

OZÓNOVÁ VRSTVA A SKLENÍKOVÝ EFEKT

OBSAH

1. ATMOSFÉRA ZEMĚ	2
1.1 Vývoj zemské atmosféry	2
1.2 Složení zemské atmosféry	3
1.3 Vertikální členění atmosféry	4
1.3.1 Vertikální členění podle průběhu teploty s výškou	4
1.3.2 Vertikální členění podle stupně ionizace vzduchu	5
1.3.3 Vertikální členění podle chemického složení	6
2. OZON	6
2.1 Charakteristika a vlastnosti ozonu	6
2.2 Vznik ozonové vrstvy Země	7
2.3 Historie poznávání a objevů v oblasti problematiky ozonové vrstvy	8
2.4 Vznik ozonu 0	10
2.4.1 Troposférický ozon	10
2.4.2 Stratosférický ozon	12
2.5 Látky poškozující ozon	12
2.6 Rozpad ozonu	14
2.7 Důsledky poškozování ozonové vrstvy	15
3. SKLENÍKOVÝ EFEKT	20
3.1 Historie teorie skleníkového efektu	20
3.2 Skleníkový efekt atmosféry	20
3.3 Zvýšený skleníkový účinek	22
3.4 Skleníkové plyny a aerosoly v atmosféře	23
 LITERATURA A POUŽITÉ ZDROJE	 29

1. ATMOSFÉRA ZEMĚ

Atmosféra Země představuje plynný obal, který obklopuje Zemi až do výšky několika desítek tisíc km. Plyn, z něhož se atmosféra skládá, se nazývá vzduch. Vzduch je směsí plynů, které navzájem chemicky nereagují. Složení této směsi je v podstatě stejné asi do výšky 100 km. Zemská atmosféra se účastní zemské rotace a okolo Země se udržuje díky gravitační síle. Současná atmosféra je výsledkem evoluce, která trvala 3 – 4 miliardy roků.

Celková hmotnost zemské atmosféry se zřetelem k objemu, který zaujímají pevniny nad hladinou moře, činí asi $5,157 \cdot 10^8$ kg. Tlak a hustota s výškou rychle klesají, a tak je 50 % hmotnosti atmosféry soustředěno ve výšce do 5,5 km, 75 % do 11 km a 90 % do 20 km od povrchu Země. Ve vrstvě od 0 do 36 km je soustředěno 99 % hmotnosti atmosféry [1; 15].

1.1 Vývoj zemské atmosféry

Země nebyla ani při svém vzniku úplně roztavená. Zemská atmosféra tak vznikla v důsledku odplyňování lávy, která vytvořila zemskou kůru. Láva za určitých podmínek obsahuje 7 – 8% vodních par, které se při vylévání lávy na povrch mohou uvolňovat do atmosféry. Při vzniku celkové zemské kůry by se tak teoreticky mohlo do atmosféry uvolnit spolu s vodní párou $2,85 \cdot 10^{20}$ kg plynů. Tento přebytek byl pravděpodobně pohlcený hmotami zemské kůry, rozpustil se v hydrosféře nebo unikl do kosmického prostoru.

Vulkanické plyny – obsahují vedle vodních par oxid uhličitý (CO_2), oxid siřičitý (SO_2), chlór (Cl_2), čpavek (NH_3), sulfan (H_2S), vodík (H_2), atd. Vzhledem k teplotě lávových plynů se z nich uvolňují též kyselé páry, síra a její sloučeniny.

Prvotní zemská atmosféra byla tenká a v důsledku toho teplota vzduchu při zemském povrchu odpovídala stavu zářivé rovnováhy (množství pohlcené tepelné energie odpovídalo jeho vyzařování v oblasti dlouhovlnného tepelného záření). Bylo-li albedo Země $A = 0,28$, pak průměrná teplota na Zemi činila -15°C .

Kyselé páry tvořené HCl , HF , HBr , NH_3 , sírou a jejími sloučeninami spolu s podstatnou částí CO_2 se rozpouštěly ve vodních kapkách a ve formě kyselého deště dopadaly na zemský povrch. V prvotní atmosféře tak zůstávalo jen nevelké množství špatně rozpustných plynů, např. CH_4 , CO , N_2 , CO_2 , včetně kyselých par netečných plynů. Hlavní část prvotní atmosféry ale tvořila vodní pára.

Původní atmosféra prakticky neobsahovala volný kyslík. Pouze malá část byla uvolňována fotodisociací vodní páry. V podstatě nepřítomnost kyslíku byla důležitá pro vznik organických sloučenin z neorganických molekul. Tyto organické molekuly daly vzniknout prvním organismům, kterými byly jednobuněčné řasy. Ty uskutečňovaly fotosyntézu, při níž se uvolňoval do atmosféry kyslík.

Značný klimatický význam v atmosféře má oxid uhličitý (CO_2). Do atmosféry se dostával hlavně při procesu odplyňování lávy jako výsledek vysokoteplotních katabolických reakcí grafitu, rozkladem karbidů (např. karbidu železa), tepelnou disociací prvotních karbonátů nebo oxidací CH_4 a CO . Pro zemskou atmosféru je důležité, že je CO_2 pohlcovaný zelenými rostlinami při fotosyntéze [1; 15 - 16].

1.2 Složení zemské atmosféry

Zemskou atmosféru tvoří směs různých plynů, vodní páry, pevných a kapalných částic. Vzhledem k objemovému zastoupení lze zemskou atmosféru označit jako dusíkovo–kyslíkovou [1; 16].

Vzdušný obal Země můžeme rozdělit na tři složky:

1. suchý vzduch bez znečišťujících příměsí,
2. vodní pára, popř. kondenzační produkty (tj. vodní kapky nebo ledové krystalky),
3. různé znečišťující příměsi.

Suchý čistý vzduch je směsí plynů, z nichž největší zastoupení mají dusík a kyslík, které tvoří asi 99 % jeho hmotnosti. Zbytek náleží argonu, oxidu uhličitému a dalším plynům jako je vodík, helium, xenon atd. (viz tabulka 1 - Složení plynné atmosféry). Složení suchého čistého vzduchu se v podstatě nemění až do výšek kolem 90 – 100 km nad zemským povrchem. Při teplotách a tlacích pozorovaných v atmosféře se všechny složky čistého vzduchu mohou vyskytovat pouze v plynné skupenství a suchý čistý vzduch lze s vysokým stupněm přesnosti považovat za dokonalý plyn, pro nějž platí stavová rovnice

$$p_d = \rho_d R_d T,$$

Indexem d se označují veličiny vztahující se k suchému čistému vzduchu. R_d je měrná plynová konstanta, která je definována jako hmotnostní průměr měrných konstant všech plynů obsažených v suchém čistém vzduchu a její hodnota se rovná $287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

Obsah vodní páry v atmosféře je prostorově i časově značně proměnlivý. V atmosférických podmínkách může vodní pára měnit skupenství a přecházet ve vodu (kondenzace) nebo přímo v led (sublimace). Vyskytují se však i další fázové přechody: voda v led (mrznutí), led ve vodu (tání) a voda v páru (vypařování). Vodní páru lze v atmosféře považovat za reálný plyn, který se přibližně řídí zákony dokonalého plynu potud, pokud nedochází ke změnám fáze. Označíme-li dílčí (parciální) tlak neboli napětí vodní páry e , má příslušná stavová rovnice tvar

$$e = \rho_v R_v T,$$

v němž veličiny s indexem v se vztahují k vodní páře. Měrná plynová konstanta vodní páry R_v je rovna $461 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

Směs suchého čistého vzduchu s vodní párou nazýváme vlhký vzduch. Pokud nenastává sublimace nebo kondenzace, řídí se vlhký vzduch s postačující přesností zákony dokonalého plynu.

Podle Daltonova zákona celkový tlak vlhkého vzduchu p je dán součtem

$$p = p_d + e,$$

z tohoto vyplývá stavová rovnice vlhkého vzduchu

$$p = (\rho_d R_d + \rho_v R_v) T \quad [2; 17 - 18].$$

Suchý vzduch se v přírodě prakticky nevyskytuje a výjimku může tvořit jen velmi chladný vzduch. Zejména ve spodní části atmosféry můžeme charakterizovat vzduch jako vlhký tj. směs suchého vzduchu a vodní páry. Ve vlhkém vzduchu obsah vodních par kolísá od 0,2%, v polárních oblastech do 2,5%, na rovníku pak dosahuje maximálně 4%.

Součástí atmosféry jsou též kapalné a pevné částice, tzv. atmosférické aerosoly.

Atmosférické aerosoly mohou být původu:

- přírodního
- antropogenního

Přírodní aerosoly představuje především kosmický, vulkanický prach, tuhé částice kouře, ledové krystalky, částice mořské soli, půdní prach, prach organického původu (pyl) a aeroplankton.

Antropogenního původu je přibližně 10 % atmosférických aerosolů. Jejich vliv na živé organismy bývá většinou negativní (např. zplodiny při spalování pohonných hmot). Značnou zátěž pro krajinu představují pevné antropogenní aerosoly. Množství atmosférického aerosolu je do značné míry závislé na četnosti srážek, při kterých dochází k tzv. vymývání atmosféry. Nebezpečnou skupinu antropogenních aerosolů představují tzv. plynné příměsi, zbytkové produkty při spalování fosilních paliv, zejména oxid siřičitý (SO_2). Problémem jsou dnes oxid uhelnatý (CO) a zejména oxidy dusíku (NO_x) aj. Z hlediska kvality životního prostředí a zejména vlastní atmosféry jsou reakce uvedených aerosolů s atmosférickými vodními parami [1; 17].

1.3 Vertikální členění atmosféry

Vertikálně se atmosféra Země člení podle několika hledisek:

1. podle závislosti teploty vzduchu na výšce na: *troposféru, stratosféru, mezosféru, termosféru a exosféru*,
2. podle stupně ionizace na: *neutrosféru a ionosféru*,
3. podle intenzity vertikálního promíchávání vzduchu na: *homosféru (turbosféru) a heterosféru (difuzosféru)*

Přechody mezi jednotlivými vrstvami (sférami) se nazývají pauzy s předsunutým názvem níže ležící vrstvy [3; 502].

1.3.1 Vertikální členění podle průběhu teploty s výškou

Troposféra

Představuje nejspodnější část zemské atmosféry bezprostředně přiléhající k aktivnímu (zemskému) povrchu. Mezi 42° s. a j. z. š. sahá do výšky 16-18 km, ve středních zeměpisných šířkách do výšky 11 km a v polárních oblastech jen do výšky 7-9 km. V oblastech vysokého tlaku vzduchu (anticyklonách) leží horní hranice troposféry výše než v oblastech nízkého tlaku vzduchu (cyklonách). Průměrný pokles teploty vzduchu v troposféře na 100 metrů výškových vyjadřuje vertikální teplotní gradient a má hodnotu 0,65 °C. Je oblastí intenzivního proudění vzduchu, především turbulentního (neuspořádaný vířivý pohyb) a konvektivního (výstupné proudění teplejšího vzduchu). Troposféra obsahuje téměř veškerou vodu v atmosféře a je oblastí vzniku oblačných systémů, bouřkové činnosti, vzniku a vypadávání srážek a mlh.

Troposféra do značné míry podléhá vlivům zemského povrchu a tento vliv se nejvíce projevuje ve vrstvě, která k němu bezprostředně přiléhá. Označuje se jako přízemní vrstva a je součástí planetární mezní vrstvy atmosféry.

Podle podmínek pro přenos a výměnu tepelné energie rozlišujeme v přízemní vrstvě atmosféry dílčí subvrstvy:

1. *Laminární subvrstva* – sahá do výšky 10^{-4} m nad aktivní povrch. Vyskytuje se pouze nad aerodynamickými hladkými povrchy (nad vodní hladinou při slabém větru, uhlazenou sněhovou pokrývkou). Transport energie se děje jen molekulárním přenosem.
2. *Přízemní mezivrstva* - sahá do výše 10^{-4} až 10^{-2} m nad aktivní povrch, transport energie se děje molekulárním přenosem i nedokonale vyvinutou turbulencí.
3. *Přízemní vrstva (též Prandtlova)* – sahá do výšky asi 100 m, ale údaje se u různých autorů mohou lišit. Transport energie je podmíněny plně vyvinutou turbulencí.
4. *Planetární mezní vrstva atmosféry* - sahá do výšky asi 1-2 km. Obsahuje ty vnitřní mezní vrstvy, které vznikají při obtékání překážek nebo při přechodu proudění nad odlišný typ povrchu. Na její horní hranici se projevuje vliv planetární cirkulace. Plně převládá turbulentní přenos energie [1; 20].

Stratosféra

Zasahuje maximálně do výšky 55 km nad zemským povrchem. Ve své spodní části (20-25 km) je charakteristika prakticky izotermní. Asi do 25 km výšky teplota vzrůstá vlivem pohlcování ultrafialového záření ozonem. Na její horní hranici je maximální teplota (kolem 0 °C). Vodních par je ve stratosféře minimální množství a jejich přítomnost někdy signalizují perleťová oblaka ve výšce kolem 25 km. Rychlost proudění s výškou nejprve klesá (do 22-25 km), pak opět roste [1; 21].

Mezosféra

Vrstva atmosféry Země sahající od horní hranice stratosféry do výšek asi 80 km. Vyznačuje se prudkým poklesem teploty vzduchu s výškou, na její horní hranici se vyskytují teploty 170 až 200 K [3; 502].

Termosféra

Vrstva atmosféry Země sahající od horní hranice mezosféry do výšek 450 až 500 km, dle některých autorů až 750 km. Teplota v ní zprvu rychle roste s výškou, dosahuje stovek K, a pak zůstává přibližně nezávislá na výšce. Termosféra je oblastí výskytu polárních září [3; 502].

Exosféra

Vrstva atmosféry Země nad termosférou představující plynulý přechod v meziplanetární prostor [3; 502].

Mezosféra, termosféra a exosféra jsou pro studium znečištění atmosféry nepodstatnými [1; 21].

1.3.2 Vertikální členění podle stupně ionizace vzduchu

Neutrosféra

Vrstva Země sahající od zemského povrchu do výšek asi 60 km, která má tak malou ionizaci vzduchu, že propouští krátké radiové vlny [3; 502].

Ionosféra

Elektricky vodivé vrstvy v atmosféře Země v rozmezí výšek asi 60 až 500 km. Vysoká koncentrace iontů a volných elektronů zde způsobuje odraz některých pásem frekvencí

elektromagnetických vln. Obsahuje vrstvy zvýšené ionizace vzduchu označované D, E, F1 a F2. Ionizačním činidlem je zde kosmické záření [3; 502].

1.3.3 Vertikální členění podle chemického složení

Homosféra

Představuje zemskou atmosféru sahající do výšky kolem 90 km. Podstatně se v ní nemění objemové zastoupení plynů směsí. Tento stav je způsoben intenzivním turbulentním promícháváním vzduchu. Mezi látky, jejichž objemové zastoupení je i v homosféře proměnné, patří vodní pára, ozon, oxid uhličitý, siřičitý a dusičitý, čpavek, částice prachu a voda v kapalném i pevném skupenství. Ty látky, které mají schopnost pohlcovat sluneční záření a tepelné záření Země, ovlivňují tepelnou bilanci Země [1; 21].

Heterosféra

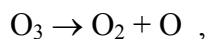
Ve výškách nad 90 km promíchávání atmosféry výrazně slábne, a tak v nich přirozeně ubývá těch plynů, které jsou relativně těžší než prach. Ve výšce několik tisíc km převládá atomární vodík. V heterosféře se odehrává intenzivní fotodisociace molekul plynů. Takto se tedy složení atmosférického vzduchu výrazně mění. Vlivem pohlcování sluneční energie dosahuje teplota v heterosféře hodnot několik set °C [1; 21].

2. OZON

2.1 Charakteristika a vlastnosti ozonu

Ozon O₃ je modifikací kyslíku, jehož molekula je tvořena třemi atomy – na rozdíl od běžného atmosférického kyslíku se dvěma atomy (O₂). Molekulová hmotnost je 48. Za normálních podmínek je ozon plynná látka o hustotě 1,65 (vzduch = 1) či měrné hmotnosti 2,143 kg.m⁻³. Pod teplotou -192,5 °C tvoří ozon černomodré krystalky, v rozmezí -192,5 °C až -111,9 °C (bod varu) je to tmavomodrá kapalina. Při 0 °C se ve 100 ml vody rozpustí 49,4 ml (tj. 0,1 g) ozonu. Jde tedy o látku poměrně málo rozpustnou ve vodě.

Ozon se v plynném stavu spontánně rozkládá na molekulu dvouatomového kyslíku a jeden kyslíkový atom



přičemž střední doba života O₃ obnáší při teplotě 20 °C 3 dny, při -15°C 8 dní, při -25 °C 18 dní a při -50 °C 3 měsíce.

Vedle fluoru je ozon nejsilnější známé oxidační činidlo, což se využívá v preparativní a analytické chemii a také ve větším měřítku k ozonizaci vody (jako náhrada za méně vhodný chlor pro dezinfekci při přípravě pitných vod).

V přírodě vzniká ozon v ovzduší z dvouatomového kyslíku různými fotochemickými procesy vlivem slunečního záření nebo také při přirozených elektrických výbojích.

Asi 10⁻⁶ až 10⁻⁵ objemových procent (10 až 100 ppb) vzdušného obalu Země je tvořeno ozonem. Z toho se asi 80 – 90 % ozonu nachází ve stratosféře o průměrné koncentraci asi 10 ppm s maximem výskytu ve výškách kolem 25 km, kde vzniká působením slunečního UV-záření na dvouatomové molekuly kyslíku (O₂). Zbývajících 10 – 20 % ozonu se nachází ve výškách asi do 10 km v atmosférické vrstvě zvané troposféra, kde vzniká především

společným působením NO_x , těkavých organických látek a slunečního záření. V přízemních vrstvách atmosféry se jeho koncentrace pohybuje na venkově od 0,02 – 0,03 ppm, nad mořem kolem 0,05 - 0,06 ppm ($100 - 120 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$).

Ozon má v oblasti UV-spektra elektromagnetického záření, a tím i slunečního záření kolem vlnové délky 250 nm extrémně vysokou absorpci, silnější než kterýkoliv kov ve viditelném světle. Proto stačí atmosférická vrstva ozonu ve stratosféře i přes jeho nepatrnou koncentraci dokonale chránit živou přírodu před UV-zářením Slunce, zejména o vlnových délkách mezi 320 a 240 nm [4; 13 - 14].

Celkové množství ozonu v atmosféře se udává v Dobsonových jednotkách DJ (mezinárodní označení D.U., Dobson unit). Jedna D. U. celkového ozonu je definovaná jako množství ozonu obsažené ve vertikálním sloupci zemské atmosféry, která by při stlačení na 1013 hPa při teplotě 10 °C vytvořila vrstvu silnou 10^{-3} cm [1; 18].

Z fyziologického hlediska je ozon vysoce jedovatým plynem, který působí nejprve dráždivě na oči a sliznice. Hlavní poškození však nastává při vdechování, kdy dochází k poruchám respirace, klesá vdechovaný objem vzduchu, později nastává krvácení z nosu, bronchitida, plicní edém. Při nižších koncentracích dochází k bolestem hlavy a na prsou. Toxický účinek ozonu spočívá pravděpodobně v jeho schopnosti rozrušovat dvojné vazby u organických látek, např. u nenasyčených mastných kyselin. Tato vlastnost je výhodná při použití k desinfekci (k usmrcování bakterií, virů ap.), krajně škodlivá je však při působení na rostliny, u nichž dochází k rozrušování chlorofylu [4; 14].

2.2 Vznik ozonové vrstvy Země

Vznik ozonové vrstvy Země úzce souvisí s růstem obsahu dvouatomového kyslíku v atmosféře během posledních 3 miliard let [4; 24].

Když přibližně před třemi miliardami let na Zemi vznikala život, složení atmosféry se značně odlišovalo od současného stavu; zemská atmosféra tehdy obsahovala dusík, amoniak, vodík, oxid uhelnatý, metan a vodní páru, avšak volný kyslík v ní téměř chyběl. Vedle uvedených plynů obsahovala zemská atmosféra rovněž značné množství chloru, sirovodíku a jiných jedovatých látek, které neumožňovaly život organismů [5; 5].

Před třemi miliardami let byl obsah kyslíku v atmosféře asi o tři řády nižší než v současné době. Kyslík tehdy vznikala především fotochemickou disociací vodní páry. Kdyby se dvouatomový kyslík tvořil v současné atmosféře jen disociací vodní páry nacházející se v ovzduší, byl by jeho podíl jen 0,1 % místo současných 21 %. Rovněž koncentrace ozonu by byla vcelku zanedbatelná. Výška nad povrchem Země, kde dochází k maximální tvorbě ozonu, je závislá na celkové koncentraci dvouatomového kyslíku – s jeho klesajícím parciálním tlakem se tato výška snižuje. Proto se tehdy tvořící ozon koncentroval převážně blízko povrchu Země.

Život, který tehdy vznikala v mořském prostředí, musel být soustředěn v takových hloubkách, aby UV-záření bylo absorbováno, ale pronikala tam radiace o vlnových délkách větších než 290 nm. Ta umožňuje rozvoj fotosyntetizujících rostlin (řas) produkujících dvouatomový kyslík, jehož koncentrace v ovzduší se od té doby začala zvyšovat. Tato hloubka se odhaduje na 10 m.

V období svrchního siluru (asi před 420 miliony let) dosáhla koncentrace kyslíku v ovzduší asi 10 % současné úrovně (tedy asi 2 % objemová) a oblast s maximální tvorbou ozonu se tak posunovala do větších výšek. Ve svrchně silurském období dosáhla tato výška 20 km, což umožnilo následně rozvoj suchozemských forem života. Obsah kyslíku v atmosféře až do

dnešních dob nevzrůstal monotónně, nýbrž procházel několika maximy a minimy, než dosáhl současné hodnoty 21 objemových procent [4; 24].

2.3 Historie poznávání a objevů v oblasti problematiky ozonové vrstvy

Existenci ozonové vrstvy v zemské atmosféře zjistili vědci již koncem 19. století (Cornu, Hartley) na základě studia zeslabení ultrafialového slunečního záření dopadajícího na zemský povrch v oblasti 290 – 320 nm. V této části spektra totiž ze známých atmosférických plynů právě ozon záření výrazně pohlcuje. V blízkosti zemského povrchu však byla jeho koncentrace velmi nízká. Proto odborníci došli k závěru, že se musí ve větší míře vyskytovat ve vyšších vrstvách atmosféry, která však zatím byla pro jejich měřicí přístroje nedostupná. K vytvoření základních představ o ozonové vrstvě však přispěla až historická měření stratosférického ozonu i původní teoretické práce. Při nich byla zjištěna skutečnost, že převážné množství atmosférického ozonu (asi 80 – 90 %) je obsaženo ve stratosférické vrstvě (označované též jako ozonosféra) s maximem ve výškách mezi 20 – 30 km [4; 25].

Přesnější měření celkového obsahu ozonu v atmosféře byla provedena až roku 1920, od tohoto roku je možno teprve datovat rychlý rozvoj ozónometrie. V padesátých letech byla postupně instalována síť pozemních monitorovacích stanic, vybavená Dobsonovými spektrofotometry, v roce 1934 byly poprvé použity balóny k výzkumu vertikálního profilu koncentrací O₃, po roce 1960 nastoupily radiové sondy a raketová měření, v 70. letech se do měření zapojily první družice [7].

První obavy ze škodlivých vlivů lidské činnosti na ozonosféru se objevily začátkem sedmdesátých let v souvislosti s nastupujícím rozvojem nadzvukové letecké dopravy. V této době byl úspěšně dokončen vývoj letadla Concord, které létá v dolní stratosféře ve výškách kolem 17 km, a byly obavy, že při provozu velké flotily těchto letadel by oxidy dusíku a vodní páry z výfukových plynů mohly rozkladem ozonu narušit ozonosféru.

Bylo známo, že ozonosféra chrání celou biosféru před nadměrnými účinky slunečního záření a že její zeslabení by mělo vážné následky. Oxidy dusíku skutečně k rozkladu stratosférického ozonu přispívat mohou, ale jejich množství, které se do stratosféry dostává následkem letecké dopravy, je oproti množství vznikajícímu jinými přírodními procesy malé a tím dané riziko nízké.

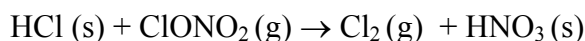
Jako liché se ukázaly obavy, že by ozonosféru mohl nepříznivě ovlivnit oxid dusný, který se do ovzduší dostává následkem používání dusíkatých hnojiv. Tato první planá varování možná přispěla k tomu, že zpočátku nebyly brány příliš vážně ani předpovědi o ohrožení ozonosféry vypouštěnými freony.

V prvé polovině sedmdesátých let se studiem chemických freonů v ovzduší zabývali F. S. Rowland a M. Molina z kalifornské univerzity. Vycházeli přitom ze skutečnosti, že freony vzhledem se své nízké reaktivitě mohou v ovzduší přetrvávat a v roce 1974 vyslovili domněnku, že freony vypouštěné rostoucím tempem do ovzduší po rozptýlení postupně pronikají až do stratosféry. Zde se z nich působením ultrafialového záření odštěpuje chlor, který pak může katalyticky rozkládat ozon. (Katalytickou reakcí se rozumí takový chemický proces, při kterém se katalyzátor příslušné chemické reakce účastní, ale nespotřebovává se, protože se následnými reakcemi neustále obnovuje). Jeden atom chloru by mohl takto rozložit až 10 000 molekul ozonu.

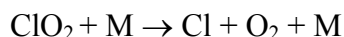
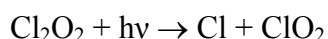
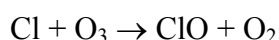
Původní domněnka o rozkladu ozonu působením chloru (a jak se později ukázalo i působením bromu) byla pozdějšími vědeckými výzkumy v podstatě potvrzena, i když se mechanismus příslušných chemických reakcí, kterými se to děje, ukázal být mnohem složitější.

Podle původních představ mělo odbourávání ozonu probíhat homogenními reakcemi v plynné fázi zhruba rovnoměrně po celé zeměkouli a mělo se stát měřeními jasně prokazatelné. K ověření domněnky Rowlanda a Moliny se prováděla laboratorní měření základních chemických procesů, aby se vyvrátily námitky a pochybnosti odpůrců a skeptiků (hlavně z řad uživatelů freonů). I když prokázání skutečného úbytku ozonu ve stratosféře (vzhledem k jeho kolísání s časem v průběhu roku i se zeměpisnou polohou) se jevílo obtížné, probíhala měření stratosférického ozonu [6; 5 - 7].

Rowland a Molina uvažovali, že atomární chlor vyvolává rozklad ozonu jednoduchými homogenními reakcemi v plynné fázi. Zkoumání v Antarktidě však ukazovala na reakce heterogenní (se spoluúčastí povrchu pevné fáze, tj. sněhu a ledu). V období zimy vznikají totiž v antarktické stratosféře ve výškách mezi 10 až 25 km tzv. polární stratosférické oblaky, které silně modifikují fotochemické reakce. Tvoří je drobné krystalky ledu a částic trihydrátu kyseliny dusičné ($\text{HNO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$), na jejichž povrchu probíhá disociace málo aktivních sloučenin chloru jako jsou chlorovodík HCl a chlornitrát ClONO_2 . Reakce vedoucí k regeneraci molekulárního chloru Cl_2 :

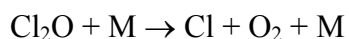
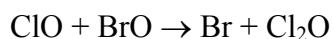
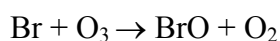
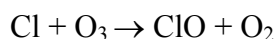


Fotochemické reakce chloru ve stratosféře modifikuje i přítomná vodní pára a oxidy dusíku, při jejichž reakcích vzniká kyselina dusičná, která vede k dehydrataci a denitrifikaci atmosféry, což skutečně pozorováno bylo. Jestliže je HNO_3 vázána na dostatečně velké částice, sedimentuje ze stratosféry a dusíku ve stratosféře ubývá. Podle těchto představ se ozon rozkládá tímto katalytickým cyklem:



kde M značí neutrální kolizní částici (obvykle N_2 apod.), která se na vlastní reakci nepodílí, vyrovnává však energetické poměry reakce.

Ve studené antarktické atmosféře za přítomnosti slunečního záření je reakčním krokem určujícím rychlost reakce tvorba dimeru Cl_2O_2 . Účast bromu na rozkladu ozonu je popsána soustavou reakcí:



Na základě těchto představ byly vypočteny rychlosti úbytku ozonu při vývoji ozonové díry v dobré shodě se skutečně pozorovanými úbytky ozonu (2 % za den). Správnost této hypotézy byla potvrzena měřeními uskutečněnými vědeckými expedicemi v Antarktidě v letech 1987 a 1988. Při nich byly poměry polární stratosféry zkoumány jednak pozemskými přístroji vynesnými balonovými sondami, ale i přístroji na palubách speciálních výškových letadel. Ty byly schopny průběžně měřit obsah ozonu, chloru i dalších stopových složek v atmosféře i poměry meteorologické. V průběhu antarktické zimy se ve stratosféře hromadí masy

chladného vzduchu, které jsou od vzduchu v nižších zeměpisných šířkách odděleny vírem, který se nad Antarktidou udržuje až do jarních měsíců. Udržují se zde teploty až $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ a jsou zde podmínky příznivé pro vznik polárních stratosférických oblaků, jejichž přítomnost je pro reakce rozkladu ozonu podstatná. V oblasti tohoto chladného víru vzduchu byly naměřeny až o dva řády vyšší koncentrace radikálu ClO, a to právě tam, kde byl pozorován výrazný pokles koncentrace ozonu. Obrácený průběh (antikoleraci) v koncentraci ozonu a ClO při průletu výškového letadla rozhranním oblasti zvnějšku dovnitř polárního víru ukazuje, že úbytek ozonu začíná tam, kde narůstá koncentrace aktivní formy chloru. Podobné souvislosti byly pozorovány i v pozdních zimních měsících a arktických oblastech při měřeních r. 1989. I nad severní Evropou a Amerikou se r. 1992 pozorovaly vysoké koncentrace ClO, velmi nízké teploty a ztráty ozonu v rozmezí 12 – 35 %, tedy určitá analogie jižní ozonové díry.

Skutečnost, že vulkanické erupce ovlivňují rozpad ozonu, byla zjištěna již po výbuchu mexické sopky El Chichon r. 1982. Při výbuchu sopky Mt. Pinatubo byly do stratosféry vyvrženo 15 – 30 megaton oxidu siřičitého, který se zde přeměnil a kondenzoval do formy aerosolu kyseliny sírové a síranů. Předpokládá se, že na těchto částicích, podobně jako na částicích polárních stratosférických oblaků, může probíhat aktivace chloru do forem, které ničí ozon, ale mohou zde také probíhat heterogenní reakce, jimiž se oxidy dusíku přeměňují na nereaktivní kyselinu dusičnou, a tím se redukuje obsah dusíku ve formách, v nichž je schopen částečně neutralizovat účinky chloru na ozon. Vlivy aerosolů z výbuchu Mt. Pinatubo na rozpad ozonu byly pozorovány pomocí satelitů nad celým zemským povrchem včetně antarktické ozonové díry, kde přispěly k dosažení extrémních ztrát ozonu. Zde byl r. 1993 ve výškách 14 – 19 km, tedy právě ve výškách, kde byly produkty erupce přítomné, rozložen prakticky veškerý ozon [4; 29 - 31].

2.4 Vznik ozonu

2.4.1 Troposférický ozon

Ozon a další fotooxidanty (např. PAN – peroxyacylnitrát) se v přízemních vrstvách atmosféry a ve volné troposféře tvoří fotochemickými reakcemi (tj. za účasti slunečního záření) z nejrůznějších primárních látek (prekurzorů). Význam prekurzorů přitom mají oxidy dusíku, NO a NO₂ souborně označované jako NO_x, dále těkavé organické látky (VOC = Volatile Organic Compounds), oxid uhelnatý CO a methan CH₄. VOC jsou často zjednodušeně označovány jako uhlovodíky C_x H_x. Podle UN ECE jsou VOC, pokud není uvedeno jinak, všechny organické sloučeniny antropogenního původu s výjimkou methanu, které jsou schopny tvorby fotochemických oxidantů při reakcích s oxidy dusíku (NO_x) za přítomnosti slunečního záření, např. ethylen, ethanol, aceton, benzen, toluen, formaldehyd a další, celkem asi 90 látek. Z halogenových sloučenin tam patří chloroform, methylchloroform (1,1,1-trichlormethan), methylenchlorid, trichlorethylen, tetrachlorethylen a allylchlorid.

Jelikož u ozonu a dalších fotooxidantů jde o sekundární škodliviny, které vznikají až při transportu znečištěných vzdušných mas, je výskyt nejvyšších koncentrací ozonu soustředěn nikoli do oblastí zdrojů primárních škodlivin, ale zpravidla do oblastí jejich blízkého okolí.

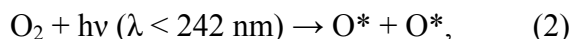
Ke vzniku troposférického ozonu dochází stejným způsobem jako ve stratosféře, tj. rychlou reakcí mezi molekulárním dvouatomovým a atomárním kyslíkem podle rovnice



kde M značí neutrální kolizní částici (obvykle N₂ apod.), která se na vlastní reakci nepodílí, vyrovnává však energetické poměry reakce.

Zásadně rozdílný mezi stratosférou a troposférou je však způsob vzniku atomárního kyslíku, který je jedním z hlavních činitelů (rychlost je řídicí složkou) spoluurčujících výslednou koncentraci ozonu, neboť dvouatomového kyslíku je v ovzduší nadbytek. Jednoatomová částice (radikálu O^*) může v ovzduší vznikat dvěma způsoby:

- 1) Fotodisociací molekulárního kyslíku vlivem UV-složky slunečního záření podle reakce

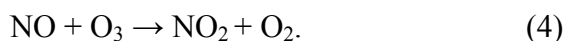


kteřá po kvantitativní stránce (z 80 – 90 %) převládá ve stratosféře.

- 2) Převažujícím procesem vzniku atomárního kyslíkového radikálu O^* v podmínkách troposféry je však fotodisociace oxidu dusičitého NO_2 podle reakce

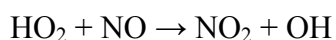
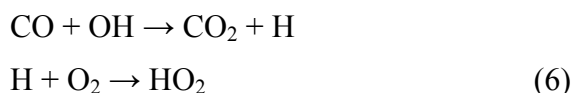
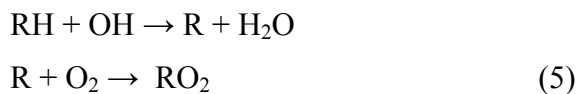


kteřá po kvantitativní stránce přispívá asi 10 – 20 % k celkovému množství v atmosféře vzniklého ozonu. NO_2 vzniká oxidací NO , který je především produktem provozu motorových vozidel a spalovacích procesů vůbec. V troposféře představuje spojení reakcí (1) a (3) hlavní zdroj ozonu, nejen v přízemní vrstvě ovzduší, ale také ve volné troposféře. Takto vzniklý ozon však může opět reagovat s přítomným oxidem dusnatým podle reakce



Celkově tvoří soustava reakcí (1), (3) a (4) rovnovážný systém, který se ustavuje velmi rychle, přičemž výsledná koncentrace ozonu O_3 je závislá na okamžité intenzitě slunečního záření o vlnové délce $\lambda < 400 \text{ nm}$ a dále poměru koncentrací přítomných NO_2 a NO .

Z tohoto důvodu je nutnou podmínkou udržování vysoké koncentrace ozonu v ovzduší současný průběh ještě dalšího reakčního mechanismu, kterým by se oxid dusnatý NO vznikající fotodisociací znova neustále oxidoval na oxid dusičitý NO_2 . Hlavní úlohu v tomto dalším reakčním mechanismu přebírají peroxyradikály HO_2 a RO_2 (R označuje organický zbytek). Částice RO_2 vznikají především v průběhu odbourávání těkavých organických sloučenin (uhlovodíků), ať již přírodního, anebo antropogenního původu. Na vzniku radikálu HO_2 se podílí především oxid uhelnatý a dále methan, který do skupiny těkavých organických uhlovodíků není zahrnován. Reakční schémata vzniku NO_2 je možno zapsat následovně:



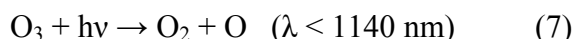
Reakce (1), (3), (5) a (6) tak tvoří jeden reakční systém, který řídí veškerou tvorbu ozonu v troposféře. Je samozřejmé, že tento reakční cyklus může probíhat jen za slunečního svitu, tedy ve dne. Při odbourávání jedné molekuly těkavé organické látky může být oxidováno více molekul NO a NO_2 .

K tvorbě troposférického ozonu dochází ve znečištěném ovzduší poměrně rychle, a to v časovém rozpětí asi jedné hodiny. Jde vždy o systém nacházející se ve stavu dynamické rovnováhy mezi rychlostí vznikajícího a rychlostí zanikajícího ozonu [4; 19 - 21].

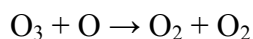
2.4.2 Stratosférický ozon

V této vrstvě vzniká ozon působením slunečního UV-záření s vlnovou délkou λ kratší než 242 nm, které je schopno štěpit molekuly dvouatomového kyslíku na jednotlivé atomy (viz rovnice (2)). Ty pak reagují s dalšími molekulami kyslíku za vzniku ozonu podle reakce (1).

Vzniklý ozon se ve stratosféře trvale nehromadí, ale opět se zde rozkládá působením dlouhovlnějšího ultrafialového a viditelného záření (s vlnovou délkou kratší než 1140 nm) na molekulární a atomární kyslík



Takto vzniklý kyslík je (podle energie absorbovaného fotonu) buď v základním, nebo energeticky excitovaném stavu a rozkládá další molekulu ozonu podle reakce



Důsledkem těchto fotochemických reakcí ve stratosféře je vedle vzniku a rozpadu ozonu i podstatné zeslabení toku dopadajícího slunečního ultrafialového záření, ale i přenos (absorpce) energie, a tím i vzrůst teploty v příslušných vrstvách atmosféry [4; 25].

2.5 Látky poškozující ozon

Látky poškozující ozonovou vrstvu lze většinou přiřadit mezi freony nebo halony. Patří mezi ně např. tetrachlormethan, methylbromid a některé další látky. Souhrnným pojmem freony označujeme nízkomolekulární alifatické a cykloalifatické uhlovodíky, jejichž atomy vodíku jsou většinou úplně substituovány chlorem a fluorem (CFC). Některé freony obsahují nesubstituovaný vodík (tzv. neúplně halogenové freony – HCFC). Pokud tyto látky obsahují brom, mluvíme o halonech.

Jelikož freony našly široké a specifické uplatnění jako propelanty do aerosolových rozprašovačů, hasicí prostředky a jako pracovní látky v chladírenské technice, byla pro jejich průmyslové použití vyvinuta zvláštní alfanumerická notace, která se užívá již 30. let. Podle normy DIN 8962 (srpen 1968) se každá látka CFC označuje písmenem R (z anglického: refrigerant = chladicí prostředek) a dalšími 2 až 4 číslicemi, které za písmenem R následují. Zcela napravo stojící číslice označuje počet atomů fluoru v molekule freonu. Číslice nalevo od ní udává o jednu jednotku vyšší počet, než který odpovídá počtu vodíků. Z toho vyplývá počet atomů chloru jako jejich rozdíl, který se však neudává. Ještě dále nalevo je číslice, která je o jednu jednotku menší, než je počet atomů uhlíku v molekule, a není zapisována, pokud jde o molekulu s jedním atomem uhlíku, kde by její hodnota měla být nula.

U cyklických freonů se před číslovkou zapisuje C. Obsahuje-li molekula brom, používá se stejného číselného systému, přičemž je použito písmeno B a počet bromem nahrazených atomů se uvede odděleně vpravo (např. R 13 B 1 = bromtrifluormethan). U nenasycených látek se dosazuje ještě cifra nalevo před trojčíslí (např. R 1113 = chlortrifluorethylen). Přídavná označení **a**, **b** a **c** upozorňují na nesymetrickou substituci. Tato nomenklatura však v komplikovanějších situacích selhává pro množství možných izomerů. Jiná je opět tzv. halonová notace, která byla vyvinuta v oblasti výroby a použití hasebních prostředků, kde je např. CF₂ClBr = halon 1211 (1 atom C, 2 atomy F, 1 atom Br).

Freony tvoří bezbarvé, snadno zkvapalnitelné plyny, popřípadě pohyblivé kapaliny o vysoké termické a chemické stabilitě. Vyznačují se nízkým bodem varu a nízkou viskozitou. Jsou relativně málo toxické, až na deriváty s dvojnými vazbami, které mají narkotické účinky. Výjimku však tvoří freon R 21 (dichlorfluormethan), u něhož je např. nejvyšší přípustná koncentrace na pracovišti prakticky o tři řády nižší než u freonů ostatních. Zmíněné vlastnosti freonů je nicméně přímo předurčily jako chladicí média. Přítomnost fluoru je činí za běžných „přízemních“ podmínek extrémně stabilními. Freony rovněž nepředstavují ohrožení požárem, rovněž nevydávají při svém použití, např. při cirkulaci chladicími a podobnými systémy, žádný znatelný pach [4; 15 - 16].

Freonů se využívá při celé řadě průmyslových technologií i v denní běžné praxi. Základní způsoby použití freonů lze rozčlenit zhruba do čtyř kategorií:

- a) Pro snadnou zkvapalnitelnost a stálost se především freonů 11 a 12 používá jako chladicího média v chladničkách, mrazicích a klimatizačních zařízeních. Při tomto způsobu použití jsou freony plynotěsně uzavřeny v chladicím okruhu, kde probíhají cyklem zkvapnění a odpaření, a za normálních podmínek by do ovzduší neměly unikat. K úniku freonů ovšem dochází u nedostatečně těsných zařízení, a pak při opravách a konečné likvidaci těchto zařízení. Existují ovšem technické postupy, které umožňují freony ze zařízení odčerpávat a recyklovat.
- b) Pro svou nejedovatost a chemickou netečnost se freony 11 a 12 hojně používaly (a někde ještě dosud používají) jako hnací plyny v aerosolových sprejích. Veškerý obsah freonu ze sprejové nádoby při tomto způsobu použití uniká do ovzduší. V některých zemích je tento způsob použití freonů zakázán, jinde se postupně omezuje nahrazením freonů jinými hnacími plyny nebo použitím mechanických pumpiček při rozprašování.
- c) Freonů 11 a 12 se rovněž používá jako nadouvadla (k vytvoření drobných bublinek) při výrobě pěnových umělých hmot (např. polystyrenu nebo polyuretanu). Při výrobě tzv. tuhých pěn snáze uniká a lze je částečně zachytit v ovzduší výrobních prostor a recyklovat.
- d) Stoupající tendenci vykazuje v poslední době zejména použití některých kapalných freonů, např. freonu 113 jako čistícího prostředku nebo jako rozpouštědla, zejména v mikroelektronickém průmyslu. Freon 113 dobře smáčí povrchy, vniká do nejmenších skulin a umožňuje odstranit z výrobků všechny stopy pájecích prostředků, aniž by narušil jemné elektrické obvody. Náhradními médii jsou převážně alkalické vodní lázně.

V menším množství nacházejí freony uplatnění i v lékařství (anesteziologie) [6; 12 - 13].

Výroba freonů se provádí z chlorovodíku a fluorovodíku ze přítomnosti SbF_3 (tzv. Swartsova reakce).

Nejvýznamnějšími zástupci skupiny freonů jsou dichlordifluormethan (R 12 nebo CFC-12), trichlorfluormethan (R 11, nebo CFC-11), chlordifluormethan (R 22), dichlortetrafluorethan (R 114) a trichlortrifluorethan (R 113). U freonů CFC-11 a CFC-12 jako prvních bylo zjištěno, že mají schopnost rozkládat za stratosférických podmínek molekuly ozonu.

Hodnoty koncentrace pozadí těchto freonů se v troposférickém ovzduší pohybují v oblasti stovek objemových ppt u CFC-11 a CFC-12 a desítek ppt u CFC-113. Střední doba životnosti v ovzduší je u CFC-11 65 let, u CFC-12 130 let a u ostatních freonů a jiných halogenových uhlovodíků (např. HCFC) jsou to rovněž jednotky až desítky let. Vzhledem k této dlouhé střední době životnosti (pomalé odbourávání) dochází u nich pod vlivem atmosférického proudění k rovnoměrnému rozšíření v ovzduší po celé planetě, ať jsou jejich zdroje kdekoli.

Kovalentní sloučeniny chloru nacházející se v atmosféře lze považovat zhruba z 20 % přirozeného a z 80 % antropogenního původu, přičemž z těchto 80 % připadá 22 % na CFC-11, 25 % na CFC-12, 3 % na CFC-113, méně než 1 % na CFC-114, méně než 1 % na CFC-115, asi 3 % na HCFC-22, 13 % na tetrachlormethan a 13 % na methylchloroform.

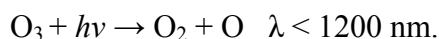
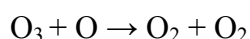
Významnou kvantitativní fyzikálně-chemickou vlastností freonů a jiných halogenových uhlovodíků, projevující se až ve stratosférických podmínkách, je jejich potenciál ničení ozonu (ODP = Ozon Depletion Potencial). Je to veličina popisující míru schopnosti dané látky odbourávat ozon za stratosférických podmínek. Vyjadřuje se relativním způsobem, přičemž jako základ pro porovnání byl vzat freon CFC-11 (trichlorfluormethan), jehož hodnota ODP byla položena rovna jedné. Hodnoty ODP u ostatních freonů a halonů se pak vyjadřují jako násobky ODP freonu CFC-11.

Hodnota ODP nám poskytuje jen částečnou informaci o podílu jednotlivých freonů na odbourávání ozonu ve stratosféře. Nutnou a doplňující informaci je i znalost celkového množství určitého typu freonu, které se v globálním měřítku do ovzduší dostává. Teprve na základě těchto ucelených informací je možno provádět odhady podílu jednotlivých freonů a halonů na celkovém odbourávání stratosférického ozonu. Vcelku se předpokládá, že odbourávání ozonu ve stratosféře je asi z 20 % způsobováno sloučeninami bromu, zbytek sloučeninami chloru. Hodnoty ODP umožňují rovněž přepočítávat u různých freonů jejich množství na společný základ, zejména jde-li o látky podléhající bilancování v rámci uzavřených mezinárodních úmluv.

Hodnoty ODP se získávají pomocí modelových výpočtů na základě znalosti kineticky fotochemických dějů u dané látky za daných atmosférických (stratosférických) podmínek. Jiný způsob představuje stanovení hodnoty ODP na základě experimentů prováděných ve speciálních laboratorních komorách, které simulují stratosférické podmínky [4; 16 - 19].

2.6 Rozpad ozonu

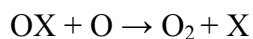
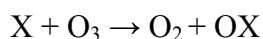
K rozpadu O_3 vedou podle klasické Chapmanovy teorie následující reakce:

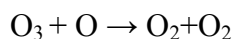


Na rozdíl od fotodisociace kyslíku probíhá fotodisociace ozónu i za účasti viditelného a blízkého infračerveného záření. Ve výškách pod 30 km, kam už se nedostává intenzivnější ultrafialové záření, tedy převažuje rozpad ozónu nad vznikem. Nejrychleji se O_3 vytváří v tropické stratosféře. Odsud se pak meridionálním a vertikálním prouděním dostává do vyšších zeměpisných šířek a do spodní stratosféry a troposféry.

Pro celou řadu dalších reakcí je důležité, při jaké energii k rozpadu ozónu dochází. Jestliže je rozpad O_3 způsoben UV radiací o vlnových délkách $< 310 \text{ nm}$, vytváří se excitované atomy kyslíku O^* , které ve fotochemii atmosféry hrají zásadní roli. Vystavení O_3 záření o vlnových délkách $> 310 \text{ nm}$ vede k atomům kyslíku s normálními energetickými hladinami.

Výpočty koncentrace O_3 podle Chapmanovy teorie dávaly však vyšší hodnoty koncentrací než byly pozorovány. Byla tedy vyvozena domněnka, že klasický Chapmanův cyklus nevystihuje všechny reakce. Teprve po roce 1950 vedlo intenzivní studium fotochemických dějů k odhalení dalších katalytických reakcí vedoucích k rozpadu stratosférického ozónu. Schéma těchto reakcí (písmenem X je označen katalyzátor) je následující:



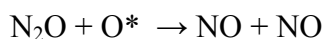


Ukázalo se, že jako katalyzátor působí zejména NO, H, OH, Cl, Br.

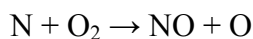
Radikály HO_x, NO, ClO_x a BrO_x, odpovědné za rozpad ozónu ve stratosféře, vznikají zde většinou ze stopových plynů (např. N₂O, freonů) uvolňovaných do troposféry, a to jak v důsledku přirozených procesů, tak v důsledku řady lidských činností. Tyto stopové plyny jsou v troposféře relativně inertní, pronikají postupně do stratosféry a tam teprve se vlivem UV radiace rozkládají nebo vstupují do reakcí s excitovanými atomy kyslíku a OH radikály.

Nejprve byl objeven vodíkový cyklus rozpadu ozónu, tzv. HO_x cyklus, který zahrnuje H, OH a HO₂ radikály. Tyto radikály vznikají ve stratosféře především z vodní páry (H₂O), metanu (CH₄) a vodíku H₂. Ve výškách nad 40 km působí v roli X zejména OH, výše uvedený cyklus reakcí je ale možný rovněž s atomy H. Ve spodní stratosféře k rozpadu O₃ vedou reakce HO₂ přímo s O₃ místo s O.

Na další katalytický cyklus rozpadu ozónu, tzv. NO_x cyklus, upozornil v roce 1970 Crutzen. Roli X a OX zde hraje NO a NO₂. Hlavním zdrojem NO je troposférický oxid dusný N₂O



Dalším možným zdrojem NO ve stratosféře může být fotodisociace molekulárního dusíku UV radiací ve výškách nad 80 km. Vytvořené atomy dusíku pak rychle reagují s molekulárním kyslíkem.



V roce 1974 se objevily první práce zabývající se vlivem chlóru na stratosférický ozón. Roli X a OX v tomto tzv. ClO_x cyklu hrají Cl a ClO. Hlavním zdrojem atomů chlóru ve stratosféře jsou halogenované uhlovodíky. ClO_x radikály se z těchto látek uvolňují opět pod vlivem UV radiace nebo reakcemi s excitovanými atomy kyslíku nebo OH radikály. K rozpadu stratosférického O₃ silně přispívá rovněž bróm. BrO_x cyklus je ještě destruktivnější než ClO_x cyklus.

Výše uvedené základní mechanismy rozpadu O₃ ve stratosféře je třeba doplnit celou řadou dalších reakcí, týkajících se vytváření zdrojů a propadů pro aktivní látky základních katalytických destruktčních cyklů. Procesy zániku O₃ mohou být zpomaleny či urychleny interakcemi mezi cykly a s dalšími látkami. Tak např. interakce NO_x a HO_x cyklu značně snižuje účinnost rozpadu ozónu, naopak ClO_x cyklus může být značně urychlen brómem [11].

2.7 Důsledky poškozování ozonové vrstvy

Ozonová vrstva ve stratosféře absorbuje podstatnou část tvrdšího ultrafialového záření a tím zabraňuje jeho průniku k povrchu Země. Pod asi 100 nm je záření pohlcováno v podstatě všemi hlavními složkami atmosféry. V Schumannových-Rungeových pásech (175 nm– 200 nm) a v Schumannově-Rungeově kontinuu (100 nm – 175 nm) je sluneční záření absorbováno molekulárním kyslíkem. Jistá absorpce molekulárním kyslíkem je i v oblasti 200 nm – 242 nm (Herzbergovo kontinuum), ale tam již převládá absorpce ozonem, který je v 200 nm – 315 (320) nm dominantní a v části spektra i jediným absorbérem slunečního záření. Od 310 nm - 320 nm výše (v závislosti na výšce Slunce nad obzorem) proniká již sluneční záření s dostatečnou intenzitou až k povrchu Země, při nižších vlnových délkách nikoliv. Vlnové délky asi 280 nm – 320 nm tvoří škodlivé tzv. UV-B záření. Úbytek ozonu se projeví právě růstem průniku UV-B záření. To neznamena, že sluneční záření na kratších vlnových délkách

pod 280 nm by nebylo škodlivé, ale to je i při značném poklesu koncentrace ozonu v atmosféře stále ještě dostatečně absorbováno a k zemskému povrchu nepronikne.

Intenzita UV-B záření u zemského povrchu je ovlivňována nejen celkovým obsahem ozonu, ale i oblačností, aerosoly v atmosféře (smogem) a dalšími faktory. Troposférické aerosoly průnik UV-B záření zhoršují, stratosférické aerosoly ho naopak zlepšují díky rozptylu a šíření rozptýleného záření, zvláště je-li Slunce nízko nad obzorem [4; 45].

Vysoce škodlivé UV-B záření poškozuje v buňkách důležité molekuly, jako jsou nukleové kyseliny a proteiny. Buňka se pokouší tato poškození opravit a má k tomu několik mechanismů (např. reaktivace, excizní reparace). Pokud se jí to nepodaří, může zahynout. Může ale také přežít se změněnou genetickou informací. Některé buňky se změněnou genetickou výbavou jsou schopny se dělit, avšak jejich vlastnosti se liší od původních buněk. Jestliže se buňka nachází ve tkáni nebo v organismu, může se to později projevit vznikem nádorového bujení, katary apod. Buňka je základním stavebním kamenem všech živých organismů. Některé organismy mohou být tvořeny jedinou buňkou, jiné jsou tvořeny mnoha buňkami. Rozměry buněk se dosti liší. Typická velikost bakteriálních buněk je tisícinou milimetru, u savčích buněk setina milimetru. Buňky v sobě obsahují genetickou strukturu, jejíž hlavní součástí je molekula DNA. DNA se v molekule nachází obvykle v několika kopiích a buňka si svůj nosič genetické informace dobře chrání: jednak uspořádáním, jednak opravnými mechanismy. Dokonalost této ochrany se může dosti lišit u různých buněk. Různé opravné mechanismy se liší svou účinností a mohou u určitých jedinců v důsledku mutace scházet. DNA se nachází v jádře buňky, její množství se v průběhu buněčného cyklu zdvojnásobuje (okopíruje) a přesně polovina z tohoto množství se předá do obou dceřiných buněk. Proces replikace DNA je velmi dokonalý a buňky jen málokdy při něm udělají chybu. Daleko častější jsou chyby při opravách DNA, které byly vynuceny vznikem poškození. Chyby při kopírování nebo opravách DNA jsou zdrojem mutovaných buněk – mutantů. Mutanti se mohou ve tkáni, kde se nacházejí, rozmnožit a způsobit vznik např. zhoubného nádoru.

Ultrafialové záření proniká do buněk, kde vyvolává v DNA buněk následující poškození:

- 1) Některé sousední identické nukleotidy se mohou vzájemně propojit tak, že vzniká struktura, kterou buňka nemůže replikovat pro dceřinné buňky. Tyto tzv. dimery mohou být opraveny několika mechanismy (fotoreaktivace, excizní reparace, rekombinační reparace).
- 2) Fotoprodukty bází jsou chemické změny v jednotlivých nukleotidech řetězce DNA (např. tzv. 6-4 fotoprodukt). Byly nalezeny v bakteriích i v lidských buňkách po ozáření ultrafialovým zářením.
- 3) V DNA byly zjištěny zlomy řetězce vznikající po ozáření různými druhy ultrafialového záření. Zlom je přerušení vazby mezi dvěma sousedními nukleotidy řetězce. Může nastat buď na jednom řetězci, pak se jedná o jednoduchý zlom, nebo na obou řetězcích současně, pak se jedná o dvojitý zlom. Jednoduché i dvojitě zlomy DNA vznikají zejména po ozáření buněk ionizujícím zářením. V současné době jsou dvojitě zlomy považovány za hlavní příčinu letálního účinku ionizujícího záření u savčích, a tedy i lidských buněk. Částicové záření (např. α -záření) vyvolává více dvojitých zlomů DNA než γ -záření. Tím se vysvětluje jeho vyšší biologická účinnost.
- 4) Spojení dvou řetězců DNA (angl. crosslink) mohou mít rovněž negativní důsledky pro životaschopnost buňky [8; 41, 45 – 46, 48 - 49].

Z globálního hlediska je nejzávažnější ovlivnění primárních producentů, a to jak fytoplanktonu světového oceánu a i vnitrozemských vod, tak zelených suchozemských rostlin. Tyto organismy jsou základem potravní sítě a pro současnou podobu života na Zemi nepostradatelné. Jejich narušení, či poškození by mělo velmi konkrétní existenční důsledky pro lidskou populaci. Zřejmě z toho důvodu se většina studií zabývá vlivem zvýšení intenzity UV-B záření na různé druhy rostlin a mořský fytoplankton. Dnes je již známo, že UV-B záření může ovlivnit průběh fotosyntetických reakcí (hlavně fotosystém II) a dále nukleové kyseliny samé [4; 51].

Z experimentů sledujících potravinové řetězce v oceánech vyplývá, že zvýšení UV-B radiace může mít vliv na fytoplankton i zooplankton. Fytoplankton vykazuje např. významný pokles produktivity, obsahu chlorofylu, druhového složení. Dnešní UV-B radiace dopadající na vodní povrch snižuje produkci biomasy v blízkosti vodního povrchu přibližně o 30 % oproti teoretické produkci za nepřítomnosti UV-B radiace. Kdyby se obsah O_3 v atmosféře snížil o 5 % (resp. 9 %), došlo by k další redukci produkce o 16 % (resp. 25 %). Přes celý potravinový řetězec mohou tyto změny zasáhnout lidskou společnost. Navíc, mořský fytoplankton váže značné množství uhlíku z atmosférického CO_2 . V důsledku narušené ozónosféry by se tedy mohla snížit schopnost oceánu odstraňovat CO_2 z atmosféry, což by vedlo k zesilování skleníkového efektu [7].

První pokusy sledování účinků UV-záření na rostliny byly uskutečněny v roce 1911 (Stoklasa) a 1926 (Popp). Ukázalo se, že rostliny ozařované dlouhovlnným UV zářením (300-400 nm) rostou hůř. Rostliny měly kratší výhonky, ale zato tlustší a silnější kořeny. Podobné rozdíly mezi rostlinami lze však nalézt při různě silném osvětlení obvyklým světlem. Rostliny jsou závislé na slunečním světle, neboť stejně tak jako fytoplankton vytvářejí i ony své tělo pomocí fotosyntézy. Experimenty, v nichž bylo prováděno ozařování rostlin ve sklenicích za umělého osvětlení, se ukázaly být ne zcela vyhovující vzhledem k tomu, že účinek škodlivého UV-B záření silně závisí na přítomnosti denního světla. Proto se přistoupilo k pokusům v „polních podmínkách“ s dosvěcováním UV-B zářením z umělého zdroje. Takových experimentů bylo zatím provedeno jen velmi málo. Zjistilo se, že citlivost rostlin vůči UV-B záření silně závisí na jejich druhu. Některé rostliny mohou být poškozeny nebo může být poškozena jejich reprodukční schopnost už při zmenšení ozonové vrstvy o 15-20 %, trvá-li tato změna delší dobu. V jiných případech není přímo ovlivněn růst nebo rozmnožování, ale mění se vzhled a stavba rostlin takovým způsobem, že to handicapuje rostlinu při soutěži o místo s jinými rostlinami. Citlivost rostlin se liší a existují také podstatné rozdíly v citlivosti různých odrůd. Citlivé rostliny mají po ozáření kratší stonky a vykazují slabší růst listů. Fotosyntéza probíhá pomaleji a hmotnost rostlin je menší. UV-B záření indukuje syntézu některých látek (flavonoidy, anthokyanidy), které mohou poskytovat rostlinám ochranu před tímto zářením. U rostlin pěstovaných v umělých podmínkách byl výsledek pokusů silně ovlivněn stupněm osvětlení. Účinek UV-záření byl silnější u slabě osvětlených rostlin, zejména délka stonku byla podstatně menší. V polních podmínkách za silného denního světla je tedy efekt UV-B záření podstatně slabší než v laboratoři [8; 57 - 58].

Z hlediska lidské populace je důležitý také vliv UV-B záření na hospodářské plodiny. Práce, která se zabývala vlivem tohoto záření na maniok, důležitou tropickou plodinu, ukázala, že většina anatomických charakteristik a fyziologických procesů zůstala neovlivněna. Výjimkou byla biomasa kořenů, která se zmenšila. Právě poměr podzemní a nadzemní části rostliny, který se tímto výrazně změnil, má vliv na úrodnost této důležité tropické plodiny a tak může výrazně působit na celkový výnos [4; 52].

Většina živočichů je dobře chráněna před vlivem UV-záření svou srstí. K poškození kůže tedy může dojít na nechráněných místech. Závažným důsledkem tohoto poškození je vznik rakoviny kůže. Jedná se o nádory kůže na nechráněných částech těla (např. u skotu kolem očí)

nebo o nádory oka. Mechanismus vzniku nádorů se zkoumá a obvykle se uvádí, že defekt v genetické informaci představuje pouze první fázi – tzv. iniciaci. Poté následují další fáze (promoce, progrese), ve kterých se uplatňují biologické mechanismy. Záření je, jak známo mutagenem (vyvolává mutace) a kancerogenem (může vyvolat rakovinu u zvířat). Nejnovější výzkumy na lidských buňkách ukazují, že pro vznik rakovinné (transformované) buňky nestačí jedno ozáření, pokud je dávka malá. Daleko účinnější jsou dvě ozáření aplikovaná tak, aby mezi nimi došlo k pomnožení buněk. To odpovídá představě několikastupňového (několikazásahového) mechanismu vzniku rakoviny. V první etapě vznikne působením nějaké škodliviny pozměněná buňka, která se ve tkáni množí a vytváří tzv. klon pozměněných buněk. Tím vzroste pravděpodobnost, že při dalším styku se škodlivinou (třeba jinou) dojde k další genetické změně už uvnitř klonu. S věkem se ve tkáni vyskytuje stále více pozměněných buněk a dvouzásahový mechanismus vzniku rakoviny se mění na jednozásahový, což může být jedna z příčin častějšího výskytu rakoviny ve stáří [8; 65 - 66].

Rakovina kůže je souhrnný název pro dvě různá rakovinná onemocnění. Hlavní rozdíly lze charakterizovat následovně. První forma, tzv. maligní (zhoubný) melanom, často nazývaný jen melanom, je jedním z nejnebezpečnějších rakovinných onemocnění vůbec. Rakovinné buňky u něj vznikají z pigmentových buněk, které obsahují tmavé barvivo melanin, dávající naší kůži světlejší nebo tmavší nádech. Melanom je obvykle nenápadný, projevuje se např. pouze zvětšováním nebo zmenšováním drobné pigmentové skvrnky (névu), jakých má člověk po celém těle desítky nebo stovky. Později může dojít k mokvání postiženého místa, nehojícímu se krvácení nebo vzniku vřídka. Zákeřnost melanomu je v tom, že jeho buňky se velmi záhy uvolňují z místa prvotního vzniku nádoru a jsou krví roznášeny po celém těle, kde zakládají další rakovinná ložiska (metastázy). Melanom lze vyléčit prakticky jen chirurgickým odstraněním prvotního nádoru. Nepodaří-li se to dříve, než vzniknou metastázy, je prakticky nemožné vyoperovat všechna ložiska nemoci.

Druhou formou (skupinou) rakovin kůže jsou nemelanové nádory, vznikající jednak z bazálních buněk kůže (baziliom), jednak z tzv. buněk ostnitých (spinaliom). Obojí buňky jsou bezbarvé, v místě vzniku se opět objevuje nehojící se krvácivý vředek případně květákovitý výrůstek a i když jsou mezi spinaliome a baziliome drobné rozdíly, mají jeden společný znak: vytvářejí metastázy mnohem později než melanom a jsou výrazně lépe léčitelné.

Hovoříme-li o vztahu rakoviny kůže a UV-záření, musíme mluvit zvlášť o nemelanových nádorech a zvlášť o melanomu. Epidemiologickými studiemi a pokusy na zvířatech se jednoznačně prokázalo, že zvýšená celková expozice UV-záření zvyšuje riziko vzniku nemelanomových nádorů. Znamená to, že se u nich jednotlivé dávky UV-záření, obdržené každým z nás za celý život, sčítají (celková expozice). Je popsán konkrétní mechanismus účinku UV-záření na molekulu DNA v jádře buněk. DNA nese geny, které řídí život a chování buněk, takže se z nich stávají nekontrolovatelně se dělící buňky rakoviny.

Méně dokonalý je stav poznání melanomu. Epidemiologické studie rovněž jasně ukazují na podpurný vliv UV-záření při jeho vzniku. existují však problémy. Vztah „více UV - více melanomu“ neplatí bezvýtku. Melanomem více trpí lidé žijících ve vyšších zeměpisných šířkách, tedy blíže k pólům. Více jsou rovněž postiženi lidé pracujících v budovách. Lidé zaměstnaní pod širým nebem jsou paradoxně méně ohroženi. Jiný faktor vnějšího prostředí než UV-záření, který by mohl melanom vyvolat, nalezen nebyl [4; 53].

Člověk potřebuje pro svůj život slunce, a to přímo i nepřímo. Pokožce přiměřené slunění prospívá – snižuje se mikrobiální osídlení kožního povrchu, zlepšuje se hojení ran, upravuje se prokrvení kůže, stoupá tvorba vitamínu D. Sluneční záření je zapotřebí postupně přivykat. Při nepřiměřeném slunění může dojít k poškození kůže slunečním zářením. Opakované

popálení kůže vede k degenerativním (rozrušujícím) změnám v kůži (vznikají vrásky, rýhy; kůže je zhrubělá a tužší) a také ke vzniku nádorů kůže. Zvýšená intenzita UV-B záření související s poškozením ozonoféry se projevuje zejména v jarních měsících, kdy v našich zeměpisných šířkách může dosáhnout ztenčení ozonoféry 20 % i více. Podle experimentálních údajů vede redukce ozonoféry o 1 % ke zvýšení indukce zhoubných nádorů o 2,3 % [8; 71].

Studie výskytu u lidí, kteří změnili své bydliště, ukazují na to, že vznik melanomu je velmi pravděpodobně spojen s UV-zářením v dětství. Poškozené buňky jsou pak různě dlouhou dobu v klidu a vlastní nádor se vyvíjí třeba až po 20 až 40 letech. Na základě těchto skutečností byla zformulována hypotéza předpokládající, že pro vznik melanomu není rozhodující celková dlouhodobá expozice jako u nemelanomových nádorů, ale expozice intermitentní („přerušovaná“), tady krátkodobé ozáření kůže, která předtím nebyla dlouho UV-zářením vystavena. Kůže je nejcitlivější brzy po narození, s věkem citlivost klesá, teprve asi po 20. roce se ustaluje na určité hodnotě, která je ovšem u konkrétních osob velmi odlišná. Více jsou ohroženi lidé s větším sklonem k úpalu (světlejší pleť) a s větším množstvím junkčních a atypických névů, vliv má pravděpodobně celá řada dalších vrozených (zděděných) vloh. U konkrétního člověka tedy nelze říci, že více opalování na slunci např. ve věku 30 let zvýší riziko vzniku melanomu. Není popsán ani konkrétní mechanismus vzniku melanomu na buněčné a molekulární úrovni.

Vedle kůže existuje ještě další oblast, kde může zvýšená intenzita UV-záření působit poškození lidského zdraví, a to jsou zrakové orgány. Konkrétně může vznikat především zákal oční čočky (katarakta), který se vyvíjí v důsledku poškození buněk oka (vznik mutací).

UV-C záření vyvolává zánět spojivek a rohovek, ale jen při značné expozici, která je možná např. ve vysokých horských polohách, kdy vzniká „sněžná slepota“. Toto nebezpečí je umocněno odrazem záření od sněhu, vodní hladiny apod. Vzniká však i při expozicích pod 1 minutu z umělých zdrojů, jako je elektrické svařování, horské slunce, pokud si dotýčný nechrání oči ochrannými brýlemi. Normálně však složka UV-C neproniká rohovkou do oka. Složky UV-B i UV-A záření působí podobné poškození jako UV-C záření, ale pronikají i rohovkou a jsou absorbovány asi 30 % nitrooční tekutinou a ze 70 % oční čočkou u dospělých. Proto nepronikají hlouběji do oka a nepoškozují zadní segment, zejména sítnici. Tento filtrující efekt ovšem odpadá u lidí, kterým byla čočka odstraněna. Zmenšený efekt je u dětí do 10 – 12 let, proto je vhodné, aby si chránily zrak slunečními brýlemi.

Rozsah poškození předního segmentu oka, zejména oční čočky, lze jen obtížně určit, protože jde o dlouhodobé působení. Proto se vliv UV-záření zkoumá experimentálně u zvířat a v populačních studiích epidemiologickými metodami. V současné, kdy jsou hledány mnohočetné faktory, které mohou způsobit zákal čočky, nebo spíše spolupůsobit při jeho vzniku, se jeví, že UV-záření je jedním z rizikových faktorů světelného poškození oka, a to faktorem spíše méně významným. Riziko spočívá v tom, že i malé dávky záření mohou vznik očního zákalu urychlit [4; 53 - 55].

3. SKLENÍKOVÝ EFEKT

3.1 Historie teorie skleníkového efektu

Oteplující účinek skleníkových plynů v atmosféře byl poprvé rozpoznán v r. 1827 francouzským vědcem Jean-Baptistem Fourierem, který je známý svými matematickými studii. Ten také poukázal na podobnost mezi tím, co se děje v atmosféře a ve skle skleníku, což dalo vzniknout termínu „skleníkový efekt“. Další krok realizoval britský vědec John Tyndall, který kolem r. 1860 měřil absorpci infračerveného záření oxidem uhličitým a vodní párou; také se domníval, že jednou z příčin ledových dob by mohl být úbytek skleníkového efektu oxidu uhličitého. Švédský chemik Svante Arrhenius v r. 1896 vypočítal účinek zvýšené koncentrace skleníkových plynů; odhadl, že zdvojnásobení koncentrace oxidu uhličitého by zvýšilo globální průměrnou teplotu o 5 až 6 °C, což je odhad nepříliš vzdálený od našich současných poznatků. Téměř o padesát let později, kolem r. 1940, G. S. Callemdar, pracující v Anglii, vypočítal jako první oteplování vlivem nárůstu oxidu uhličitého ze spalování fosilních paliv.

První projev zájmu o klimatickou změnu, jež by mohla být způsobena zvýšením množství skleníkových plynů, se objevil v r. 1957, když Roger Revelle a Hans Suess ze Scrippova oceánografického ústavu v Kalifornii (*Scripps Institute of Oceanography*) zveřejnili článek, v němž poukázali na to, že zvyšováním obsahu oxidu uhličitého v ovzduší lidé provádějí geofyzikální pokus velkého měřítká. Ve stejném roce byla započata rutinní měření oxidu uhličitého na observatoři na Mauna Kea na Havaji. Od té doby vedl rychlý nárůst spotřeby fosilních paliv a rostoucí obavy o životní prostředí k zájmu o globální oteplování, jež v průběhu osmdesátých let zaměstnávalo politiky a nakonec vyústilo v Úmluvu o změně klimatu, podepsanou r. 1992 [9; 21 - 22].

3.2 Skleníkový efekt atmosféry

Atmosféra Země je složena ze směsi plynů, většinou molekul dusíku (78 % objemu) a kyslíku (21 %). Vodní pára, CO₂, O₃ a další složky atmosféry (CH₄, CO, NO, CFX, ClO, Ar) představují zbývající 1 %. Některé plyny, ačkoliv jsou v zemské atmosféře přítomny v malých nebo dokonce stopových množstvích, jsou téměř propustné pro sluneční záření, silně však absorbují dlouhovlnnou radiaci vyzařovanou zemským povrchem a emitují ji jak zpět k povrchu Země (čímž snižují ztráty energie způsobené jeho dlouhovlnným vyzařováním), tak do kosmického prostoru. Jde zejména o vodní páru, oxid uhličitý, metan, ozon, oxid dusný, freony. Tyto radiačně aktivní plyny se také nazývají skleníkovými plyny, protože působí jako clona pro tepelnou radiaci zemského povrchu a zvyšují jeho teplotu.

Energie vyzařovaná určitým povrchem závisí podle Stephan-Boltzmannova zákona na jeho teplotě a vyzařovací schopnosti. Budeme-li předpokládat, že povrch absorbuje dlouhovlnnou radiaci téměř beze zbytku, a podobá se tudíž tzv. absolutně černému tělesu, pak by tento povrch vyzářil 235 W.m⁻², musel by mít teplotu cca -19 °C. Tuto teplotu nazýváme efektivní teplota Země (T_e). Efektivní radiační teplota Země je mnohem nižší, než teplota pozorovaná v blízkosti zemského povrchu, kde je globální roční průměr teploty přibližně 15 °C. Kdyby neexistovala zemská atmosféra, byla by teplota zemského povrchu velmi blízká T_e a Země by byla patrně zmrzlou planetou bez života. Dnešní, pro život příznivá, průměrná teplota zemského povrchu je důsledkem skleníkového efektu atmosféry, skutečnosti, že atmosféra je téměř transparentním prostředím pro procházející sluneční radiaci, a naopak značně nepropustným prostředím pro dlouhovlnnou radiaci zemského povrchu. Zemský povrch, který

v globálním průměru absorbuje téměř polovinu sluneční radiace dopadající na horní hranici atmosféry, se stává zdrojem tepla pro spodní atmosféru, ve které teplota s výškou v průměru klesá až do výše 10 – 15 km. Vertikální teplotní gradient v troposféře (pokles teploty s výškou) je roven přibližně 6,5 °C/km. Efektivní radiační teplota Země, -19 °C, je tak ve středních zeměpisných šířkách pozorována ve výšce asi 5 km nad zemským povrchem [10; 9 - 11].

Plyny dusík a kyslík, jež tvoří většinu atmosféry, záření ani nepohlcují, ani nevysílají. Vodní pára, oxid uhličitý a některé další plyny obsažené v ovzduší v mnohem menším množství pohlcují určitou část tepelného záření, jež opouští povrch; tyto plyny tedy působí na vyzařování jako částečná pokrývka a způsobují rozdíl asi 21 °C mezi skutečnou průměrnou povrchovou teplotou na Zemi, jež se pohybuje asi kolem 15 °C, a hodnotou -6 °C pro atmosféru obsahující pouze dusík a kyslík. Působení této ochranné vrstvy se nazývá přirozený skleníkový účinek a příslušné plyny se nazývají skleníkové plyny. Účinek se nazývá „přirozeným“ proto, že všechny atmosférické plyny – kromě chlorofluorovaných uhlovodíků (CFC) – zde byly dávno předtím, než se na scéně objevili lidé.

Termín „skleníkový efekt“ je nazván podle toho, že sklo ve skleníku má vlastnosti poněkud podobné naší atmosféře. Viditelné záření prochází sklem téměř bez překážky a je absorbováno rostlinami a půdou uvnitř skleníku. Tepelné záření, jež vyzařuje z rostlin a půdy, je absorbováno sklem, které zpětně vyzařuje určitou část opět do skleníku. Sklo takto funguje jako „radiační pokrývka“, která pomáhá udržovat ve skleníku teplo [9; 20 - 21].

Přenos záření je jedním ze způsobů, jak se teplo ve skleníku pohybuje. Vzduch uvnitř také přenáší teplo tím, že obíhá. Některé z pohybů vzduchu, pohybujících se dolů, což je proces nazývaný konvekce, čili proudění. Situace ve skleníku je proto komplikovanějším případem, než kdyby jediným procesem přenosu tepla byla radiace.

Mísení a konvekce jsou přítomny také v atmosféře, i když v mnohem větším měřítku; chceme-li opravdu porozumět skleníkovému efektu, musíme brát v úvahu procesy přenosu konvektivního tepla i procesy radiace v atmosféře.

V ovzduší samotném je konvekce ve skutečnosti dominantním procesem přenosu tepla. Působí takto: Povrch Země je oteplován slunečním zářením, které absorbuje. Vzduch blízko u povrchu se ohřívá a protože je poměrně hustý, stoupá vzhůru. Stoupající vzduch se rozpíná a ochlazuje. Když některé vzduchové hmoty stoupají, jiné vzduchové hmoty klesají a vzduch se neustále převrací, jak se různé pohyby navzájem vyrovnávají: je to konvektivní rovnováha. S výškou klesá teplota v atmosféře rychlostí určenou těmito konvektivními procesy; pokles se pohybuje kolem 6 °C na každý kilometr výšky.

Pozorováním tepelného vyzařování vysílaného Zemí a její atmosférou můžeme získat znázornění přenosu radiace v ovzduší. V určitých infračervených vlnových délkách je ovzduší za nepřítomnosti oblaků většinou průhledné stejně jako ve viditelných částech spektra. Všechna radiace o těchto vlnových délkách, která vychází z povrchu Země, opouští atmosféru.

V jiných vlnových délkách je radiace z povrchu do značné míry pohlcována některými plyny přítomnými v atmosféře, hlavně vodní párou a oxidem uhličitým. Předměty, které dobře radiaci pohlcují, ji také dobře vysílají. Černý povrch je jak dobrým absorberem, tak dobrým emitorem, ale povrch s vysokou odrazivostí pohlcuje poměrně málo a také poměrně málo vyzařuje.

Absorbující plyny v atmosféře pohlcují určitou část radiace vyzařované povrchem Země a samy vysílají záření do prostoru. Množství tepelné radiace, jež vyzařují, je závislé na jejich teplotě. Tyto plyny vyzařují ven do prostoru z úrovní blízko horních vrstev atmosféry –

většinou ve výšce mezi 5 a 10 km. Tady je, díky konvekci, teplota mnohem nižší – o 30 až 50 °C – než na povrchu. Protože jsou plyny chladné, vysílají přiměřeně slabší záření. Tyto plyny proto pohlcují určitou radiaci vyslanou povrchem, ale potom vyzařují mnohem méně radiace ven do prostoru. Čistá ztráta energie z povrchu Země a z atmosféry je menší, než by byla, kdyby absorbující plyny nebyly přítomné. Tyto plyny tedy fungují jako radiální pokrývka nad povrchem a udržují povrch teplejší.

Je zapotřebí, aby mezi zářením vstupujícím do horní vrstvy atmosféry a vyzařováním byla rovnováha. Průměrně je ovzduším a povrchem pohlceno 240 W slunečního záření na 1 m². Oblaky odrážejí část radiace dopadající ze Slunce zpátky do prostoru. Nicméně také pohlcují a vysílají tepelné záření a mají „pokrývkový“ účinek podobný účinku skleníkových plynů. Tyto dva účinky působí v opačném smyslu: jeden (odraz slunečního záření) má tendenci ochlazovat povrch Země a druhý (pohlcování tepelného záření) povrch ohřívá. Pečlivé zvážení těchto dvou účinků ukazuje, že v průměru má čistý účinek oblaků na celkovou hodnotu radiace za následek mírné ochlazování zemského povrchu. Do atmosféry vstupuje průměrně záření o velikosti 240 W.m⁻² a je vyzařováno 240 W.m⁻². Teplota povrchu a také atmosféry nad ním se proto sama přizpůsobuje k zajištění této rovnováhy. Za povšimnutí stojí skutečnost, že skleníkový efekt může působit jen v případě, kdy se ve svrchní vrstvě atmosféry vyskytují nižší teploty. Bez klesající teploty se stoupající výškou by proto skleníkový účinek na Zemi neexistoval [9; 22 - 25].

3.3 Zvýšený skleníkový účinek

K přirozenému skleníkovému efektu dochází vlivem vodní páry a oxidu uhličitého, které jsou v atmosféře přítomny v přirozeném množství. Množství vodní páry v naší atmosféře závisí nejvíce na teplotě povrchu oceánů; většina vodní páry vzniká vypařováním povrchu oceánů a není přímo ovlivněna lidskou aktivitou. U oxidu uhličitého je to odlišné. Jeho množství se od začátku průmyslové revoluce podstatně zvýšilo – dosud asi o 25 % - vlivem průmyslu a také vlivem odlesňování.

Zvýšené množství oxidu uhličitého vede ke globálnímu oteplování povrchu Země, protože se zvyšuje jeho skleníkový účinek. Kdyby se množství oxidu uhličitého v ovzduší náhle zdvojnásobilo, ale všechny ostatní faktory v ovzduší by zůstaly stejné, znamenalo by to, že radiace vyzařovaná z atmosféry bude vznikat průměrně ve vyšší a chladnější vrstvě než dříve. Hodnoty bilance tepelného záření by proto byly menší, přičemž velikost redukce by se pohybovala kolem 4 W.m⁻². To by tedy způsobilo v celkové bilanci čistou nerovnováhu v hodnotě 4 W.m⁻². Dovnitř by vstupovalo více energie, než by vystupovalo ven. Aby byla nastolena rovnováha, bude se povrch a atmosféra ohřívát. Nezmění-li se nic kromě teploty – oblaky, vodní pára, pokrývka ledu, sněhu aj. – dojde ke změně teploty asi o 1,2 °C. Ve skutečnosti se bude samozřejmě mnoho těchto faktorů měnit, některé způsobem, který může oteplování snižovat (*pozitivní zpětné vazby*), jiné způsobem, který může oteplování snižovat (*negativní zpětné vazby*). To by tedy znamenalo celkové zvýšení průměrné teploty o 2,5 °C. [9; 26 - 27].

Zpětná vazba vodní páry – je nejdůležitější. V teplejší atmosféře dochází k většímu vypařování z oceánů a z vlhkého povrchu pevniny. V průměru tedy bude teplejší atmosféra také vlhčí; bude obsahovat větší množství vodní páry. Vodní pára je mocným skleníkovým plynem, který jenom sám o sobě by zvýšil růst globální průměrné teploty při zdvojnásobení koncentrací oxidu uhličitého asi o 60 %. Zpětná vazba vodní páry představuje v průměru kladnou zpětnou vazbu.

Zpětná vazba spojená s radičním působením oblačnosti – tato vazba je složitější, protože zároveň působí několik procesů. Oblaky ovlivňují přenos záření v atmosféře významným

způsobem. Za prvé odrážejí určitou část slunečního záření zpět do prostoru, a tak zmenšují celkovou energii systému. Za druhé působí jako „pokrývka“ pro tepelné vyzařování z povrchu Země – podobně jako skleníkové plyny. Tím, že oblaky pohlcují tepelné záření vysílané zemským povrchem a samy emitují tepelné záření, snižují tepelné ztráty z povrchu do prostoru.

Zpětná vazba spojená s cirkulací v oceánech – oceány hrají významnou roli při ovlivňování zemského klimatu. Mají proto pravděpodobně důležitý vliv na změny klimatu vyvolané lidskou činností. Oceány působí na podnebí ve třech důležitých směrech. Za prvé jsou hlavním zdrojem atmosférické páry, která vlivem uvolněného latentního tepla při tvorbě oblačnosti představuje největší jednotlivý zdroj tepla pro atmosféru. Za druhé mají oceány ve srovnání s atmosférou velkou tepelnou kapacitu neboli, jinak řečeno, je i k nepatrnému zvýšení jejich teploty zapotřebí velkého množství tepla. Oceány proto ve značné míře řídí rychlost, kterou se atmosférické změny realizují. Za třetí oceány redistribuují teplo do celého klimatického systému díky cirkulaci uvnitř jich samých. Celkové množství tepla přenášeného oceány od rovníku do polárních oblastí je podobné jako množství tepla přenášeného atmosférou. Regionální distribuce tohoto přenosu tepla je však velmi rozdílná.

Zpětná vazba albeda ledu – ledový nebo sněhový povrch mocně odráží sluneční záření (albedo, tj. poměr množství odraženého záření k množství záření dopadajícího, je míra odrazivosti). Když led taje, je sluneční záření, které bylo předtím ledem nebo sněhem odráženo zpět do prostoru, na teplejším povrchu pohlcováno. To vede k dalšímu oteplení [9; 74 - 78].

3.4 Skleníkové plyny a aerosoly v atmosféře

Skleníkové plyny jsou plyny v ovzduší, které pohlcují tepelnou radiaci vyzařovanou zemským povrchem, a tím na něj působí jako planetární pokrývka. Nejdůležitější ze skleníkových plynů je vodní pára; její obsah v atmosféře se však nemění v přímé závislosti na lidských aktivitách. Důležité skleníkové plyny, které jsou přímo ovlivňovány lidskou činností, jsou oxid uhličitý, metan, oxid dusný, chlorofluorované uhlovodíky (CFC) a ozon [9; 30].

Oxid uhličitý

Koncentrace CO₂ v atmosféře není konstantní, v historii Země docházelo k jejím značným výkyvům. Podrobnější sledování změn koncentrace CO₂ v čase umožnila analýza vzorků ledu odebraných při vrtech Vostok v Antarktidě. Na základě těchto vzorků můžeme sledovat nejen změny koncentrace CO₂, ale také teploty za posledních 220 000 let.

Před 18 000 lety (vrchol poslední doby ledové) činila koncentrace CO₂ cca 180 až 200 ppm (ppm – parts per milion, tzn. počet objemových částí sledované plynné látky v milionu objemových částí vzduchu). V posledním tisíciletí pak prakticky stagnovala na hodnotách 270 až 290 ppm, a to do poloviny 18. století, kdy začíná její postupný růst. Do roku 1900 se koncentrace CO₂ zvýšila o cca 15 ppm, v roce 1958 dosáhla hodnoty 315 ppm, v roce 1988 hodnoty 350 ppm a v roce 1993 již 356 ppm. Současný roční přírůstek se odhaduje na 1,5 ppm. Zavedeme-li pojem “koncentrace CO₂ v preindustriálním období” jako průměr koncentrací CO₂ za několik století před rokem 1750 (tedy za období, kdy se koncentrace příliš nezměnila), lze říci, že od preindustriálního období vzrostla koncentrace CO₂ z přibližně z 280 ppm na 358 ppm v roce 1994. Toto zvýšení koncentrace CO₂ znamenalo přídavnou radiační energii pro systém troposféra – zemský povrch cca +1,6 W. m⁻².

Na rychlém růstu koncentrace CO₂ v posledním století se nepochybně podílí hlavní měrou člověk. Při odhadech antropogenních emisí CO₂ do atmosféry jsou obvykle emise CO₂ za rok

přepočteny na emise uhlíku za rok. V důsledku využívání fosilních paliv a cementu bylo do atmosféry v období 1850 – 1987 asi 200 Gt uhlíku (1 Gt = 10^{15} g uhlíku). Dalších přibližně 115 Gt uhlíku se dostalo do atmosféry v souvislosti se změnami ve využívání půdy, zejména díky kácení lesů, vypalování savan apod. Celkové množství uhlíku, které bylo za toto období do atmosféry uvolněno, činí přibližně třetinu jeho původního obsahu v atmosféře.

V období 1980 – 1989 se antropogenní emise spojené s využíváním fosilních paliv a cementu odhadují na $5,5 \pm 0,5$ Gt uhlíku za rok, změny v hospodářském využití půdy v tropických oblastech vedly k uvolnění dalších $1,6 \pm 1,0$ Gt C/rok do atmosféry. Naposledy uvedená hodnota představuje rozdíl mezi množstvím uhlíku uvolněným do atmosféry, např. při odlesňování, a množstvím odstraněným z atmosféry, např. při zalesňování. Z CO_2 uvolněného do atmosféry ($7,1 \pm 1,1$ Gt C/rok) se v atmosféře akumuluje přibližně polovina, tedy $3,3 \pm 0,2$ Gt C/rok. Oceán váže asi $2,0 \pm 0,8$ Gt C/rok, dalším propadem je v posledních letech probíhající obnova lesů severní polokoule: $0,5 \pm 0,5$ Gt C/rok. Rozdíl mezi uvolněným a akumulovaným množstvím uhlíku $-1,3 \pm 1,5$ Gt C/rok se připisuje na vrub rychlejší akumulaci uhlíku v lesích severní polokoule (rychlejší přírůstky dřeviny způsobené jednak stále vyššími koncentracemi CO_2 , tzv. „ CO_2 fertilisation efekt“, jednak používáním dusíkatých hnojiv). Podle některých pramenů se na výše uvedeném rozdílu podílí i výskyt klimatických anomálií [10; 41 - 43].

Metan

Koncentrace metanu v atmosféře vzrostla v globálním průměru z cca 700 ppb (ppb - parts per bilion, 1 ppb = 10^{-3} ppm) v předindustriálním období na 1720 ppb v roce 1994. V osmdesátých letech došlo ke zpomalení rychlosti růstu koncentrací metanu v atmosféře (9 – 13 ppb/rok) ve srovnání se sedmdesátými lety (20 ppb/rok), v roce 1992 se růst koncentrací dokonce zastavil, ale v roce 1994 se opět vrátil na hodnoty kolem 8 ppb/rok. Příčiny anomálního chování v letech 1992/93 nejsou zatím zcela uspokojivě vysvětleny. Je ale zřejmé, že se rychlost růstu koncentrací metanu v atmosféře prozatím zpomaluje.

Metan je chemicky a radiačně aktivní plyn, který vzniká v důsledku velmi širokého spektra anaerobních procesů. V odhadech emisí jednotlivých zdrojů metanu do atmosféry jsou posud značné neurčitosti. Celkové (přirozené i antropogenní) emise se odhadují na 535 (410 – 660) Tg CH_4 /rok (1 Tg = 10^{12} g). Na pozorování růstu koncentrace metanu v atmosféře se značnou měrou podílí člověk. Produkce a zpracování fosilních paliv přispívá k celkovým emisím metanu do atmosféry asi 20 %, významným antropogenním zdrojem CH_4 (srovnatelným s přirozenými zdroji) je dále pěstování rýže, spalování biomasy a chov dobytka. Celkově na lidskou činnost připadá přibližně 60 – 80 % celkové emise metanu do atmosféry, tedy asi 375 (300 až 450) Tg CH_4 /rok. Přirozené zdroje metanu, mokřiny, termiti, oceány a další, představují podle IPCC 95 160 (110 až 210) Tg CH_4 /rok. Významným přirozeným zdrojem metanu jsou mokřiny, které se na celkových emisích metanu podílejí cca 20 %. Při růstu teploty zemského povrchu by tyto emise pravděpodobně rostly v důsledku zvýšené mikrobiální aktivity.

Přímý radiační vliv na klimatický systém, odpovídající zvýšení koncentrace metanu v atmosféře od předindustriálního období do současnosti, činí zhruba $+0,47 \text{ W/m}^2$. K odstraňování metanu z atmosféry dochází především v důsledku reakcí s hydroxylovými radikály OH v troposféře (490 Tg CH_4 /rok), řádově menší význam má transport metanu do stratosféry (40 Tg CH_4 /rok) a ukládání v půdě (30 Tg CH_4 /rok). Následkem růstu koncentrace metanu v troposféře dochází ke snížení koncentrace hydroxylových radikálů, což kromě jiného vede k postupnému prodlužování doby setrvání CH_4 v atmosféře. Metan má v atmosféře relativně krátkou dobu života – je odhadována na 12 (± 3) let. Poslední výzkumy déle ukazují, že růst obsahu metanu v atmosféře vede ke zvýšení koncentrace i jiných

skleníkových plynů, jedná se zejména o troposférický ozon a vodní páru ve stratosféře. Dále bylo zjištěno, že koncentrace metanu souvisí s celkovým obsahem oxidu uhličitého v atmosféře. Uvedenou souvislost lze dokumentovat takto: emise metanu z polárních oblastí mokřin a permafrostu jsou závislé na teplotě a srážkové činnosti (se zvyšováním teploty dochází k intenzivnějšímu uvolňování metanu z povrchu). Růst koncentrace CO₂ v atmosféře tedy po jisté době vede i ke zvyšování koncentrace CH₄ [10; 45 - 46].

Oxid dusný

Současná koncentrace N₂O v atmosféře, 312 ppb, je přibližně o 12 % vyšší než byla v předindustriálním období (275 ppb), roční přírůstek představuje 0,8 ppb (0,25 %).

Měření prováděná v ledovcových štítech Antarktidy ukazují, že předindustriální koncentrace N₂O byla poměrně stálá a pohybovala se kolem 275 ppb. Markantní růst koncentrace nastal až po roce 1700.

Existuje mnoho zdrojů N₂O, a to jak v přirozených, tak antropogenních. Jejich společným charakteristickým rysem je nesnadnost kvantifikace každého z nich. Hlavními antropogenními zdroji jsou dusíkatá minerální hnojiva, doprava, spalování fosilních paliv a biomasy. Současné nejlepší kvantitativní odhady příspěvku antropogenní činnosti k celkové koncentraci oxidu dusného v atmosféře se pohybují v rozmezí od 3 do 8 Tg N/rok (obdobný přepočet jako v případě CO₂). Předpokládá se, že příspěvek přirozených zdrojů je v porovnání s antropogenními zhruba dvojnásobný. K odstraňování N₂O z atmosféry dochází hlavně při fotochemickém rozkladu ve stratosféře.

Radiační porucha odpovídající zvýšení obsahu N₂O v atmosféře od předindustriálního období činí +0,14 W/m². Oxid dusný má v troposféře dlouhou dobu života, přes 120 let. To znamená, že jeho koncentrace je stabilní (nedochází k výrazným krátkodobým výkyvům). Je tedy možné předpovědět, že při zachování současného stavu emisí bude koncentrace N₂O růst až na 400 ppb, a to během příštích několika set let [10; 46].

Halogenové uhlovodíky

Mezi halogenové uhlovodíky řadíme fluorové, chlorové, bromové a jodové deriváty uhlovodíků. Přítomnost většiny z nich v atmosféře je důsledkem antropogenní činnosti v posledních několika desetiletích. Řada halogenových uhlovodíků patří mezi radiačně aktivní (skleníkové) plyny, růst jejich koncentrací v atmosféře tedy přispívá ke zvýšení skleníkového efektu atmosféry. Hlavní nebezpečí plynoucích z jejich přítomnosti v atmosféře však v současné době přispívá v destrukci ozonoféry.

Jako CFC se označují fluoro-chlorové deriváty uhlovodíků neobsahující vodík, zkratka HCFC se vztahuje obecně k derivátům obsahujícím vodík, trojice písmen PFC reprezentuje perfluorkarbyny, tj. fluorové deriváty uhlovodíků, a konečně jako halony označujeme bromové deriváty. Je zřejmé, že v současné době v globálním měřítku koncentrace halogenových uhlovodíků (s výjimkou CCl₄) rostou rychleji než koncentrace ostatních skleníkových plynů.

Halogenové uhlovodíky jsou hojně používané v chladicí technice, jako aerosolové rozprašovače, rozpouštědla, zpevňující látky při výrobě plastických hmot atd. V troposféře jsou prakticky inertní, ve stratosféře se pod vlivem sluneční radiace s vlnovou délkou kratší než 0,22 μm rozkládají a uvolňují atomy chloru, u halonů i bromu. Velmi prudký růst emisí, zejména CFC-11 a CFC-12, byl v 60. a 70. letech. V roce 1954 představovala roční produkce CFC-11 a CFC-12 75 000 tun, v roce 1974 již 800 000 tun. Po objevení tzv. halogenového destrukčního cyklu stratosférického ozonu a přijetí Montrealského protokolu (Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer) v roce 1987 se růst emisí značně

zpomalil, koncentrace však vzhledem k dlouhé době života těchto látek neustále rostou. Lze proto s určitostí říci, že v tomto století zůstanou stále ještě významné, a to i při dodržování podmínek Montrealského protokolu a jeho dodatků.

Přímé radiační působení odpovídající zvýšení koncentrací CFC a HCFC od předindustriálního období se odhaduje na $+0,25 \text{ W/m}^2$.

Radiační působení PFC za dobu od předindustriálního období je relativně nízké ($+0,01 \text{ W/m}^2$), v budoucnu se však může stát velmi významným, a to opět díky velmi dlouhé době života PFC v atmosféře [10; 47 - 48].

Ozon

Ozon hraje významnou roli ve skleníkovém efektu v oblastech spodní stratosféry a také střední a horní troposféry. Ovlivnění radiačních poměrů ozonem silně závisí na vertikálním rozložení jeho koncentrace, zejména v oblasti tropopauzy. Protože přímá měření jsou v uvedené oblasti většinou méně spolehlivá, je posuzování radiačního vlivu ozonu dosti složité.

• Troposférický ozon

Koncentrace O_3 v troposféře je značně proměnlivá, a to jak horizontálně, tak i vertikálně. Na zvyšování koncentrace troposférického ozonu se podílejí chemické reakce, jichž se účastní plyny s krátkou dobou života v atmosféře, oxid uhelnatý (CO), oxidy dusíku (NO_x) a nemetanické uhlovodíky (NMHC). Dalším možným zdrojem ozonu v troposféře je jeho transport z výše ležící stratosféry. Pozorování ukazují, že na severní polokouli došlo od roku 1900 k silnému nárůstu koncentrace troposférického ozonu, a to zhruba na dvojnásobnou hodnotu. V posledním desetiletí se trend růstu koncentrace ozonu na severní polokouli zpomalil, na mnoha místech dokonce prakticky vymizel. Na jižní polokouli je nedostatek spolehlivých měření k odhalení podobných trendů, výjimku tvoří jižní pól, kde je od poloviny 80. let pozorován pokles koncentrace ozonu v troposféře. Detailní kvantifikace troposférického ozonu je tedy v současnosti nemožná, proto ozon nebývá často v analýzách radiačního efektu skleníkových plynů uváděn. Podle IPCC se radiační působení troposférického ozonu od předindustriálního období odhaduje na $\text{cca } +0,4 \pm 0,2 \text{ W/m}^2$.

• Stratosférický ozon

Snížování stratosférického ozonu je pozorováno od 70. let, zejména ve spodní stratosféře. Každoročně dochází k výraznému snížení koncentrace ozonu nad Antarktidou v září a říjnu. V současné době jsou průměrné hodnoty koncentrace stratosférického ozonu na jaře jižní polokoule nad Antarktidou o 50 až 70 % nižší ve srovnání s 60. lety. Pokles ozonu se nejvíce projevuje ve výškách mezi 14 a 24 km, kde dochází ke zvýšení obsahu látek antropogenního původu obsahujících Cl a Br. Ve středních zeměpisných šířkách severní polokoule bylo pozorováno rovněž snížení koncentrace, a to o 10 % oproti roku 1970. Minimální pokles, případně nulový trend byl pozorován v tropických oblastech mezi 20° severní a jižní šířky. Úbytek ozonu ve spodní stratosféře za posledních 15 – 20 let vedl k radiačnímu působení $-0,1 \text{ W/m}^2$. [10; 48 - 49].

Aerosoly

Pod pojmem aerosol zde rozumíme kapalné nebo pevné částice rozptýlené v plynném prostředí. V atmosféře se vyskytují jak aerosoly přirozené (sopečný a půdní prach, oblaka), tak i antropogenního původu (částice uvolněné při spalování fosilních paliv a biomasy). Většina antropogenních aerosolů se nachází ve spodní troposféře, ve spodních dvou

kilometrech, kde dochází k jejich fyzikálním a chemickým transformacím. Z atmosféry jsou odstraňovány zejména atmosférickými srážkami. Doba jejich života v atmosféře je krátká, pohybuje se v řádu několika dní, proto je velmi obtížné aerosoly zahrnout do klimatických modelů. Aerosoly vzniklé vulkanickou činností se dostávají do stratosféry, kde se pak za několik měsíců či roků mohou rozšířit přes celou Zemi.

Aerosoly mohou radiační bilanci ovlivňovat přímo, rozptylem a absorpcí radiace i nepřímo, prostřednictvím změn optických vlastností oblaků či jako kondenzační jádra oblačnosti. Odhady radiačního působení troposférického aerosolu jsou ve srovnání s odhady působení skleníkových plynů, které jsou v atmosféře dobře promísěny, daleko složitější a méně jisté. Důvody jsou následující:

- přímé a nepřímé radiační působení aerosolů závisí silně na velikosti částic a chemickém složení
- aerosoly přítomné v atmosféře mají krátkou životnost (přibližně týden) a jejich prostorové rozložení je vysoce nehomogenní a silně závisí na jejich zdrojích
- nepřímý radiační účinek aerosolů závisí na složitém komplexu procesů zahrnujících např. růst oblačných kapiček

Celkové přímé radiační působení vyvolané antropogenními aerosoly (saze, sírany apod.) je odhadováno na $-0,5 \text{ W/m}^2$. To znamená, že přítomnost pevných a kapalných částic v atmosféře směřuje k ochlazení zemského povrchu [10; 49 - 50].

Příloha

Tab. 1: Složení zemské atmosféry (převzato z [12; 11])

Hlavní plynné složky		suchý vzduch			vlhký vzduch		
		obj. %	g/m ³	hmotn. %	obj. %	g/m ³	hmotn.%
dusík	N ₂	78,09	895	75,54	75,65	867	74,08
kyslík	O ₂	20,94	274	23,13	20,29	265	22,64
voda	H ₂ O	-	-	-	3,12	23	1,97
argon	Ar	0,93	15,2	1,28	0,9	14,7	1,26
<i>celkem</i>		99,96		99,95	99,96		99,95
Vedlejší plynné složky		suchý vzduch			vlhký vzduch		
		obj. ppm	mg/m ³	hmotn. ppm	obj.ppm	mg/m ³	hmotn. ppm
oxid uhličitý	CO ₂	315	567	478	305	549	469
neon	Ne	18	14,9	12,6	174	14,4	12,3
hélium	He	5,2	0,85	0,71	5	0,82	0,7
metan	CH ₄	1	0,65	0,55	0,97	0,63	0,54
krypton	Kr	1	3,43	2,89	0,97	3,32	2,83
oxid dusný	N ₂ O	0,5	0,9	0,76	0,49	0,87	0,74
vodík	H ₂ O	0,5	0,04	0,03	0,49	0,04	0,03
oxid uhelnatý	CO ₂	0,1	-	0,2	-	-	-
xenon	Xe	0,08	0,43	0,36	0,08	0,41	0,35
ozon	O ₃	0,02	-	0,06	-	-	-
amoniak	NH ₃	0,01	-	0,01	-	-	-
oxid dusičitý	NO ₂	0,001		0,003			
oxid siřičitý	SO ₂	0,0002	-	0,0009		-	-
organické páry		0,02	-	-	0,02	-	-

LITERATURA A POUŽITÉ ZDROJE

- [1] VYSOUDIL, M.: *Ochrana ovzduší*. Olomouc; Univerzita Palackého v Olomouci, 2002. ISBN 80-244-0400-1, 115 s.
- [2] BEDNÁŘ, J., ZIKMUNDA, O.: *Fyzika mezní vrstvy atmosféry*. Praha; Academia, 1985. 248 s.
- [3] MECHLOVÁ, E., KOŠŤÁL, K., a kol.: *Výkladový slovník fyziky pro základní vysokoškolský kurz fyziky*. Praha; Prometheus, 2001. ISBN 80-7196-151-5, 589 s.
- [4] CÍLEK, V.: *Ozonová vrstva Země. Vznik, funkce, poškození a jeho důsledky, možnosti nápravy*. Praha; Vesmír, 1995. ISBN – 80-85368-61-7 (MŽP), ISBN – 80-901131-5-X, 160 s.
- [5] NEUŽIL, V.: *Znečišťování ovzduší*. Praha; CA „PUBLISHING“, 1991. 95 s.
- [6] JECH, Č.: *V zájmu života ochraňujme ozonovou vrstvu*. Brno; Děti Země, 1993. ISBN 80-901355-4-4, 34 s.
- [7] <http://www.kolej.mff.cuni.cz/%7Elmotm275/ruze/06/a.html>
- [8] KOZUBEK, S., KOZUBKOVÁ, M.: *Ozónová díra – ohrožení pro lidstvo*. Brno; CCB Brno, 1993. ISBN 80-85825-03-1, 96 s.
- [9] HOUGHTON, J.: *Globální oteplování*. Praha; Academia, 1998. ISBN 80-200-0636-2, 229 s.
- [10] KALVOVÁ, J., MOLDAN, B.: *Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů*. Praha; Karolinum, 1995. ISBN 80-7184-315-6, 160 s.
- [11] http://home.tiscali.cz/e.muky/zaba/clanky/m_o/ozon.html
- [12] OBROUČKA, K.: *Látky znečišťující ovzduší*. Ostrava; VŠB-Technická univerzita Ostrava, 2001. ISBN 80-248-0011-X, 73 s.