ↑ inverze	přízemní /od zemského povrchu/	výšková
rychlost ↑ větru	bezvětrí	pod 3 m/s
hlavní paliva	uhlí	benzín, nafta
hlavní složky	pevné částice /kouř aj./, CO, sloučeniny síry	ozón uhlovodíky oxidy dusíku
typ chemické reakce	redukční	oxidační, podmíněná slunečním zářením
hlavní účinky	podráždění průdušek a plic, kašel	podráždění očí, praskání gumy, škody na vegetaci

3.6 ATMOSFÉRICKÉ SRÁŽKY

- růst rozměru a hmotnosti kapek a ledových krystalků – výstupné proudy je neudrží – vypadávají jako tzv. **vertikální srážky**
- **tvary vertikálních srážek:**
 - 1) **děšť** – vodní kapky o průměru nejméně 0,5 mm
 - 2) **mrholení** – malé kapky vody o průměru menším než 0,5 mm
 - 3) **sníh** – ledové krystalky hvězdicovitého tvaru (při teplotách nad -5 °C vločky)
 - 4) **sněhové krupky** – bílá, neprůsvitná, kulovitá, kyprá ledová zrna (průměr 2-5 mm)
 - 5) **sněhová zrna** (krupice) – bílá neprůsvitná ledová zrna (průměr menší než 1 mm)
 - 6) **zmrzlý děšť** – průhledná ledová zrna (průměr menší než 5 mm), mrznutí dešťových kapek nebo roztátých vloček
 - 7) **námrazové krupky** – sněhová zrna obalená vrstvičkou ledu
 - 8) **kroupy** – kuličky či kousky ledu o průměru 5-50 mm, i více
 - 9) **sněhové jehličky** – jehlicovité, sloupkovité nebo destičkovité krystalky ledu
- **dělení vertikálních srážek podle doby trvání:**
 - a) trvalé srážky
 - b) přeháňky
- **horizontální srážky** – produkty kondenzace (sublimace) vodní páry na relativně studeném zemském povrchu, předmětech na něm a na vegetaci, popř. zachycování oblačných kapek nebo kapek mlhy na nich
- **tvary horizontálních srážek:**
 - 1) **rosa** – vodní kapky různé velikosti, často splývající
 - 2) **zmrzlá rosa** – zmrzlé kapky bělavé barvy
 - 3) **jíní** (šedý mráz) – ledové krystalky tvaru bílých jehlic, šupin či vějířků (jako rosa, ale teploty pod nulou - horizontální plochy)
 - 4) **jinovatka** (krystalická námraza) – kypré ledové krystalky jehlicovitého nebo vláknitého tvaru (usazují se při mlze za silného mrazu)
 - 5) **ovlhnutí** – povlak vodních kapek na svislých plochách (proudění teplého vlhkého vzduchu)
 - 6) **námraza** – trsy vláknitých bílých ledových krystalků (jako ovlhnutí, ale teploty pod nulou) – škody
 - 7) **ledovka** – sklovitá, ledová vrstva, vznikající zmrznutím přechlazených vodních kapek deště nebo mrholení na předmětech, jejichž teplota je nižší než 0 °C (dopadající kapky před zmrznutím splývají – souvislý ledový obal)
 - 8) **náledí, zmrázky** – mrznutí nepřechlazených kapek deště nebo mrholení na povrchu, jehož teplota je nižší než 0 °C
- **denní chod srážek:**
 - a) typ pevninský – dvě maxima (hlavní po poledni, vedlejší ráno)
 - b) typ mořský (pobřežní) – max. v ranních hodinách (růst labilitý teplotního zvrstvení - konvekce), min. po poledni

- **roční chod srážek** (všeobecná cirkulace atmosféry, vliv reliéfu):
 - 1) rovníkový typ (dvě období dešťů po rovníkových konvekce) – Kuala-Lumpur
 - 2) tropický typ (sblížení maxim s rostoucím φ na maximum v délce asi 4 měsíců) – Mazatlán
 - 3) typ tropických monzunů (období dešťů a sucha) - Bombaj
 - 4) typ subtropický středomořský (min v létě – subtropická anticyklona, max. na podzim a v zimě – posun subtropické anticyklony k jihu) - Athény
 - 5) typ mírných šířek – pevninský (max. v létě, min. v zimě) - Jakutsk
 - 6) typ mírných šířek – mořský (max. v zimě nebo víceméně rovnoměrné rozložení srážek) – Valentia (Dairbhre)
 - 7) monzunový typ mírných šířek (max. v létě, min. v zimě – větší amplituda) - Ochotsk
 - 8) polární typ (max. v létě, min. v zimě) - Dikson
- **geografické rozložení ročních úhrnů srážek** – rozložení oblačnosti (vodní obsah oblaků, dosažení hladiny ledových jader), rozložení oceánů, tvar a rozložení pevnin, utváření reliéfu
- **utváření reliéfu:**
 - a) návětrná strana – vynucený výstup vzduchu, adiabatické ochlazení – oblaka, zesilování kontrastů mezi vzduchovými hmotami při přechodu front – orografické zesílení srážek
 - b) závětrná strana - srážkový stín
horské svahy orientované k jihu – vyšší srážky pro zesilování konvekce
- **růst srážek s nadmořskou výškou** (vertikální pluviometrický gradient v mm na 100 m výšky) – od určité úrovně pokles srážek (srážková inverze)
- mezi obratníky – 1000-2000 mm/rok, subtropy – kolem 250 mm, mírné šířky – 500-1000 mm na západě, do centrálních a východních částí kontinentu 300-500 mm, polární oblasti – 200-300 mm
- **srážkové extrémy:**
 - Čerrápuňdži (Indie, 1313 m) – 26 461 mm (VIII/1860 – VII/1861) – srážkové návětrí, letní monzun
 - Cilaos (Réunion) 1870 mm (15.3.1952)

Česká republika:

- Nová Louka (780 m) 345 mm (29.7.1897)
- Jizerka (870 m) – 2201 mm (1926)
- Velké Přítočno (386 m) 247 mm (1933)
- Skryje, Písky (360 m) 247 mm (1959)

3.7 HUSTOTA A TLAK VZDUCHU

- tlak p – síla F rovnoměrně spojitě rozložená, působící kolmo na rovinnou plochu, dělená velikostí této plochy S , tedy $p = F \cdot S^{-1}$ [$\text{Pa} = \text{N} \cdot \text{m}^{-2}$]
- barometrický (atmosférický) tlak – tlak atmosféry na všechna tělesa v ovzduší a na zemský povrch bez zřetele na orientaci stěn tělesa, který se rovná hmotnosti vzduchového sloupce nacházejícího se nad nimi [$\text{hPa} = \text{mbar}$]

- normální barometrický tlak 1013,25 hPa (760 Torrů)
- základní fyzikální charakteristiky plynu: tlak p , absolutní teplota T , hustota ρ
- stavová rovnice plynů (ideální plyn)

$$pv = RT$$

(R – plynová konstanta, $v = 1/\rho$ specifický objem)

$$p = \rho RT \text{ nebo } \rho = p/RT$$

(Clapeyronova rovnice)

vlhký vzduch = suchý vzduch + vodní pára

tlak	p	$p - e$	e
hustota	ρ'	ρ	ρ_v

3.7.1 Změna hustoty a tlaku vzduchu s výškou

- pokles hustoty vzduchu s výškou (protože s výškou klesá i teplota, není pokles tak výrazný)
- **základní rovnice statiky atmosféry** – vyjadřuje podmínku rovnováhy mezi vertikálními silami, působící na jednotkovou hmotnost vzduchu
 - objem vzduchu dz .1.1
 - dolní základna – tlak p , horní základna $p + dp$
 - tíhová síla $F = \rho g dz$
 - je-li objem v rovnovážném stavu:

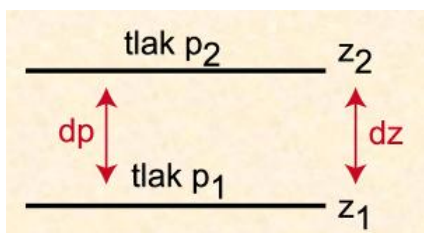
$$F + p + dp = p$$

$$p - (p + dp + \rho g dz) = 0$$

$$dp = - \rho g dz, \text{ neboli}$$

$$- \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g = 0$$

- $-dp/dz$ – **vertikální tlakový (barický) gradient** v hPa na 100 m výšky
- $1/\rho dp/dz$ – síla vertikálního tlakového gradientu
- **barometrická rovnice:**
- změna tlaku při změně výšky z úrovně z_1 (s tlakem p_1) do úrovně z_2 (p_2)



$$dp = -\frac{\rho g}{RT} dz \quad \text{nebo} \quad \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz. \quad (*)$$

Integrovaním druhého vztahu (*) v mezích z_1, z_2 a p_1, p_2 dostaneme

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} \int_{z_1}^{z_2} dz$$

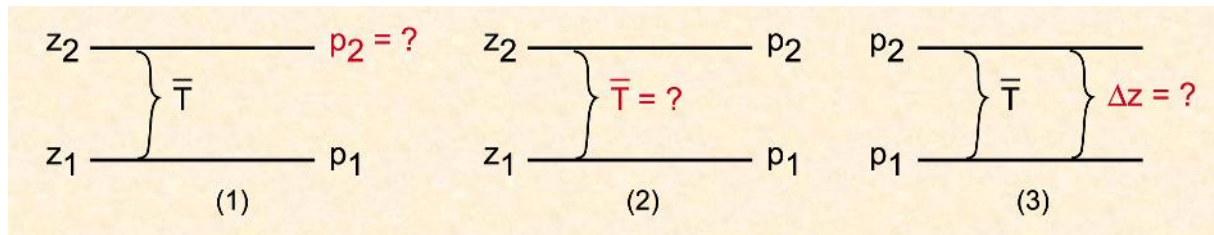
a po vyřešení integrálů:

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{RT} (z_2 - z_1) \quad \text{nebo po úpravě a odlogaritmování:}$$

$$p_2 = p_1 \cdot e^{-\frac{g}{RT} (z_2 - z_1)}.$$

- typy řešených úloh:

1. tlak vzduchu v určité úrovni, známe-li tlak v úrovni jiné a průměrnou teplotu vrstvy vzduchu mezi nimi,
2. průměrnou teplotu vrstvy vzduchu o známé mocnosti pomocí tlaku na její základně a horní hranici,
3. výškový rozdíl mezi dvěma úrovněmi, známe-li tlak v těchto úrovních a průměrnou teplotu vrstvy vzduchu mezi nimi (tzv. **barometrická nivelace**)



- **barický stupeň** $h = -dz/dp$ [m/1 hPa], tedy výškový rozdíl odpovídající změně tlaku o 1 hPa

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g}$$

- protože $dp = -\rho g dz$, je

$$h = \frac{RT}{p g}$$

- po dosazení $\rho = p/RT$, je
- **v teplém vzduchu klesá tlak s výškou pomaleji než ve vzduchu studeném**

3.7.2 Barické pole

- **tlakové (barické) pole** – rozložení tlaku vzduchu v atmosféře
- plochy o stejném tlaku vzduchu - **izobarické plochy**
- výšky určité izobarické plochy nad hladinou moře, spojené izohypsami (barický reliéf) – **mapy absolutní topografie (AT)**

- **standardní tlakové hladiny:**

p [hPa]	1000	850	700	500	400	300	200	100	50	10
H [km]	0	1,5	3	5	7	9	12	16	20	32

- relativní převýšení vyšší izobarické plochy s nižším tlakem nad plochou nižší s vyšším tlakem – **mapy relativní barické topografie (RT)**
- ve studeném vzduchu je mocnost vrstvy mezi tlakovými hladinami menší než ve vzduchu teplém, tedy mocnost vrstvy je přímo úměrná její střední teplotě
- do map barické topografie se nevynášejí běžné výšky izobarických ploch, ale jejich **geopotenciály**
jednotkou je geopotenciální metr gpm: $\Delta H = g/9,8 \cdot \Delta z$
- barické pole na hladině moře se vyjadřuje pomocí průsečíků izobarických ploch o různém tlaku s jeho povrchem – **izobary**
- **celkový tlakový gradient** – prostorový vektor, směřující v každém bodě izobarické plochy po normále n k této ploše na stranu nižšího tlaku ($-\Delta p/\Delta n$)
- **horizontální tlakový gradient** – vektor ve směru normály n na stranu nižšího tlaku vzduchu ($-\nabla p = -dp/dn$ – jednotky hPa na 110/111 km)
- ∇p závisí na tangente úhlu sklonu izobarických ploch k horizontální rovině
- ∇p má na vzduch silový účinek – jeho síla **G** je dána rozdílem horizontálních tlaků, působícím na jeho stěny ve směru kolmém na izobary, děleném hmotností
- **charakteristické tlakové útvary:**
 - a) **tlaková výše (anticyklona)** – uzavřené koncentricky uspořádané izobary s nejvyšším tlakem uprostřed
 - b) **tlaková níže (cyklona)** – uzavřené koncentricky uspořádané izobary s nejnižším tlakem uprostřed
 - c) **hřeben vysokého tlaku** – pásmo vyššího tlaku vybíhající z tlakové výše nebo oddělující dvě tlakové níže, nejvyšší tlak v ose hřebenu
 - d) **brázda nízkého tlaku** – pásmo nižšího tlaku vybíhající z tlakové níže nebo oddělující dvě tlakové výše, nejnižší tlak v ose brázdy
 - e) **barické sedlo** – část barického pole mezi dvěma protilehlými tlakovými výšemi a nížemi, příp. mezi dvěma hřebeny a brázdami

3.7.2.1 Dělení tlakových útvarů

- změny teploty vzduchu v horizontálním a vertikálním směru podmiňují charakter barického pole
- **v teplém vzduchu jsou izobarické plochy od sebe více vzdáleny než ve studeném vzduchu**
- s výškou se orientace horizontálního tlakového a teplotního gradientu sblíží – **průběh izobarických ploch ve výšce se blíží průběhu ploch izotermických**
- přední část cyklon – relativně teplý vzduch z nižších šířek, týlová část cyklon – relativně studený vzduch z vyšších šířek → izotermy mají tvar vlny → ve výšce: přední část cyklony – hřeben, týlová část – brázda

- u anticyklon naopak
- rozdělení cyklon a anticyklon podle **změny barického pole s výškou** v závislosti na poli teploty:
 - a) **cyklony nízké (teplé)** – teplé VH, s výškou rychle zanikají
 - b) **cyklony vysoké (studené)** – studené VH, vertikálně výrazně vyvinuty
 - c) **anticyklony nízké (studené)** – studené VH, s výškou rychle zanikají
 - d) **anticyklony vysoké (teplé)** – teplé VH, vertikálně výrazně vyvinuty

3.7.2.2 Denní a roční chod tlaku vzduchu

- kolísání teploty, přemísťování tlakových útvarů, slapy atmosféry
- **denní chod:** dvě maxima – před polednem a před půlnocí, dvě minima – časně ráno a po poledni (v rovníkových oblastech amplituda až 4 hPa)
- **roční chod:**
 - pevninský – max zima (ochlazování – sezónní anticyklony), min léto (prohřívání – cyklony)
 - oceánský vysokých šířek – max začátkem léta, minimum v zimě
 - oceánský mírných šířek – méně výrazné extrémů (max – zima, léto, min – jaro, podzim)
 - monzunový – max zima, min léto
- **tlakové extrémů:**
 - 1083,8 hPa – Agata, Sibiř, 263 m, 31.12.1968 (teplota -46 °C)
 - 870,0 hPa – supertajfun Tip v Tichém oceánu 12.10.1979
 - ČR – rozmezí asi 970–1050 hPa

3.7.2.3 Geografické rozložení tlaku vzduchu

- hodnoty tlaku vzduchu přepočtené na hladinu moře – mapy izobar
- **akční centra atmosféry** – oblasti s opakovanou tvorbou a zánikem stejných tlakových útvarů – v dlouhodobých průměrech výskyt uzavřených oblastí vyššího a nižšího tlaku vzduchu – *centra stálá (permanentní) a sezónní*
- **leden:**
 - pás nízkého tlaku podél rovníku (výraznější tlakové níže nad Jižní Amerikou, Afrikou a Austrálií)
 - subtropy: azorská a havajská tlaková výše
 - mírné a subpolární šířky: stacionární tlakové níže (islandská a aleutská), sezónní tlakové výše (asijská a kanadská)
 - polární oblast – vzestup tlaku
- **červenec:**
 - přesun rovníkového pásma nízkého tlaku vzduchu k severu – mexická a íránská níže, azorská a havajská výše zachovány
 - mírné a subpolární šířky – souvislý pás nízkého tlaku (stacionární tlakové níže, sezónní termicky podmíněné níže nad kontinenty)
 - polární oblast – vzestup tlaku

3.8 PROUDĚNÍ VZDUCHU

- vyrovnávání tlakových rozdílů – **proudění z oblasti vyššího tlaku do oblasti nižšího tlaku vzduchu**
- **laminární proudění**: malé rychlosti pohybu, tenká vrstva vzduchu (10^{-4} m) nad aerodynamicky hladkým povrchem
- **turbulentní proudění**: z laminárního při překročení kritické rychlosti, závislé na příčném rozměru proudu, kinematické viskozitě vzduchu a teplotní instabilitě; představuje systém vírů různého měřítka
- **příčiny vzniku vírového proudění**:
 - a) **termické** (termická deformace proudění)
nerovnoměrné zahřívání – deformace izobarických ploch – uzavřená cirkulace **konvekční buňky**
 - b) **dynamické** (dynamická deformace proudění)
velkoprostorové víry: rozložení tlakových útvarů, uchylující síla zemské rotace, odstředivá síla, síla tření
maloprostorové víry: tvary aktivního povrchu
- víry jsou energeticky vázány (energie větších vírů je spotřebovávána víry menšími)
- pro existenci vírů je nutná dodávka vnější energie (např. tepelné)
- denní perioda z hlediska intenzity turbulence:
část nadadiabatická – maximum turbulence (insolace),
část inverzní – minimum turbulence
- víry určitých velikostí jsou charakteristické určitou orientací osy (velkoprostorové – vertikální, konvektivní a mezoprostorové – vertikální i horizontální, maloprostorové – libovolná)

3.8.1 Pohyb vzduchu v měřítku velkoprostorových vírů

- horizontální složka pohybu vzduchu – **vítr** (rychlost, směr)
- **síly působící na horizontální pohyb vzduchu**:
 - a) síla horizontálního tlakového gradientu **G** – příčina pohybu
 - b) uchylující síla zemské rotace **A** – uchylování pohybu částice
 - c) odstředivá síla **C** – pohyb po křivočaré trajektorii
 - d) síla tření **R** – proti směru pohybu (účinek AP, vnitřní tření v atmosféře)
- **pohybová rovnice** objemu vzduchu o jednotkové hmotnosti
$$d\mathbf{v}/dt = \mathbf{G} + \mathbf{A} + \mathbf{C} + \mathbf{R}$$

3.8.1.1 Ustálený pohyb vzduchu bez tření

- **ustálený (stacionární) pohyb vzduchu** – v každém bodě prostoru se nemění vektor pohybu ($d\mathbf{v}/dt = 0$, tj. výslednice všech sil je nulová)
- **geostrofický vítr**
 $\mathbf{C} = 0, \mathbf{R} = 0, \mathbf{A} = -\mathbf{G}$
(přímkové izohypsy)

v případě malého zakřivení izohypsy se mu blíží horizontální proudění nad mezní vrstvou atmosféry

- tyto rozdíly souvisí s denním chodem intenzity turbulence – při konvekci se transportuje i horizontální rychlost částic, ve výšce brzdící účinek na relativně rychle se pohybující vzduch
vertikální rozměr přízemního vyrovnávacího proudění – zmenšení vede k růstu rychlosti
- směr větru:
 - přízemní typ – dopoledne stáčení vpravo, po kulminaci rychlosti vlevo
 - výškový typ – naopak

3.8.2 Místní větry a místní cirkulační systémy

- **místní větry** – účinek výrazného reliéfu na všeobecnou cirkulaci atmosféry
 - a) **fén**
 - b) **bóra** – přetékaní studeného vzduchu přes horské překážky lemující pobřeží; nejdříve se hromadí, pak přetéká průsmyky a sedly; prudký pokles teploty (podtéká pod relativně teplý vzduch – vlnobití); výskyt: pobřeží Jadranu, oblast Novorosijska, Nová Země, Bajkal; místní názvy: údolí Rhône - mistral
- **místní cirkulační systémy** – rozdíly v energetické bilanci aktivního povrchu (změny fyzikálních vlastností AP, utváření reliéfu), změna orientace mezi dnem a nocí, vzhledem k rozměru a malé rychlosti se projevuje uchylující síla zemské rotace méně – proudění protíná izobary (izohypsy)
 - a) **brízy (pobřežní vánky)** – důsledek teplotních rozdílů mezi mořem a pevninou za jasného a klidného počasí; vertikální rozměr je 1-2 km, rychlost 3-5 m.s⁻¹
 - mořský vánek – vane v období insolace z moře na pevninu
 - pevninský vánek – vane v noci z pevniny na moře
 - b) **horské a údolní větry** – kombinace systému podélné a příčné cirkulace v horských údolích – mocnost cca do 200 m, rychlost kolem 5 m.s⁻¹
 - příčná cirkulace – výstupný (anabatický) a sestupný (katabatický) pohyb vzduchu podél ozářených resp. ochlazených svahů
 - podélná cirkulace:
 - horský vítr – katabatické proudění studeného vzduchu údolím dolů
 - údolní vítr – anabatické proudění teplého vzduchu údolím nahoru
 - c) **ledovcový vítr** – nárazovité katabatické proudění, vznikající ochlazením přízemní vrstvy vzduchu od povrchu ledovců; výskyt na údolních a dalších typech ledovců (včetně ledovcových štítů) – směrová stabilita – typy s jednoduchým a zdvojeným chodem
- **mechanismus vzniku ledovcového větru:**
- vznik horizontálního tlakového gradientu mezi ochlazeným vzduchem nad ledovcem a teplejším vzduchem ve stejné úrovni nad nižší částí ledovcového splazu
- teplotní rozdíl mezi chladnějším vzduchem nad ledovcem a teplejším vzduchem v jeho předpolí – opačný směr tlakového gradientu při zemi a ve výšce

3.8.3 Vírová proudění maloprostorového měřítka

- vázány na **konvektivní bouře** - soubor atmosférických jevů generovaných konvekcí, doprovázející vznik kumulonimbu (Cb): bouřka, intenzivní dešťové přeháňky nebo kroupy, krátkodobě zesílený vítr

- jádrem konvektivní bouře je tzv. konvektivní buňka (cela), pro níž jsou typické intenzivní výstupné a sestupné pohyby
- konvektivní bouře lze dělit na:
 - a) **jednobuněčné bouře** - tvořeny jedním jádrem, průměrný životní cyklus asi 30 minut, ve stadiu tzv. zralé buňky probíhají na její přední straně intenzivní výstupné a v její týlové části intenzivní sestupné pohyby
 - b) **multicely** - tvořeny několika vzájemně se ovlivňujícími buňkami v různém stadiu vývoje; trvání až několik hodin; během životního cyklu multicely může vznikat a zanikat až několik desítek jednotlivých buněk
 - c) **supercela** - složena z jediné buňky; od multicely se liší především přítomností rotujícího cyklonálního mezoměřítkového víru, který se stáčí postupně doprava; nejextrémnější projevy počasí (přívalové srážky, elektrická aktivita, krupobití a silné větry)
- jevy spojené s prouděním vázané na konvektivní bouře:
 - a) **húlava** - silný nárazovitý vítr, vázaný na výrazné rozhraní mezi teplým vzduchem v okolí bouřky a studeným vzduchem z bouřky vytékajícím; výskyt na studených frontách či čarách instability před nimi
 - b) **downdraft, downburst, macroburst, microburst**
 - downdraft - silný sestupný proud či propad studeného vzduchu
 - downburst - silný sestupný proud či propad studeného vzduchu, který při zemi získává podobu prudkého divergujícího větru s ničivými účinky, podobnými tornádu:
 - 1) macroburst - horizontální rozměry přes 4 km
 - 2) microburst - horizontální rozměr do 4 km, z hlediska intenzity nebezpečnější
 - c) **tromba** - vír v atmosféře s jinou než horizontální osou a s průměrem řádově jednotek, desítek, výjimečně i stovek metrů
 - **malé tromby** - nesouvisejí s konvektivní bouří; tvoří se od země vzhůru v silně přehřátém vzduchu nad pevninou; dosahují do výšky několika desítek až stovek metrů; lze je pozorovat v létě i v mírných zeměpisných šířkách (prachové nebo písečné víry)
 - **velké tromby** - vznikají ve vyšších výškách ovzduší při labilním teplotním zvrstvení a jsou vázány na kumulonimby, z nichž se spouštějí směrem k zemskému povrchu (**pseudotornádická tromba** - výskyt kondenzačního chobotu pod Cb, kdy nebyl prokázán dotek chobotu se zemským povrchem či vodní hladinou)
 - d) **tornádo** - silně rotující vír s vertikální osou pod spodní základnou supercely (důsledek rotace uvnitř supercely a intenzivního stříhu větru mezi výstupným a sestupným proudem); rotace tornáda - většinou cyklonální charakter
 - některé supercely mohou produkovat až několik tornád (slabá tornáda - nejsou vázána na supercely)
 - savé víry – menší víry, rotující po obvodu tornáda, způsobující ostře lokalizované a značně intenzivní, škody
- hodnocení škod – Fujitova stupnice intenzity tornád F0-F5 (od 2007 „Enhanced Fujita scale“ – EF, používá dodatečné indikátory škod pro lepší odhad rychlosti větru)

Tab. 3 Fujitova stupnice intenzity tornád

Intensita	Rychlost větru [km.h⁻¹]	Očekávaná škoda
F-0	61 – 115	Slabá
F-1	116 - 184	Mírná
F-2	185 - 259	Významná
F-3	260 - 342	Silná
F-4	343 - 432	Devastující
F-5	≥ 433	Katastrofální

F-1 částečně poničená krytina střech; jedoucí automobily vytlačované ze silnice; kůlny, garáže silně poškozené nebo zničené; větší stromy s pevnějšími kořeny výjimečně vyvrácené a přelomené

F-2 střechy některých budov stržené; mobilní domy a chatrnější stavby zničené; zděné domy bez vážnějších poškození zdí; lehčí auta nadnášena; většina izolovaně rostoucích velkých stromů vyvrácena nebo přelomena

F-3 stržené střechy a zbořené zdi i u dobře postavených budov; převržená auta; převrácené vlaky; většina stromů v lese vyvrácena

F-4 železobetonové budovy významně poškozené; cihlové a kamenné budovy těžce (neopravitelně) poškozené; méně pevné budovy srovnané se zemí; trosky chatrných budov rozptýlené do velkých vzdáleností od svých základů; auta unášena těsně nad zemí nebo odtažena na velké vzdálenosti; pahýly stromů úplně zbaveny kůry

F-5 železobetonové budovy těžce poškozené, ostatní budovy zcela zničené; auta přenášena vzduchem jako projektily na značné vzdálenosti; pole zcela bez vegetace, úroda vytrhaná i s kořeny