

Skleníkový efekt atmosféry a globální změny klimatu

Globální změny klimatu nebo globální oteplování patří bezesporu k nejfrekventovanějším pojmem ve sdělovacích prostředcích posledního desetiletí. Známá je rovněž jejich souvislost s tzv. skleníkovým efektem atmosféry, alespoň v obecné rovině. S interpretací tohoto problému se ovšem většinou můžeme setkat v příliš zjednodušené, často přímo zavádějící formě. Zájem sdělovacích prostředků je řízen především trhem a větší pozornost je věnována pochopitelně zprávám senzačního až katastrofického rázu. Zvykli jsme si, že se se skleníkovým efektem atmosféry v posledních letech spojuje celá řada nestandardních povětrnostních projevů. Jen výjimečně se však z běžných zpráv dozvídáme informace o vlastní fyzikální podstatě tohoto jevu.

Skleníkový efekt – přirozená vlastnost atmosféry

Přičinou skleníkového efektu je *odlišná propustnost zemské atmosféry pro radiaci o různých vlnových délkách*. Země jako planeta sluneční soustavy je zásobována radiační energií ze Slunce. Převážná část sluneční radiace má podle Planckova zákona (a dalších fyzikálních zákonů z něj odvozených: Stefan-Boltzmannova a Wienova) v závislosti na teplotě vyzařujícího tělesa (asi 6 000 K) charakter krátkovlnného záření o vlnových délkách 0,1–4 μm (úhrn záření těchto vlnových délek představuje 99 %) s maximální intenzitou kolem 0,47 μm. Země, podobně jako každé těleso s absolutní teplotou vyšší než 0 K, vydává vlastní záření. V závislosti na teplotě povrchu (kolem 255 K) se však jedná o záření dlouhovlnné o vlnových délkách 4–60 μm s maximem intenzity kolem 10 μm.

Intenzita sluneční krátkovlnné radiace dopadající na horní hranici atmosféry je víceméně konstantní (342 W·m⁻²). Záření procházející atmosférou se z části odráží od oblaků a zemského povrchu zpět do kosmu a z části se rozptyluje molekulami vzduchu a aerosolovými částicemi. Rozptylé neboli difúzní záření se od zdroje – molekul a častic – šíří všemi směry, jeho část tedy dopadá na zemský povrch a část uniká rovněž zpět do kosmu. Unikající rozptylé a odražené krátkovlnné záření neboli zemské albedo představuje asi 31 % záření dopadajícího na horní hranici atmosféry (107 W·m⁻²). Sluneční záření je při průchodu atmosférou částečně též pohlcováno. V mezosféře a vyšších hladinách stratosféry je molekulami kyslíku a ozonu absorbováno veškeré ultrafialové záření o vlnových délkách kratších než 0,29 μm (tzv. UVC radiace), v ozonové vrstvě stratosféry ve výškách 15–30 km pak ozonom část ultrafialového záření vlnových délek 0,29–0,32 μm (tzv. UVB radiace). Infračervené záření o vlnových délkách 0,73–4 μm je pohlcováno v nižších hladinách troposféry oxidem uhličitým a vodní parou jen částečně. Celkově je v atmosféře pohlceno asi 20 % slunečního záření.

P O J M Y

záření (radiace) – šíření energie prostorem, a to i ve vakuu. Záření je bud' zvláštním typem vlnění (např. akustické záření, elektromagnetické záření), nebo spočívá v přenosu energie uspořádaným pohybem častic (např. záření alfa, kosmické záření aj.).

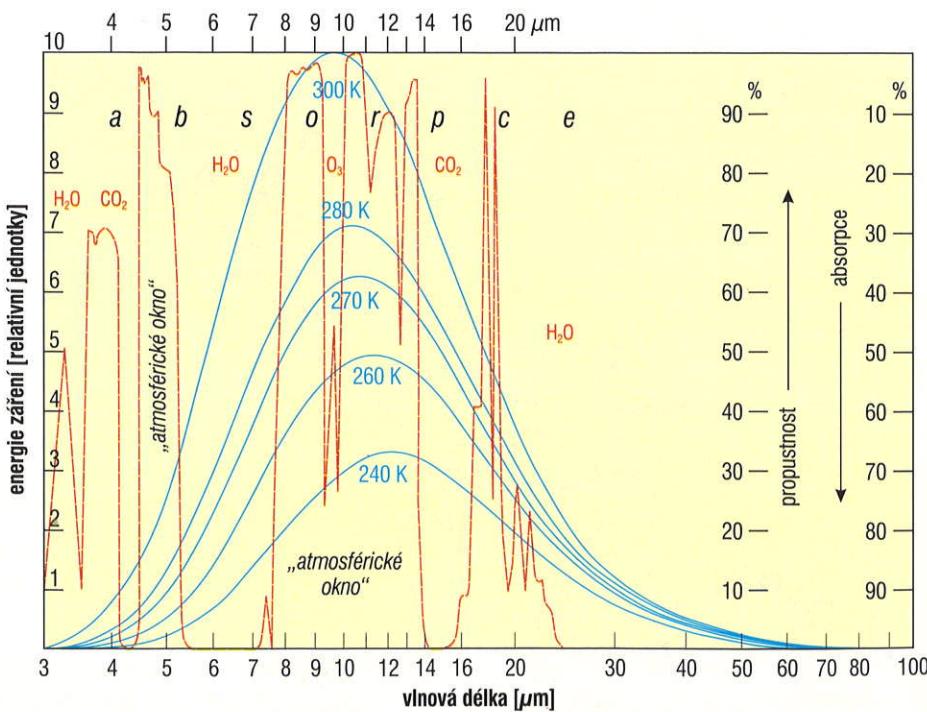
záření optické (viditelné) – elektromagnetické záření s vlnovými délky 0,01–1 000 μm. Optické záření má několik druhů: vzdálené infračervené záření (1 000–50 μm), blízké infračervené záření zvané infračervené světlo (50–0,770 μm), červené světlo (0,770–0,662 μm), oranžové světlo (0,662–0,597 μm), žluté světlo (0,597–0,577 μm), zelené světlo (0,577–0,492 μm), modré světlo (0,492–0,455 μm), fialové světlo (0,45–0,390 μm), blízké ultrafialové záření zvané ultrafialové světlo (0,390–0,300 μm) a vzdálené ultrafialové záření (0,300–0,010 μm).

D E F I N I C E

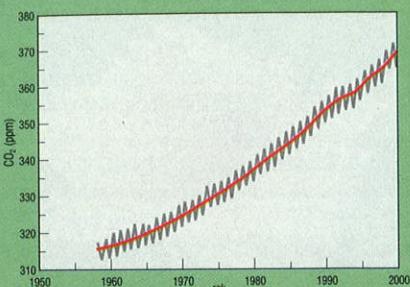
skleníkový efekt atmosféry – zadřžování tepla atmosférou při tepelné výměně mezi zemským povrchem a kosmickým prostorem. Během dne atmosféra v převážné míře propouští krátkovlnné sluneční záření, nebrání tedy ohřívání zemského povrchu. Naopak v noci atmosféra převážně pohlcuje dlouhovlnné záření Země, a tím se ohřívá. Takto ohřátá atmosféra vysílá pak část svého dlouhovlnného záření zpět k Zemi, čímž podstatně snižuje ztráty tepla zemského povrchu vyzařováním. Atmosféra má tedy podobnou funkci jako sklo ve skleníku – odtud název efektu.

MUNZAR, J. a kol. (1989): *Malý průvodce meteorologií*. Mladá fronta, Praha.

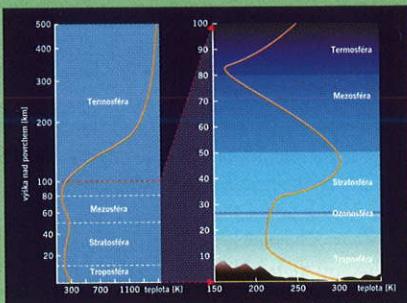
Spektrum dlouhovlnného záření Země pro různé teploty povrchu



Obsah CO₂ v atmosféře na havajské observatoři Mauna Loa v letech 1958–2000



Vertikální členění zemské atmosféry



Pramen: Školní atlas dnešního světa. Terra, Praha 2000.

APLIKACE DO VÝUKY

Otzásky a úkoly

Celé toto číslo Geografických rozhledů je věnováno problematice globálního oteplování, tedy zesilování skleníkového efektu atmosféry. Zamyslete se, co by způsobilo naopak zeslabování či dokonce zánik skleníkového efektu.

ZAJÍMAVOSTI

Skleníkový efekt je vlastnost atmosféry, známá lidstvu skoro půl druhého století. Poprvé jej popsal již v roce 1861 I. Tyndall, který zjistil schopnost vodní páry a oxidu uhličitého pohlcovat v atmosféře dlouhovlnné záření. Další objevné práce později provedl S. Arhenius (1896) a T. C. Chamberlin (1897), kteří poprvé poukázali na možný vztah mezi obsahem CO₂ v atmosféře a globální teplotou Země. Možnost antropogenního ovlivnění klimatu zvýšováním obsahu CO₂ poprvé postřehl G. S. Callendar (1938) a první systematické modelování globální teploty v závislosti na obsahu CO₂ v ovzduší provedli S. Manabe a R. T. Wetherald (1967, 1975), kteří zároveň odstartovali současnou éru klimatického modelování.

Zvýšení teploty vlivem globálního oteplování se projeví nejvíce v polárních oblastech. To by mohlo mít dramatické následky také pro věčně zmrzlou půdu v Arktidě. Např. pod věčně zmrzlou půdou Aljašky je zachyceno obrovské množství metanu, který patří mezi velmi aktivní skleníkové plyny. Kdyby věčně zmrzlá půda roztlála a tento metan se uvolnil, zrychnilo by to globální oteplení.

Foto: Sopky na Zemi chrlí každoročně do ovzduší i skleníkové plyny (Popocatépetl z ledna 2001). To, co přidává v posledních desetiletích člověk je ovšem něco navíc, s čím se přiroda jen těžko vyrovnává...

Foto: V. Vilímek

vodní páry, oxidu uhličitého a řadou dalších plynů. Atmosféra kromě toho získává energii i absorpcí části krátkovlnné sluneční radiace (67 W.m⁻²). Sama vysílá dlouhovlnnou radiaci, z nichž část uniká do kosmu (195 W.m⁻²) a část se v podobě zpětného záření atmosféry vrací k zemskému povrchu (324 W.m⁻²).

Zemský povrch tak cestou pohlcování krátkovlnné sluneční radiace (168 W.m⁻²) a dlouhovlnného zpětného záření atmosféry (324 W.m⁻²) získává více radiační energie, než kolik jí emituje (390 W.m⁻²). Jeho radiační bilance je tedy pozitivní (na rozdíl od negativní bilance atmosféry) a přebytečnou energii převádí do atmosféry cestou neradiační výměny: *termickou konvekcí* a *turbulencí* (postupem teplých vzduchových částic od zemského povrchu vzhůru, celkem 24 W.m⁻²) a ve formě *latentní energie* (kondenzace vody v oblácích, 78 W.m⁻²), čímž vyrovnává celkovou bilanci systému zemský povrch – atmosféra. Schopnost atmosféry dodávat zemskému povrchu cestou zpětného záření radiační energie je podstatou *skleníkového efektu atmosféry*. Podle Stefan-Boltzmannova zákona by povrchová teplota tělesa, vyzařujícího záření o intenzitě 235 W.m⁻² (intenzita odcházející dlouhovlnné radiace ze Země na horní hranici atmosféry), měla činit -18 °C. Průměrná povrchová teplota Země však je 15 °C a rozdíl 33 °C tedy udává celkovou intenzitu skleníkového efektu atmosféry.

Zvyšování obsahu skleníkových plynů v atmosféře

Radiačně aktivních nebo též skleníkových plynů (GHG – green house gases), tedy plynů schopných pohlcovat dlouhovlnné záření v atmosféře, je dnes známo několik desítek. Nejvýznamnějšími z nich jsou vodní pára, podílející se ze dvou třetin, a oxid uhličitý s podílem 25 % na celkové intenzitě skleníkového efektu atmosféry. Významný je též příspěvek metanu, ozonu, oxidu dusného a chlorovaných či fluorovaných uhlovodíku (tzv. freonů). Ačkoliv jejich koncentrace v atmosféře

dosažuje v porovnání s CO₂ hodnot o několik růdů nižších, nebezpečí představuje např. jejich dlouhá životnost (některé freony až desítky tisíc let) nebo schopnost pohlcovat záření vlnových délek, které CO₂ i vodní pára propouští.

Obsah oxidu uhličitého v atmosféře na přelomu 18. a 19. století, tedy na počátku industriální éry, činil 0,028 % neboli 280 ppm (parts per million, miliontin v objemu). Do roku 1953, kdy byla zahájena pravidelná systematická měření, vzrostl obsah CO₂ na 315 ppm. V současnosti se obsah CO₂ ročně zvyšuje o přibližně 1,5 ppm (tj. o 0,4 %) a úroveň koncentrace v roce 2000 dosáhla 368 ppm. Pouze necelá polovina antropogenických emisí CO₂, jejichž zdrojem je především využívání fosilních paliv a výroba cementu, je absorbována oceánem a biosférou.

Jiří Kastner

katedra fyzické geografie
a geoekologie PřF UK Praha

Literatura:

- ARRHENIUS, S. (1896): On the influence of the carbon acid in the air upon the temperature of ground. Philosophical Mag. 41, s. 237–275.
CALLENDAR, G. S. (1938): The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. Quart. J. Royal. Met. Soc. 64, s. 223–240.
HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P. J., XIAOSU, D., MASKELL, K., JOHNSON, C. A. eds. (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge Univ. Press, 944 s., Cambridge.
CHAMBERLIN, T. G.: A group of hypotheses bearing on climatic changes. J. Geology 5, s. 653–683.
KALVOVÁ, J., MOLDAN, B. (1996): Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů. Karolinum, Praha, 162 s.
TYNDALL, I. (1861): On the absorption and radiation of heat by gases and vapour and on the physical connection of radiation absorption and conduction. Philosophical Mag. 22, s. 273–285.

