

Dálkový průzkum Země

ATMOSFÉRA

RNDr. Ladislav Plánka, CSc.

Institut geodézie a důlního měřictví, Hornicko-geologická fakulta, VŠB – TU Ostrava

*Podkladové materiály pro přednáškový cyklus předmětu „Dálkový průzkum Země“
(jazyková ani odborná korektura neprovedena)*

Atmosféra ...

- jako látkové prostředí (tj. předmět zájmu dálkového průzkumu, degradující účinek má záření zemského povrchu),
- jako prostředí (okolí) sledovaných objektů a jevů (tj. prvek, kterým sledované záření musí procházet a který degraduje měření a ztěžuje jejich interpretaci).

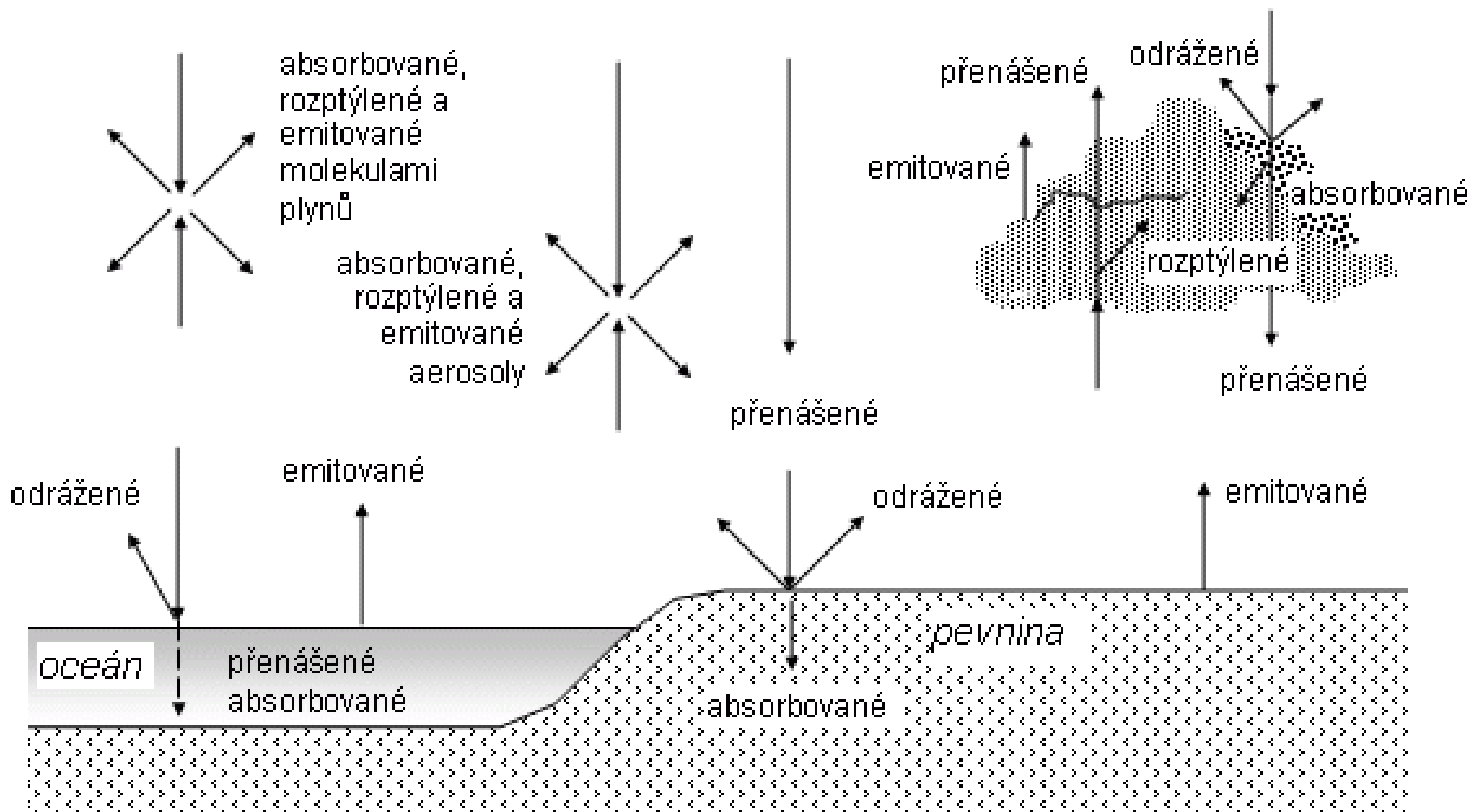
Křivka spektrálního odrazu objektů zjišťovaná z měření radiometru na leteckém, resp. družicovém nosiči je jiná než z měření radiometru na zemském povrchu v blízkosti těchto objektů (viz „přenosová funkce atmosféry“).

Vliv atmosféry na měření

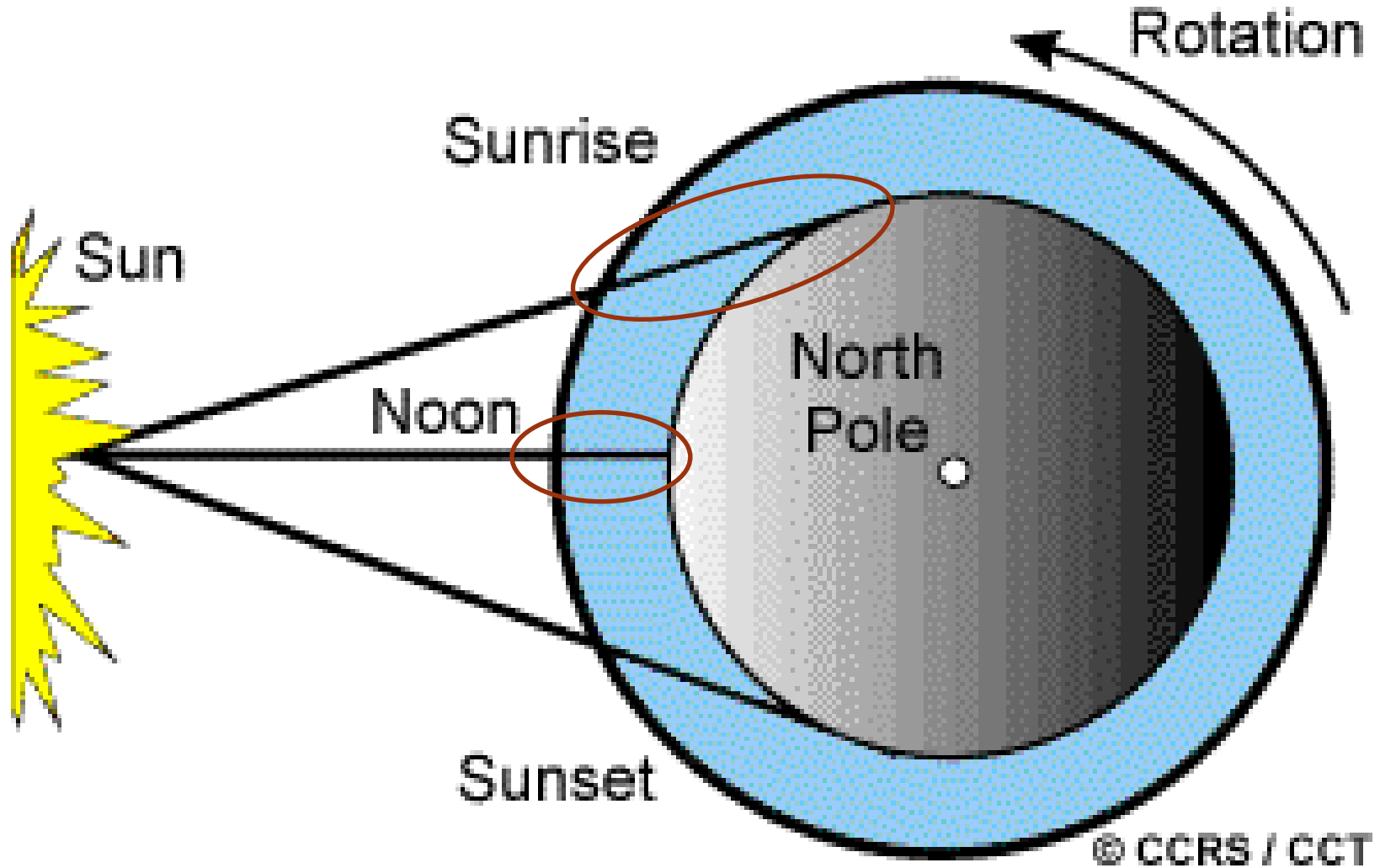
- Atmosféra záření ze vzdálených zdrojů:
 - rozkládá (disperze),
 - rozptyluje (scattering),
 - pohlcuje (absorption, absorpce),
 - odráží (reflexe),
 - směrově ohýbá (refrakce)

a v konečném důsledku zeslabuje (extinkce).
- Atmosféra je emitentem vlastního záření.

Vliv atmosféry je tím větší, čím je delší dráha paprsku atmosférou (hmota atmosféry) a čím je v atmosféře více nehomogenit.



Dráha paprsku atmosférou



Složení atmosféry

Podle fyzikálních vlastností jejich komponent:

- **Suchá a čistá atmosféra** - směs molekul všech plynů, které se v ovzduší nacházejí, mimo molekuly vody v jakémkoli skupenství) a látek, které se do atmosféry dostaly až díky lidské činnosti. **Taková směs plynů se chová jako téměř ideální plyn.**
- **Vlhká a čistá atmosféra** - vodní páry a kapky, ledové krystalky apod. (aerosol).
- **Reálná atmosféra** - znečišťující příměsi přírodního i antropogenního původu (aerosol).

Složení suché a čisté atmosféry

Plyn	Objemová procenta (cca)
Dusík (N ₂)	78,084
Kyslík (O ₂)	20,947
Argon (Ar)	0,934
Oxid uhličitý (CO ₂)	0,0314
Neon (Ne)	0,001818

Složení atmosféry

Procentní zastoupení většiny plynů se nemění až do výšek 90 – 100 km.

Výjimku tvoří **oxid uhličitý**, jehož množství se mění v **závislosti na čase** (ve dne je ho méně než v noci) a **na místě** (na souši je ho více než nad mořem) a **ozón**, jehož množství se mění s výškou (největší koncentrace je ve výškách kolem 22 km v tzv. ozonoféře) a také s časem.

Časově i prostorově proměnlivou složkou atmosféry je také **voda**. Koncentrace se mění v rozsahu 0 – 4 % (objemová procenta). Je soustředěna převážně do spodních 10 km atmosféry.

Složení atmosféry

- Atmosféra má vůči řadě plynů (např. CO, SO₃) samočisticí schopnost, a tak se jejich koncentrace nezvyšují. Nárůst množství CO₂ za posledních sto let z 0,029 % na 0,031 až 0,034 % je však hodnocen jako alarmující.
- Voda ve všech skupenstvích se podílí na řadě meteorologických jevů a dějů (oblačnost, srážková činnost, optické jevy v atmosféře aj.), které významně zasahují do dálkového průzkumu zemského povrchu.

Složení atmosféry

- Aerosol je disperzní soustava s plynným disperzním prostředím a tuhým nebo kapalným disperzním podílem (obvykle se jedná o znečišťující příměsi přírodního i antropogenního původu).
- Aerosoly bývají rozdělovány podle skupenství disperzního podílu na:
 - kouřmo a mlhy s kapalným disperzním podílem,
 - zákal, dýmy a prachy s tuhým disperzním podílem,
 - smogy a kouře, které současně obsahují tuhé látky i kapaliny.

Složení atmosféry

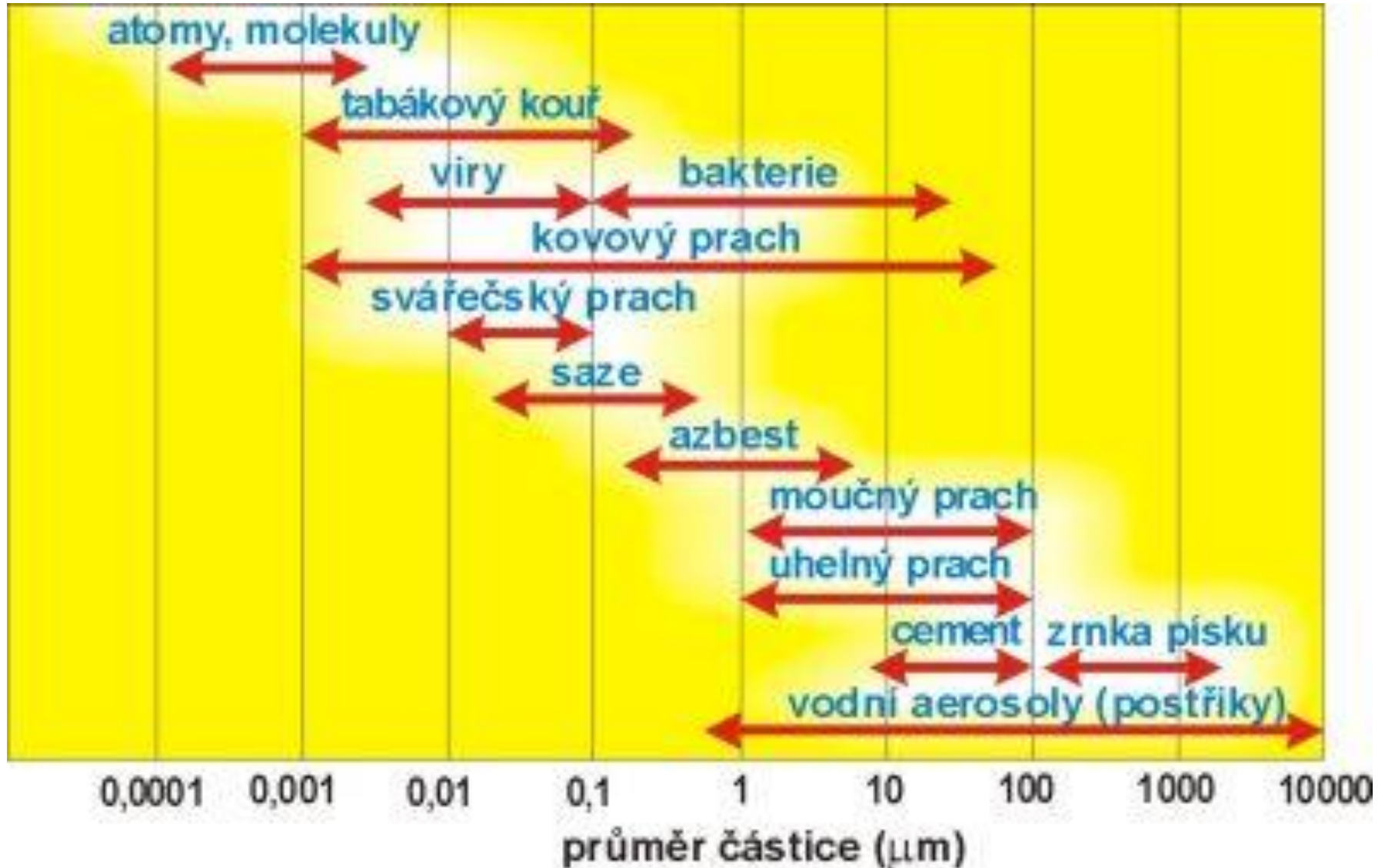
Rozhodující vliv na měření má:

- velikost částic,
- koncentrace částic,
- morfologie částic, především pak částic aerosolu.

Všechny výše uvedené parametry jsou značně proměnlivé v prostoru a v čase. Výskyt znečišťujících částic v atmosféře může být pozorován i mnoho dní po jejich transportu do atmosféry (např. výbuchem sopky).

Délka a intenzita výskytu je určována mj. i počasím (např. déšť vymývá a vítr značně rozptyluje průmyslové exhalace).

Velikost částic vyskytujících se v ovzduší



Koncentrace částic v m³ vzduchu

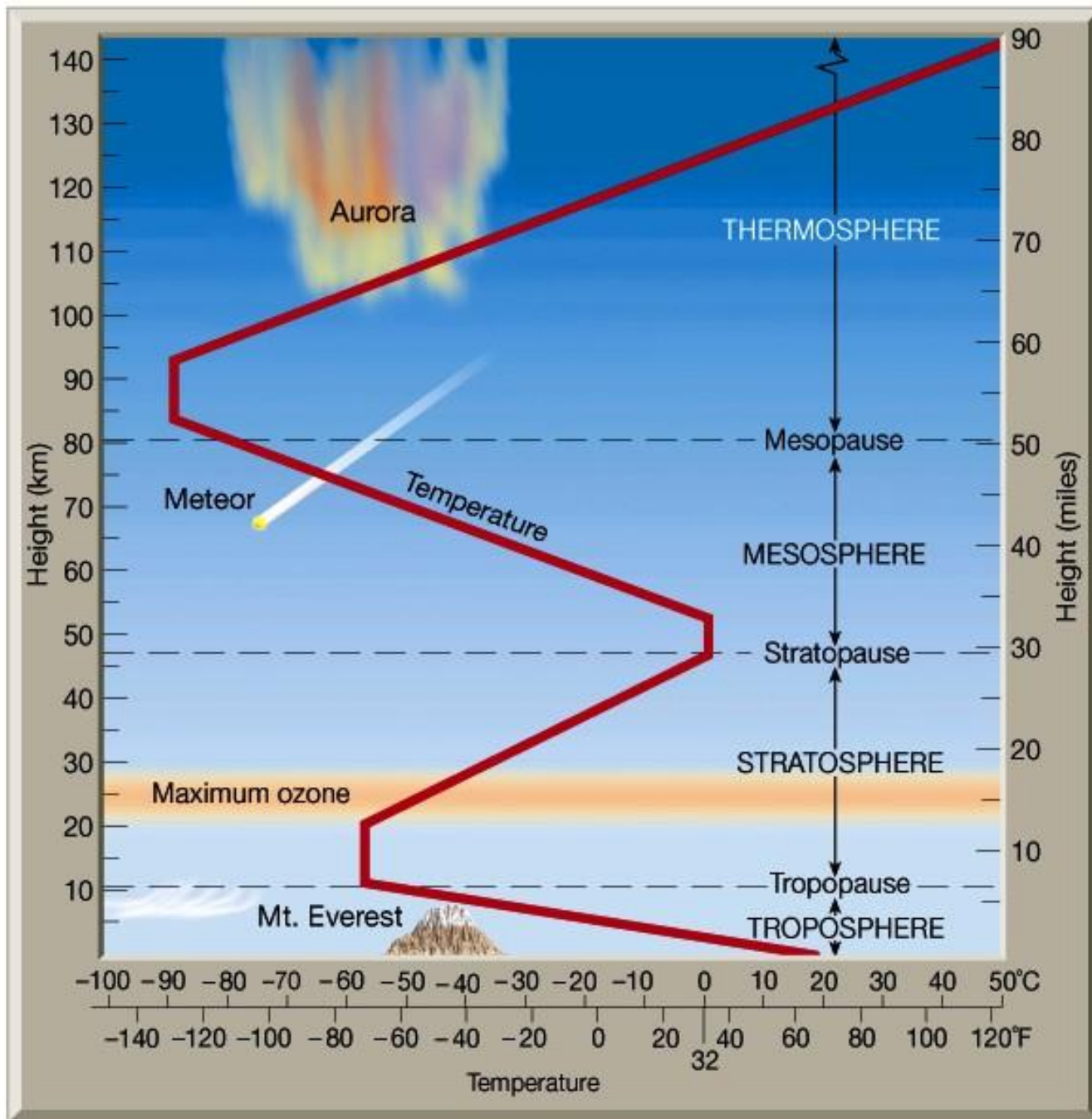
	Velikost částic	Koncentrace
Molekuly vzduchu	$10^{-4} \mu\text{m}$	10^{25}
Částice kouřma	$10^{-3} - 10^{-2} \text{ mm}$	$10^6 - 10^9$
Kapky mlhy	$10^{-2} - 1 \text{ mm}$	$10^6 - 10^8$
Kapky v oblaku	$1 - 10 \text{ mm}$	$10^6 - 3 \cdot 10^8$
Kapky deště	$10^{-2} - 10^4 \text{ mm}$	$10 - 10^4$

Složení atmosféry

Hustota atmosféry klesá exponenciálně s výškou:

- 50 % celkové hmoty atmosféry je obsaženo ve vrstvě do výšky 5 km od povrchu Země,
- do 30 km nad zemským povrchem tvoří 99 % její celkové hmotnosti (v troposféře je obsaženo asi 75 % všeho vzduchu), ...

... z toho vyplývá, že otázka vlivu atmosféry je aktuální nejen pro družicová měření, ale i pro všechna ostatní pozorování metodou dálkového průzkumu Země.



Stratifikace atmosféry

Stratifikace atmosféry

A. podle teplotního zvrstvení

- troposféra: Sahá od zemského povrchu do výšky 8-9 km na pólech až 17 km na rovníku; v našich zeměpisných šířkách 11 km. Její výška se mění i s ročním obdobím (v zimě je zpravidla vyšší než v létě). Troposféra má rozhodující vliv pro formování počasí. Tlak a teplota vzduchu v této vrstvě klesají téměř lineárně s výškou. Pokles teploty je v průměru asi $0,6^{\circ}\text{C}$ na 100 m. Je ukončena přechodnou vrstvou – tropopauzou.
- stratosféra: Dosahuje do výšky 50 km. Při analyzování meteorologických dat a při předpovědích počasí uvažujeme studujeme spodních 30 km atmosféry, takže i stratosféra má vliv na počasí. Stratosféra nemá jednotné rozdělení závislosti teploty na výšce. Teplota se mezi 11. a 30. km téměř nemění (cca -55°C). Mezi 30. a 50. km teplota roste téměř lineárně k -10°C až k 0°C (viz ozonoféra). Je ukončena přechodnou vrstvou – stratopauzou.
- mezosféra: Je vysoká asi 30 km. Teplota mezosféry se vzdáleností od Země klesá z počátečních -10°C až 0°C ve stratopauze až po téměř -90°C v mezopauze (hraniční vrstva s termosférou).
- termosféra: Charakteristický je nárůst teploty s výškou. Růst teploty pokračuje až do výšky asi 200 km nad Zemí. Horní hranice termosféry je ale ve výšce 400-500 km. Teplota v horní polovině termosféry je přibližně konstantní. Vyskytuje se zde **polární záře**. Je ukončena přechodnou vrstvou – termopauzou.
- exosféra: Vnější vrstva atmosféry volně navazující na „kosmický prostor“.

Stratifikace atmosféry

B. podle míry ionizace vzduchu

- **Neutrosféra:** Molekuly vzduchu nejsou do výšky 60 – 70 km vůbec, nebo jen velmi slabě ionizovány slunečním zářením. Krátké rádiové vlny neutrosféra propouští bez problémů.
- **Ionosféra:** Vzduch v ionosféře je silně zředěn a ionizován slunečním a kosmickým zářením. Volně se pohybující ionty a elektrony odrážejí zpět k Zemi různá pásma elektromagnetického záření. Ionosféra se podle nich dále strukturuje. Jednotlivé elektricky vodivé pásy označujeme D, E, F, F₁ a F₂.

C. podle dalších kritérií, např.:

- **homosféra x heterosféra** (podle procentního zastoupení jednotlivých plynů, resp. podle intenzity vertikálního promíchávání vzduchu, hranice ve výšce 100 km)
- ...

Interakce záření s atmosférou

- Rozptyl
- Absorpce

Interakce záření s atmosférou

Elektromagnetické pole dopadající vlny vyvolá elektrickou polarizaci molekuly/částice.

Tím vytváří dipólový moment, který se při oscilaci podél určitého směru chová jako miniaturní anténa a částice/molekuly se stávají oscilátory, které jsou zdrojem nové (sekundární) elektromagnetické vlny.

Její intenzita a další vlastnosti jsou závislé na druhu interakce.

Rozptyl záření

Rozptyl záření

Z hlediska teoretického je vhodné rozlišit případ:

- kdy je rozptylující částice tvořena jen jedním oscilátorem. Tomuto případu odpovídá rozptyl na molekulách a malých aerosolech (**Rayleighův rozptyl**),
- kdy je částice větší a výsledná vlna je projevem interference mezi parciálními vlnami oscilátorů, které ji tvoří. Tomuto případu odpovídá rozptyl na větších aerosolech (**Mieův rozptyl**).

Rozptyl záření

Pro to, zda lze rozptyl považovat za Rayleighův nebo Mieův, je rozhodující podíl velikosti částice r k vlnové délce dopadajícího záření λ .

Jeho velikost je vyjádřena rozměrovým parametrem

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda}$$

Rozptyl záření

- Jednodušší teorii Rayleigha je možné použít pro případy, kdy $a \leq 0,2$. Jakmile je charakteristický rozměr částice (např. průměr) mnohem menší než vlnová délka, lze částici aproximovat jednoduchým dipólem a použít koncepci Rayleighovy teorie.
- Když se velikost obou délek řádově shodují, stává se výsledná rozptýlená vlna výsledkem interference vln, které jednak částicí projdou a jednak ji míjejí. Tento případ je typem Mieova rozptylu.
- Je-li vlnová délka mnohem menší než částice, přechází problém rozptylu části do jiné kvalitativní roviny, kterou řeší geometrická optika (např. odraz).

Rozptyl záření

Zvětšení délky vlny má tedy z hlediska rozptylu stejný efekt, jako zmenšení rozměru částice. Takže částice, jejichž poloměr je menší než $1 \mu\text{m}$, budou:

„velké“ pro viditelné záření, ale

„malé“ pro infračervené záření s $\lambda = 10 \mu\text{m}$.

Podobně dešťové kapky o velikosti řádově $1000 \mu\text{m}$ jsou:

„velké“ pro infračervené záření, ale

„malé“ pro mikrovlnné záření používané radarem s vlnovou délkou několika cm.

Rozptyl záření (Rayleigh)

- Tok rozptýleného záření je nepřímo úměrný λ^4 . **Tato velmi silná závislost na vlnové délce vysvětluje, proč je obloha modrá.**

Záření kratší vlnové délky, odpovídající ve slunečním světle modré barvě, je v atmosféře rozptýleno mnohem silněji než jiné barvy. Stejný efekt způsobuje načervenalou záři oblohy při východu a západu slunce.

- Tento druh rozptylu je mnohem méně významný v oblasti infračerveného záření a zcela zanedbatelný u mikrovln.

Rozptyl záření (Rayleighův vztah)

N – počet molekul v objemové jednotce

n – index lomu

$$\sigma_m = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3N^2 \lambda^4}$$

Rozptyl záření

Intenzita rozptýleného záření aerosoly také klesá s rostoucí vlnovou délkou. Obvykle se průřez rozptylu vyjadřuje exponenciálním vztahem (A a B jsou parametry závisející na druhu aerosolu):

$$\sigma_a = \frac{A}{N\lambda^{-B}}$$

Největší vliv je ve viditelném a blízkém infračerveném pásmu spektra, nemá vliv na mikrovlnnou část spektra.

Rozptyl záření (neselektivní)

Neselektivní rozptyl vzniká na částicích podstatně větších, než je λ slunečního záření, procházejícího atmosférou.

To znamená, že je (ve viditelné části spektra) rovnoměrně rozptýleno modré, zelené a červené záření, které aditivním složením vytvářejí bílou barvu oblohy (mraky, mlha).

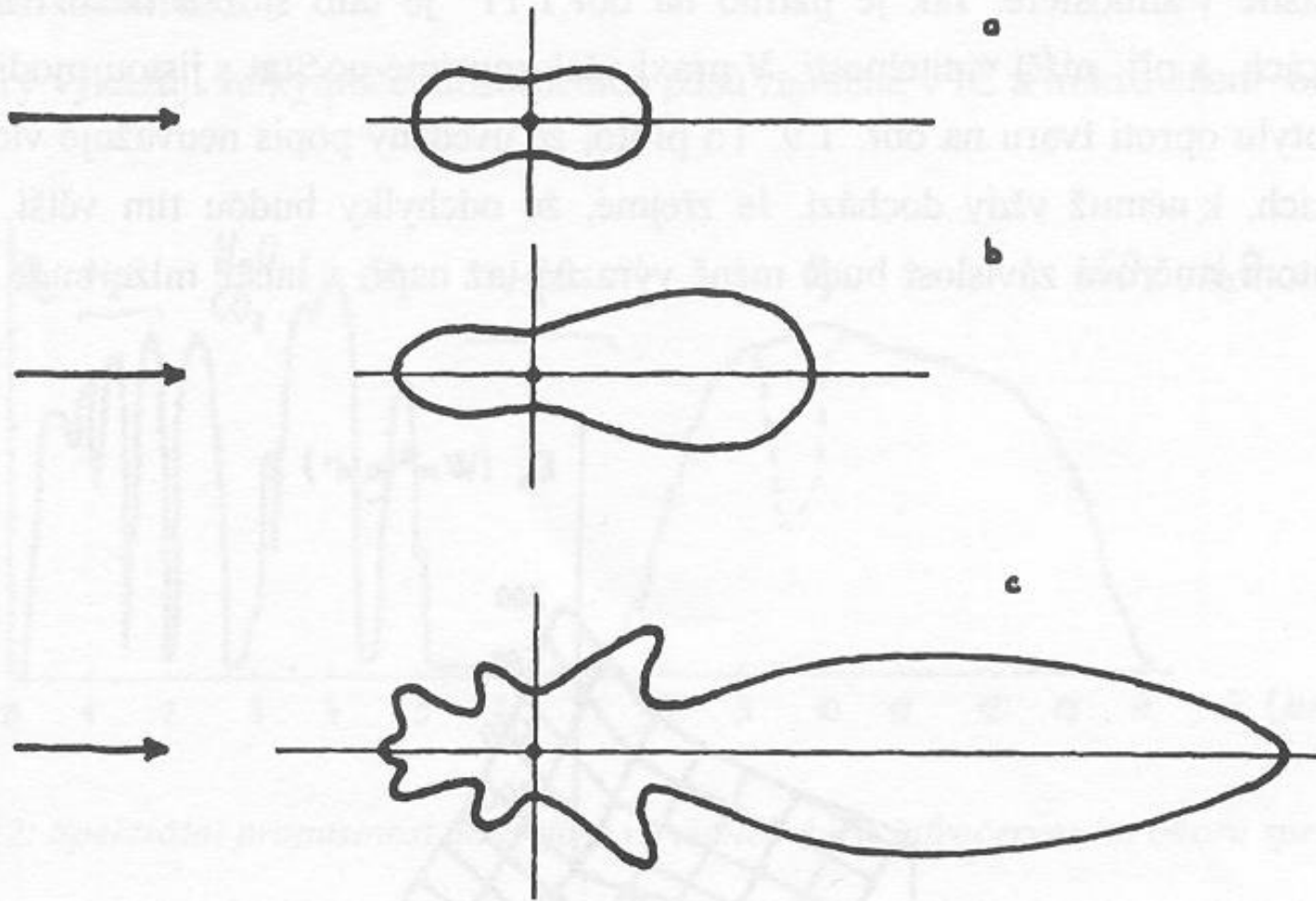
Rozptyl záření

Záření rozptýlené je součtem záření rozptýleného molekulami plynů (σ_m) a aerosoly (σ_a), neboť jejich počet na sobě vzájemně nezávisí.

Platí:

$$\sigma_r = \sigma_m + \sigma_a$$

Rozptyl záření



Diagramy rozptylu pro částice s různým velikostním parametrem a) $a=0,2$, b) $a=1,6$ c) $a=6,5$.

Rozptyl záření

Pro vyjádření účinnosti rozptylujícího mechanismu se používá termín **průřez úhlového rozptylu** $\sigma(\Theta)$, který je definován podílem zářivosti $I(\Theta)$ rozptýleného ve směru Θ k intenzitě dopadajícího záření E :

$$\sigma(\Theta) = \frac{I(\Theta)}{E}$$

Rozptyl záření

Průřez úhlového rozptylu má rozměr ($\text{m}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$) a vyjadřuje plochu, kterou prochází stejný tok dopadajícího záření, jako je tok záření rozptýleného do jednotkového prostorového úhlu ve směru Θ .

Pro dálkový průzkum je hodnota průřezu úhlového rozptylu důležitá tím, že určuje intenzitu rozptýleného slunečního záření, označovaného jako **difuzní záření** nebo také **záření denní oblohy**.

Rozptyl záření

- Rozptyl je **výrazně spektrální jev**, hodnoty průřezů jsou rovněž **spektrální veličiny** (tj. liší se podle vlnové délky).
- Podíl difúzní složky (tj. rozptýleného záření) ve slunečním ozáření zemského povrchu je přímo úměrný koncentraci částic v atmosféře, kde ve skutečnosti dochází k vícenásobnému rozptylu.

Rozptyl záření

- Některé z aerosolových částic jsou hygroskopické, takže mohou sloužit jako kondenzační jádra k vytváření vodních kapek nebo ledových krystalů.
- Narůstáním, které proces kondenzace doprovází, se výrazně mění vliv aerosolů na rozptyl záření.
- Rozptylové vlastnosti atmosféry proto do značné míry souvisejí s její relativní vlhkostí, zvláště když tato přesáhne 40 %.

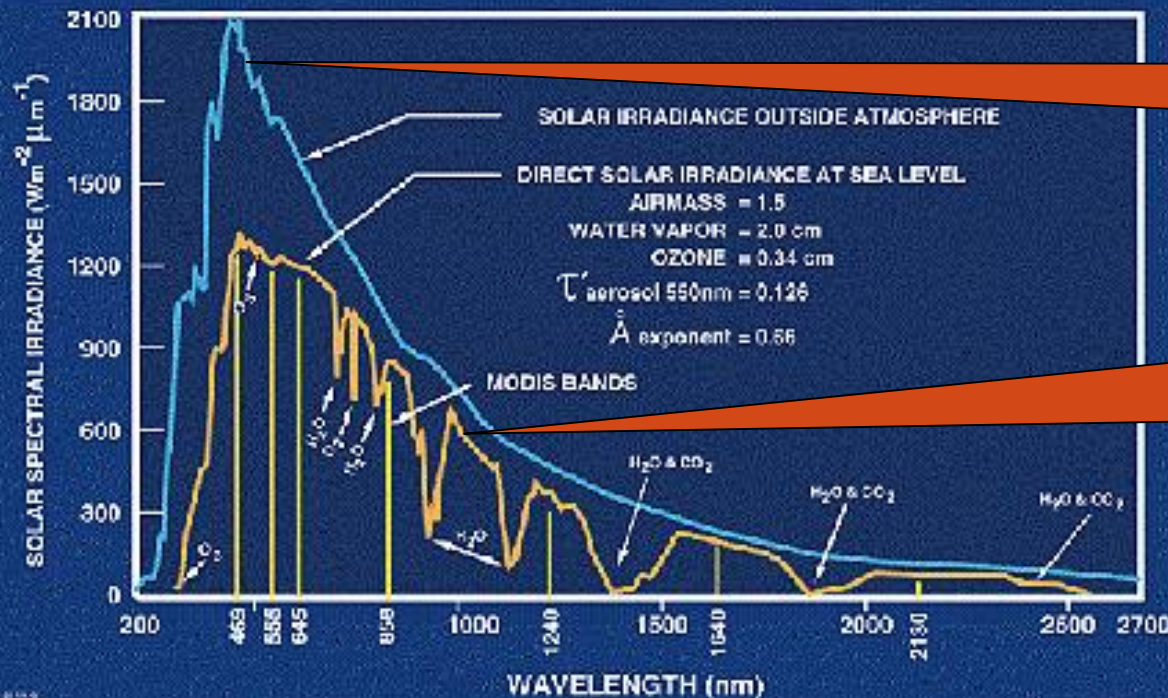
Absorpce záření

Absorpce záření v atmosféře...

- ... zmenšení intenzity dopadajícího záření a zároveň zvětšení vnitřní energie částic.
- Absorpce je různá pro různé vlnové délky.
- Velká absorpce je v tzv. **absorpčních pásech**, kde se neměří (měří se v **atmosférických**, tj. absorpčních, **oknech**).

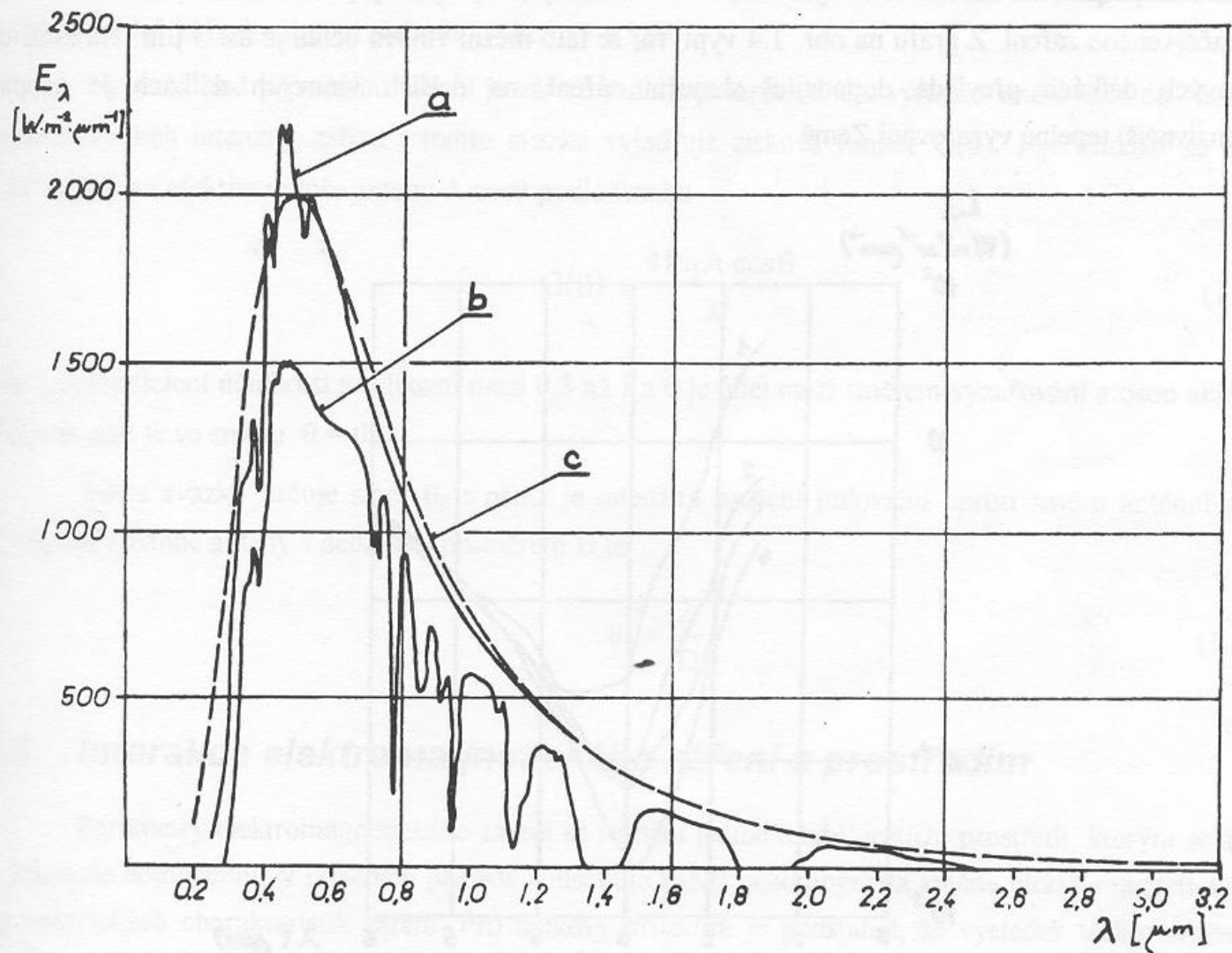
Absorpce záření v atmosféře

LAND-SOLAR RADIATION



ozařování nad atmosférou

přímé sluneční ozařování na hladině moře



Spektrální intenzita slunečního ozařování měřená a) nad atmosférou, b) na hladině moře;
c) - křivka pro černé těleso s teplotou 5900 K.

Absorpce

- Při absorpci dochází ke změně vnitřní energie molekul záření, která je tvořena energií elektronů v atomech a vibrační a rotační energií molekul.
- Vnitřní energie přispívá ke kinetické energii neuspořádaného pohybu molekul a tato energie určuje teplotu částice, a tím i její vyzařovací charakteristiku.

Absorpce

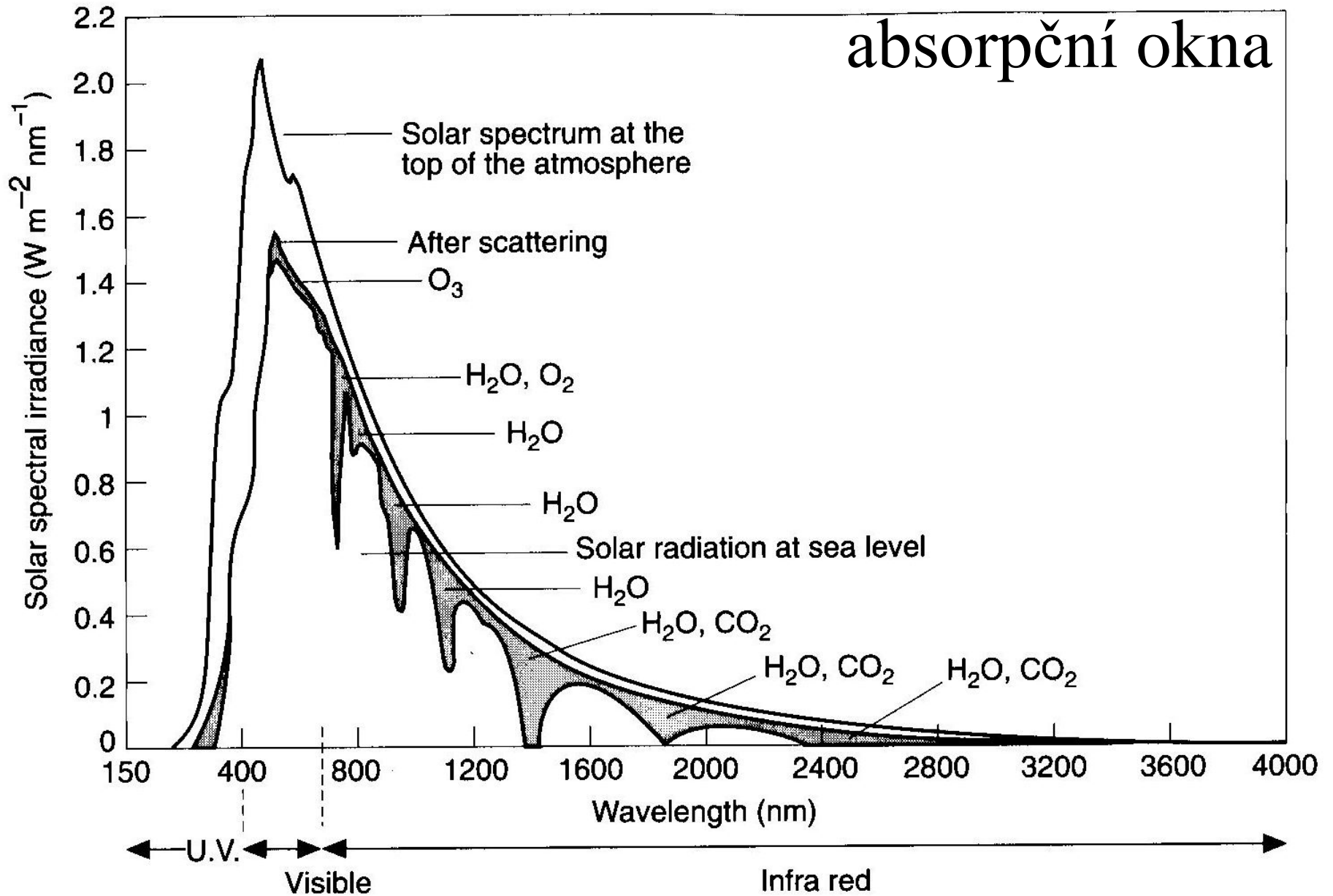
- Elektromagnetické záření je pohlcováno především plynnými složkami.
- Absorpce aerosolů je zanedbatelná.
- Nejsilnější absorpce je v IR a MW, neboť zde leží vlnové délky odpovídající frekvencím vibračního a rotačního pohybu molekul (výrazně je pohlcováno dopadající záření, spektrální pohltivost α_λ je blízká hodnotě 1 pro určitý interval vlnových délek, tj. pro určitý absorpční pás).
- Atmosférická okna jsou části elektromagnetického spektra, která nejsou ovlivňována pohlcováním a rozptylem.

Absorpční pásy

Molekula	Středy absorpčních pásů (μm)
H ₂ O	0,9 - 1,1 - 1,4 - 1,9 - 2,7 - 6,3
CO ₂	2,7 - 4,3 - 15
O ₃	9,6
CO	4,8
CH ₄	3,3 - 7,8
N ₂ O	4,6 - 7,8

Tabulka platí pro objemovou koncentraci vody 10⁻⁴ %.

Absorpční pásy, absorpční okna



Absorpce

DPZ využívá pásma mezi absorpčními pásmy tj. *atmosférická okna* (tabulka platí pro objemovou koncentraci vody 10^{-4} %).

Okno	Vlnový rozsah (μm)	Propustnost τ
I	0,72 - 0,94	0,91
II	0,94 - 1,13	0,89
III	1,13 - 1,38	0,71
IV	1,38 - 1,90	0,63
V	1,90 - 2,70	0,58
VI	2,70 - 4,30	0,58
VII	4,30 - 6,00	0,31
VIII	6,00 - 15,00	0,47

Absorpce

Míra absorpce závisí na druhu molekuly a její objemové koncentraci.

Někdy je absorpce α vyjadřována pomocí propustnosti τ .

Propustnost

Celková propustnost atmosféry je dána absorpcí a rozptylem v daném okamžiku a pro danou vlnovou délku.

Útlumový koeficient $\gamma(x)$ vyjadřuje celkový útlum záření (extinkci) v atmosféře, který závisí na délce dráhy x , kterou záření atmosférou prošlo.

Propustnost

Propustnost i koeficient útlumu jsou spektrální veličiny, platí tedy $\gamma_\lambda(\mathbf{x})$.

Bouguerův (Beer-Bouguer-Lambertův) zákon udává vztah mezi propustností τ_λ a koeficientem útlumu $\gamma_\lambda(x)$.

$$\tau(x) = e^{-T(x)}$$

$$T(x) = \int_0^x \gamma(x) dx$$

... je optická tloušťka atmosféry

Propustnost

Bouguerův zákon vyjadřuje intenzitu propuštěného záření, které přichází přímo od zdroje (**přímá propustnost**), tj. neuvažuje příspěvek rozptýleného záření do směru postupujícího záření (**difúzní propustnost**).

Tento příspěvek zvyšuje intenzitu měřeného záření v místě měření a k detektoru se dostává z různých míst prostoru, která se nacházejí v zorném poli přístroje a je tím větší, čím jsou větší částice rozptylu a to zvláště ve směru dopadajícího záření.

Propustnost

Pro homogenní atmosféru a konstantní útlumový koeficient je optická tloušťka atmosféry

$$T = \gamma \cdot x = \gamma \cdot z / \cos \theta$$

Celková propustnost τ je (bezrozměrné číslo).

$$\tau = \tau_m \cdot \tau_a \cdot \tau_\alpha,$$

kde: τ_m - propustnost na molekulách
 τ_a - propustnost na aerosolech
 τ_α - absorpční propustnost

Útlum

Útlum záření D_1 (v decibelech) je desetinásobek dekadického logaritmu propustnosti

$$D_1 = 10 \log \tau$$

Optická hustota prostředí D_2 je logaritmus převrácené hodnoty propustnosti

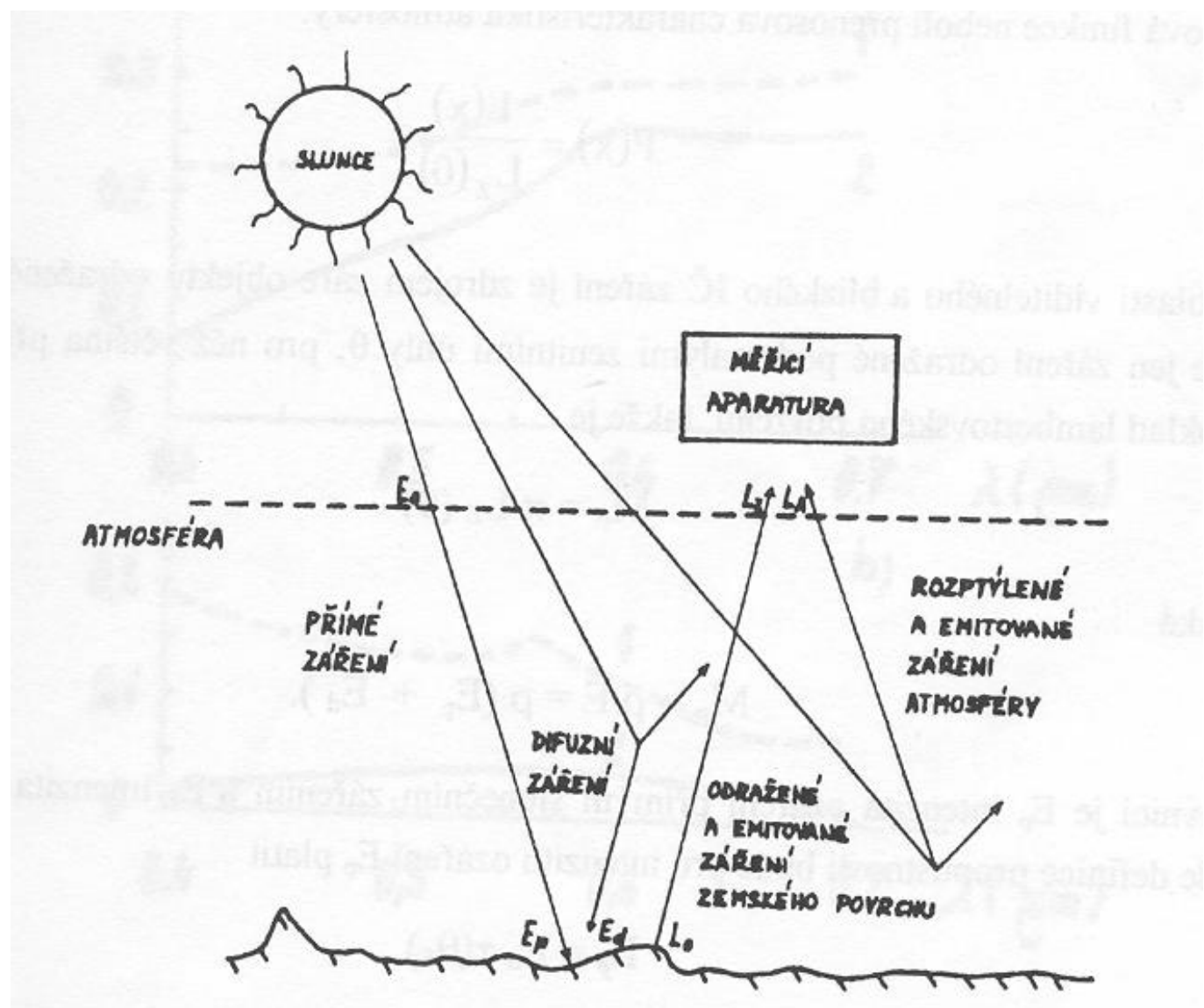
$$D_2 = \log 1/\tau = -0,1 D_1$$

Přenosová funkce atmosféry

Přenosová funkce atmosféry

- Vyhodnocení rozdílu mezi naměřenou radiometrickou hodnotou na zemském povrchu a na nosiči popisuje **rovnice přenosu**.
- Velikost naměřených radiometrických veličin v DPZ je tvořena součtem dvou částí, a to:
 - odrazivostí/emisivitou zemského povrchu modifikovanou rozptylovými a absorpčními vlastnostmi atmosféry a
 - rozptylem a emisivitou atmosféry.

Přenosová funkce atmosféry



Přenosová funkce atmosféry

Teorie přenosu v zásadě popisuje šíření zářivé energie ve směru zenitového úhlu Θ ve tvaru diferenciální rovnice pro malou horizontální plošku o výšce dz vyplněnou atmosférou.

Pro určení intenzity záření vycházející z elementu dz ve směru Θ se musí vzít v úvahu:

- záření přicházející do plošky dz zespodu,
- pohlcené záření ve vrstvě dz ,
- doplňkové záření produkované elementem dz nebo rozptýlené do směru Θ .

Přenosová funkce atmosféry

Přenosová rovnice se zpravidla sestavuje jen s použitím hlavních faktorů.

Pokud jsou všechny parametry atmosféry známy, lze vyřešením rovnice stanovit **vztah mezi hodnotou naměřenou na nosiči a na zemském povrchu.**

Největší potíží je však právě v tom, že určení všech parametrů, které vystupují v přenosové rovnici, není z praktického pohledu možné.

Určitým řešením může být zmenšení počtu neznámých parametrů přijetím různých matematických a/nebo fyzikálních předpokladů.

Přenosová funkce atmosféry

Atmosféra je velmi dynamický fyzikální systém a veškeré její parametry jsou obecně funkcí souřadnic x , y , z a času t . Pro zjednodušení se však předpokládá, že atmosféra je horizontálně homogenní, takže její parametry jsou funkcemi jen výškové souřadnice z .

Ještě větším zjednodušením je model atmosféry závislý jen na geografickém místě a roční době. Tento model je z praktického pohledu nejužívanější.

Jeho maximálního zpřesnění je dosahováno tím, že alespoň některé parametry atmosféry jsou zjišťovány ve stejné době, kdy je prováděno snímkování zemského povrchu.

Přenosová funkce atmosféry

Velikost jakékoliv radiometrické veličiny bude tvořena vždy ze dvou aditivních částí.

- Jedna bude vyjadřovat odrazivost nebo emisivitu zemského povrchu modifikovanou rozptylovými a absorpčními vlastnostmi atmosféry a
- druhá samotné rozptylové a emisní vlastnosti atmosféry. Obě se vždy vztahují k určitému místu i okamžiku měření a v obou je obsažen vliv atmosféry.

Tato skutečnost značně komplikuje využití dat získaných dálkovým průzkumem.

Přenosová funkce atmosféry

Pro jejich další zpracování je zapotřebí odstranit efekt způsobený vlivem atmosféry a zjistit tak jen zářivé vlastnosti objektů na zemském povrchu.

V některých případech však může být předmětem zájmu sama atmosféra.

Pak se situace obrátí a ze získaných dat je třeba eliminovat vliv zářivých vlastností zemského povrchu, ležícího pod zkoumanou částí atmosféry.

Přenosová funkce atmosféry

Neuvažujeme-li vícenásobný odraz, platí pro spektrální zář, což je zdánlivá spektrální zář

$$L_{\lambda}(x) = L_{\lambda Z}(x) + L_{\lambda A}(x)$$

kde:

$L_{\lambda Z}(x)$ je zdánlivá zář pozemních objektů ve vzdálenosti x

$L_{\lambda A}(x)$ je zdánlivá zář atmosféry ve vzdálenosti x

Přenosová funkce atmosféry

Zdánlivá zář ve vzdálenosti x souvisí se září objektu na povrchu Země podle Bouguerova zákona:

$$L_{\lambda Z}(x) = \tau(x) \cdot L_{\lambda Z}(0)$$

Použijeme-li tento vztah pro výpočet spektrální záře, pak

$$L_{\lambda}(x) = \tau(x) \cdot L_{\lambda Z}(0) + L_{\lambda A}(x)$$

dává **formální tvar přenosové rovnice atmosféry.**

Přenosová funkce atmosféry

Přenosová funkce je přenosová charakteristika atmosféry, která ukazuje změnu mezi zdánlivou září ve vzdálenosti x a skutečnou září téhož objektu na zemi

$$P(x) = \frac{L_{\lambda}(x)}{L_{\lambda Z}(0)}$$

Přenosová funkce atmosféry...

... popisuje transformaci záře pozemních objektů při průchodu atmosférou, měříme-li na pohyblivém nosiči ve vzdálenosti x , tj. ve výšce $z = x \cdot \cos \theta$, kde θ je zenitový úhel aparatury.

Rozdíl mezi pozemními a družicovými (leteckými) měřeními není konstantní, ale mění se se stavem atmosféry a v závislosti na geometrii měření.

Přenosová funkce atmosféry

Zdánlivá zář objektu a její změny s výškou závisejí na záři okolních objektů a její interakci s atmosférou (absorpce/rozptyl).

- **Převládá-li rozptyl**, je výsledek závislý na poměru záře objektu a jeho okolí:
 - **nižší zář objektu** než okolí – zdánlivá zář vyšší s rostoucí výškou (rozptýlené záření okolních objektů více přispívá, než kolik je absorbováno ze záření vlastního objektu),
 - **vyšší zář objektu** než okolí – zdánlivá zář s výškou klesá,
 - **shodná zář objektu** s okolím – zdánlivá zář se s výškou nemění.
- **Převládá-li absorpce**, pak se zdánlivá zář s výškou snižuje (záření je pohlcováno atmosférou).

Přenosová funkce atmosféry

Pro odlišitelnost dvou objektů je důležitý spektrální kontrast (C). Jsou-li L_1 , L_2 záře objektu pro různé vlnové délky a P je přenosová charakteristika atmosféry pak:

$$C_{1,2} = \frac{L_1 - L_2}{L_2}$$

Spektrální kontrast různých objektů ve vzdálenosti x lze vyjádřit ve tvaru:

$$C_{1,2}(x) = C_{1,2}(0) \cdot \frac{P_1(x) - P_2(x)}{P_2(x)}$$

Přenosová funkce atmosféry

Přenosová rovnice se určuje přímo z měření (teoreticky je to obtížné), ale ani měření neurčí přesně popis vlivu atmosféry.

Lze použít blízkých objektů se **známou skutečnou září** $L_{1Z}(0)$ a $L_{2Z}(0)$ (např. standardy s laboratorně zjištěnými hodnotami záře), pro které při jejich synchronním snímkování **zjistíme zdánlivou zář** $L_1(x)$ a $L_2(x)$.

Z naměřených hodnot pak přenosovou funkcí, která ovšem platí jen pro daný okamžik a dané místo, vypočteme.

Nezjištěné nehomogenity na použitých objektech při pozemním měření mohou zapříčinit daleko větší odchylky než odchylky vlivem atmosféry.

Literatura a použité zdroje

- Skřehot, P.: *Úvod do studia meteorologie*. Meteorologická Operativní Rada (M.O.R.), sekce odborných studií a popularizace meteorologie (SOSPM), Praha, 2004, 27 s.
- Munzar J.: *Malý průvodce meteorologií*, Mladá fronta Praha, 1989
- Bednář J. a kol.: *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*, Academia Praha, 1993