

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

**Skleníkové plyny a jejich fyzikální a chemické
vlastnosti**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Doc. Mgr. Marek Vach, Ph.D.

Autor práce: Zuzana Vondrová

2011



Česká zemědělská univerzita v Praze
Katedra: KVHEM

Fakulta životního prostředí
Školní rok: 2009/2010

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE (PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

pro: Zuzana Vondrová
obor: BEKOL

Název tématu: Skleníkové plyny a jejich fyzikální a chemické vlastnosti

Název tématu v anglickém jazyce: Greenhouse Gases and Their Physical and Chemical Properties

Zásady pro vypracování:

1. Popis skleníkového efektu
2. Charakteristika skleníkových plynů
3. Chování CO_2 v atmosféře
4. Dopady zvyšování emisí skleníkových plynů
5. Vlastní srovnání dosud publikovaných poznatků



Rozsah grafických prací: 0

Rozsah průvodní zprávy: cca 30 stran textu

Seznam odborné literatury:

Nelson Eby, G.: Principles of Environmental Chemistry. USA: Thomson Brooks-Cole, 2004. 510 s. ISBN 0-122-29061-5.

Houghton, J.: Globální oteplování. Praha: Academia Praha, 1998. 228 s. ISBN 80-200-0636-2.

Fantechi, R., Ghazi, A.: Carbon Dioxide and Other Greenhouse Gases: Climatic and Associated Impacts. Springer. 296 s. ISBN-13: 978-0792301912.

Vedoucí bakalářské práce: doc. Mgr. Marek Vach, Ph.D.

Konzultant bakalářské práce:

Datum zadání bakalářské práce: 13.9.2010

Termín odevzdání bakalářské práce: 30.4.2011

Vedoucí katedry



Děkan

V Praze dne

Prohlášení

Prohlašuji, že tuto bakalářskou práci na téma „Skleníkové plyny a jejich fyzikální a chemické vlastnosti“ jsem vypracovala samostatně, pod vedením doc. Mgr. Marka Vacha, Ph.D. a uvedla jsem v seznamu literatury veškeré literární prameny a publikace.

V Praze dne 15. dubna 2011

Podpis autora:

Abstrakt

Bakalářská práce poskytuje přehled skleníkových plynů, jejich význam, vlastnosti a účinky na život na Zemi. Přibližuje skleníkovou hypotézu a mechanismy, které vedou k navyšování teploty na Zemi vlivem narůstání koncentrací radiačně aktivních plynů v atmosféře. Shrnuje možné následky, které s sebou přináší zvyšování emisí těchto plynů. V prvních dvou částech je pojednáno o principu skleníkového efektu a popisu funkcí jednotlivých plynů včetně vývoje jejich množství v atmosféře. Následující kapitola je věnována oxidu uhličitému a jeho působení na Zemi. V další části jsou popsány možné dopady při zintenzivnění skleníkového efektu v ovzduší. Dále se v práci uvádějí případná řešení problematiky zvýšeného skleníkového efektu – eventuality snižování emisí anebo cílené odstraňování již vzniklého plynu. Cílem je zhodnotit současný stav zvýšeného skleníkového efektu, upřesnit aktuální hodnoty koncentrací skleníkových plynů, a na základě studia názorů českých i zahraničních vědců vyslovit vlastní názor na problematiku.

Klíčová slova

Kjótský protokol, oxid uhličitý, globální oteplování, radiační účinky, potenciál globálního oteplování

Abstract

The bachelor thesis provils an overview about greenhouse gases, their importance, charater and effect to life on Earth. It draws near greenhouse theory and mechanism, which conduse to global temperature rising owing to radiation active gases accretion in atmosphere. It summarises possible after effects, which brings elevation greenhouse gases emissions. The first two parts deals about princip of greenhouse effect and describe functions particulars gases including evolution of quantity in air. The next capture presents carbon dioxide and its incidence on Earth. Another capture concerns remote damage while bigger intensity of greenhouse effect. Further thesis indicates appropriate solutions of this problem – eventuality of detracton emissions or targeted removing of incurred gas. The gole of this paper work is to appraise current situation of increased greenhouse effect, specify actual greenhouse gases values and on the basis of study of opinion czech and foreign scientists say own view on the problem.

Key words

Kyoto protokol, carbon dioxide, global warming, radiation effects, global warming potenciál

Obsah

1. Úvod	7
2. Cíle práce	8
3. Skleníkový efekt	9
3.1 Atmosféra Země	9
3.2 Radiace	10
3.3 Podstata skleníkového efektu	10
3.4 Vliv skleníkového efektu	12
3.5 Skleníkový efekt na dalších planetách	12
4. Skleníkové plyny	13
4.1 Posuzování vlivu skleníkových plynů na skleníkový efekt	13
4.2 Vodní pára	15
4.3 Metan	15
4.3.1 Zdroje metanu	16
4.4 Oxid dusný	18
4.4.1 Zdroje oxidu dusného	19
4.5 Freony	20
4.6 Ozon	21
5. CO₂ a jeho chování v atmosféře a na Zemi	23
5.1 Vlastnosti CO ₂	23
5.2 Oxid uhličitý jako součást koloběhu uhlíku na Zemi	23
5.3 Antropogenní zdroje CO ₂	24
5.3.1 Fosilní paliva	24
5.3.2 Přehled emisí CO ₂ vznikající lidskou činností	25
5.4 Koncentrace CO ₂ a její zjištění	28
5.5 CO ₂ a jeho účinky	31
6. Důsledky narůstající intenzity skleníkového efektu v ovzduší	32
6.1 Utváření klimatu	32
6.2 Reakce klimatu na zvyšování koncentrace skleníkových plynů	33
6.3 Argumenty proti konvenčním teoriím	35
7. Regulace množství skleníkových plynů v atmosféře	37
7.1 Způsoby snižování emisí skleníkových plynů	37
7.2 Odstraňování oxidu uhličitého z atmosféry	38
7.3 Vybrané mezinárodní úmluvy a reakce světa na klimatické změny	39
7.3.1 Rámcová úmluva OSN o změně klimatu	39
7.3.2 Kjótský protokol k Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu	40
7.4 Koncentrace oxidu uhličitého v budoucnu	42
8. Diskuze	43
9. Závěr	44
10. Seznam použitých zdrojů	45

1. Úvod

Téma „skleníkové plyny“ je velmi úzce spjato s řadou aktuálních ekologických problémů, zejména týkajících se globálního oteplování. Přestože skleníkové plyny zaujímají nezastupitelné postavení ve struktuře atmosféry, navyšování jejich množství způsobuje výrazné ovlivňování klimatického systému. Působení skleníkových plynů na energetickou bilanci tohoto systému se projevuje zvýšením teploty v přízemní vrstvě atmosféry, a je všeobecně známo pod pojmem skleníkový efekt.

O tom, že skleníkové plyny se v rozhodné míře podílejí na stabilní teplotě atmosféry a formují tím život na Zemi, není pochyb. Všeobecně se tvrdí, že skleníkové plyny v poslední době výrazně zesílily skleníkový efekt a tím i globální oteplování v důsledku antropogenní činnosti. Tato myšlenka má však své odpůrce. Ti celou situaci vysvětlují složitostí a chaosem klimatického systému, či hledají příčiny jinde a oponují zastáncům všeobecně přijaté skleníkové teorie. Poukazují na jisté základní neurčitosti, které souvisí s nedostatečným probádáním tohoto ekologického tématu.

V poslední době se toto téma těší velkému zájmu veřejnosti a zaujalo pozornost médií. Politické subjekty a média postrádající ekologickou odbornost bohužel přinesly fiktivní a mylné informace o této problematice. Veřejné debaty o globálních změnách a skleníkovém efektu neprobíhají v souladu s posledními vědeckými výstupy na tomto poli. V mém zájmu je posoudit názory obou stran a rozpoznat reálné důkazy jednotlivých tvrzení.

Vzhledem k tomu, že jsem do své práce zahrnula i jistý odhad klimatických následků růstu koncentrací radiačně aktivních plynů v atmosféře, je důležité si uvědomit obtížné posuzování tohoto vývoje. K tomu je zapotřebí nejen pochopit strukturu klimatického systému (včetně dějů, které v něm probíhají, faktory, které jej ovlivňují), ale také vytvořit scénáře růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře v příštích desetiletích.

Hodnocení budoucího vývoje emisí, založené na citlivých demografických, ekonomických a technologických odhadech (efektivnost zemědělské výroby, využívání energie, rychlost odlesňování, nárůst populace, růst emisí freonů apod.) přináší řadu eventualit. Stejně tak jako posuzování odhadů částí emisí, které zůstanou v atmosféře a budou přispívat k dalšímu nárůstu koncentrací. Je nutno znát nejen všechny zdroje jednotlivých stopových plynů, ale i jejich propady, všechny rezervoáry uhlíkového cyklu, výměnné toky mezi jednotlivými rezervoáry atd. Změny radiační bilance, vyvolané růstem koncentrací skleníkových plynů v atmosféře, mohou iniciovat řetězovou reakci, v jejímž důsledku dojde k narušení celé řady procesů podílejících se na vytváření klimatu.

Má práce je ukotvena na konvenčních teoriích o skleníkovém efektu. Zabývám se obecně platnými názory o vlivu skleníkových plynů na globální oteplování. Svůj názor na skleníkový efekt doplňuji citacemi z publikací českých i světových vědců. Ve své práci se snažím o střízlivý pohled na skutečnost a o fundovaný přehled současných vědeckých poznání.

2. Cíle práce

Cílem práce je shrnout přístupnou formou dosavadní výsledky světového výzkumu skleníkového efektu a skleníkových plynů. Na základě aktuálních informací o stavu atmosféry zjistit situaci ovzduší a zhodnotit možné dopady a vlivy na životní prostředí spojené se zvyšováním emisí těchto plynů. K dosažení cílů bakalářské práce slouží zahraniční i domácí zdroje. Záměrem práce je zveřejnění vědecky relevantních názorů a specialisty podložených dat. Jejím účelem je shromáždit informace o problematice tak, aby umožnila čtenáři utříbit si vlastní úsudek, aniž by byl zatížen mylnými informacemi, v dnešní době tolik rozšířenými médii.

3. Skleníkový efekt

Skleníkový efekt v atmosféře je jev srovnatelný se zvyšováním teploty ve skleníku během slunečných dnů. S myšlenkou připodobnit tyto dva jevy přišel jako první francouzský badatel Jean - Baptist Fourier. Na počátku 19. století přirovnal účinky atmosféry na klima Země k oteplování, k němuž dochází v uzavřené sklenici. Nové teorie představil na konci 19. století švédský chemik S. Arrhenius. Vypočítal, že zdvojnásobení koncentrace CO_2 v atmosféře by mohlo zvýšit teplotu Země o 5°C (což je odhad nepříliš vzdálený od současných poznatků) a odvodil, že výskyt dob ledových na Zemi byl podmíněn právě poklesem koncentrace CO_2 (Lundegardh 1924 in Nátr 2006).

Sklo ve skleníku má vlastnosti podobné atmosféře, které se projevují určitou analogií při propustnosti tepelné a sluneční radiace. Schopnost skla pustit takřka bez překážky viditelné záření do skleníku je obdobné s částečnou transparentností atmosféry vůči sluneční radiaci. Tepelné záření vysílané rostlinami a půdou uvnitř skleníku je poté naopak sklem pohlceno a zpětně vyzářeno zpět k rostlinám podobným způsobem, jakým funguje vrstva skleníkových plynů v atmosféře.

3.1 Atmosféra Země

Chceme-li se zabývat otázkami, týkající se skleníkového efektu, je důležité přiblížit si prostředí, ve kterém k těmto změnám dochází – atmosféru Země. Vznik atmosféry a změny v jejím složení jsou přirozený důsledek vytvoření samotné planety Země. Původní atmosféra umožnila podmínky pro vznik života. Se vznikem fotosyntézy se začal zvyšovat podíl kyslíku, což vedlo k úbytku oxidu uhličitého a vodních par. Úbytkem skleníkových plynů a kompenzací zvyšujícího se slunečního záření byla zajištěna stabilní teplota Země (Kasting et al. 1988).

Zemská atmosféra (nebo také ovzduší) je pojem pro plynný obal Země, který sahá od zemského povrchu až do výšek několika desítek kilometrů (Bednář et al, 1993) a otáčí se zároveň se Zemí. Se zvyšující nadmořskou klesá tlak i teplota. Zemská atmosféra je složena ze směsi plynů, vodní páry, pevných a kapalných částic. Vzhledem k objemovému zastoupení lze zemskou atmosféru označit jako dusíkovo – kyslíkovou. Z 99,96% je tvořena dusíkem (78,08%), kyslíkem (20,95%) a argonem (0,93%). Kromě této trojice plynů se zde nacházejí neméně důležité skleníkové plyny – které přes své relativně malé zastoupení hrají významnou roli. V atmosféře se také nacházejí aerosoly, které svou přítomností v atmosféře zmírňují intenzitu slunečního záření dopadající na zemský povrch. Jedná se o pevné či kapalné částice (prach, pylová zrna, mikroorganismy, atd.).

Zemská atmosféra se vertikálně člení do následujících vrstev

- **Troposféra:** Jedná se o nejnižší vrstvu atmosféry, která sahá od zemského povrchu do výšky asi 18km. Obsahuje přibližně 80% veškerých atmosférických plynů a odehrává se v ní velká část procesů, ovlivňujících život na Zemi. Troposféra je nejsilnější v blízkosti rovníku a směrem k zemským pólům její tloušťka klesá. Vyznačuje se též obráceným teplotním gradientem – se stoupající

výškou se ochlazuje. Tato zvláštnost je způsobena účinným vertikálním promícháváním, které vyvolává stoupání horkého vzduchu (Bednář 2003).

- **Stratosféra:** Na troposféru navazuje stratosféra, která sahá až do výšky asi 50 km nad zemský povrch. V její horní části se rozprostírá ozonosféra, která zachycuje část UV záření, které by jinak ohrožovalo život na Zemi. Na rozdíl od troposféry, teplota ($-45 - -70^{\circ}\text{C}$) zde se stoupající výškou vzrůstá.
- **Mezoféra:** Dosahuje až do výšky 80 km a nejnižší teploty jsou zde asi -90°C .
- **Termosféra:** Sahá do výšky kolem 450 km a hustota atmosféry je zde již velmi malá. Teplota s výškou zde roste a dosahuje teplot až 1500°C . Dochází zde ke vzniku elektricky nabitých částic – iontů (Moldan 1983).
- **Exosféra:** Představuje poslední vrstvu atmosféry, a pokračuje dále do meziplanetárního prostoru (Bednář 2003).

3.2 Sluneční radiace

Sluneční záření představuje energetický zdroj naprosté většiny všech procesů v atmosféře a na zemském povrchu. Velký význam má zejména v biosféře, kde představuje základní předpoklad koloběhu a transformace energie. Jedná se o druh elektromagnetického záření, jehož spektrum je dle vlnových délek ve vzduchu rozděleno na následující radiační typy:

- Radiové záření (30 km až 30 μm)
- Infračervené záření (0,3 mm – 760 nm)
- Světlo (760 nm až 390 nm)
- Ultrafialové záření (400 nm – 10 nm)
- Rentgenové záření (10 nm – 1 pm)
- Záření gama (< 300 pm)

Záření kratších vlnových délek, i záření ultrafialové, má destrukční účinky. Téměř zcela je však pohlcováno atmosférou, zejména díky ozonu. Malá část radiace, která dopadne na zemský povrch, ovšem může mít na organismy až letální účinky. Dle Kadrnožky (Kadrnožka 2008) vysílá Slunce asi 60 procent celkové energie v oblasti viditelného záření. Okolo 30 procent energie vysílá slunce v oblasti tepelného záření.

3.3 Podstata skleníkového efektu

Krátkovlnné záření vysílané Sluncem je přijímáno zemským povrchem, oblaky a atmosférou. Přibližně 30% této sluneční energie je pohlceno a rozptýleno v horních vrstvách atmosféry – je odraženo od oblaků, hladin oceánů a od zemského povrchu. Přibližně 70% prostoupí horní vrstvou atmosféry a dostane se do spodní vrstvy ovzduší, kde je pohlceno zemským povrchem.

Wienův posunovací zákon konstatuje, že vlnová délka se s rostoucí termodynamickou teplotou snižuje. Zemský povrch má teplotu podstatně nižší než je teplota Slunce. Z toho důvodu je sluneční radiace, absorbovaná zemským povrchem, pohlcena a vyzářena zpět do kosmického prostoru jako dlouhovlnné tepelné záření.

Skleníkový efekt umožňují skleníkové plyny svojí schopností silné absorpce dlouhovlnné radiace. Díky této vlastnosti mohou v určitém rozsahu svých vlnových délek sálat a pohlcovat část tepelné energie vyslané zemským povrchem. Tuto energii emitují buď dále do kosmického prostoru, anebo zpět k zemskému povrchu a tím přispívají k udržování teplot vhodných pro život.

Absorpce a emise záření je spojena s přechodem molekuly z jedné energetické hladiny do druhé. Rozdíl energií mezi hladinami ΔE je svázán s vlnovou délkou vyzářené nebo pohlcené radiace, podle vztahu

$$\Delta E = h / 2\pi\lambda \quad (h - \text{Planckova konstanta})$$

Z tohoto vztahu vyplývá, že přechody s větším rozdílem ΔE odpovídají kratším vlnovým délkám. Dvouatomové symetrické molekuly (např. kyslík – O_2) mohou díky nestálému dipólovému momentu a stejné elektronegativitě uskutečňovat pouze přechody mezi energetickými stavy, jež vyžadují velké množství energie (tedy odpovídají krátkým vlnovým délkám). Naopak tříatomové molekuly (např. oxid uhličitý – CO_2 , voda – H_2O) umožňují přechod s menším energetickým rozdílem, a jsou schopny absorbovat infračervenou radiaci.

Jev, kdy pro jeden typ molekuly existuje různě široký rozsah vlnových délek, je způsoben srážkami molekul a dopplerovským posunutím frekvence (který je spojen s náhodnou rychlostí molekul). Rozsahy vlnových délek, v nichž jsou plyny neprůteplivé – čili dokážou pohlcovat a absorbovat tepelné záření, jsou uvedeny v Tabulce č.1.

Vlnové délky λ [μm]		od	Do	rozsah
CO₂	1	2,36	3,02	0,66
	2	4,01	4,80	0,79
	3	12,50	16,50	4,00
H₂O	1	2,24	3,27	1,03
	2	4,80	8,50	3,70
	3	12,00	25,00	13,00
CH₄	1	2,75	3,35	0,60
	2	7,25	7,65	0,40
N₂O	1	4,25	4,90	0,65
	2	7,35	7,75	0,40
O₃	1	9,40	10,30	0,90
CO	1	2,40	2,85	0,45

Tabulka č. 1: *Rozsah vlnových délek $\lambda(\mu m)$ pro některé plyny, v nichž jsou tyto plyny neprůteplivé* (Boeker – van Grondele 1995 in Kadmožka 2008)

Absorpce vodní párou a oxidem uhličitým je velmi silná. Další plyny, které absorbují podobné vlnové délky ovšem vyznačující se podstatně nižší koncentrací, přispějí celkovému skleníkovému efektu mnohem méně. Mnohé spektrální čáry jsou již nasycené. Existuje však oblast – tzv. spektrální okno – kde je pohlcení těmito dvěma hlavními plyny slabá. Zde se uplatňují méně koncentrované radiačně aktivní plyny, jako je metan, oxid dusný, ozon a freony.

Stejně jako je tomu v umělých systémech, i v klimatickém systému dochází k působení zpětných vazeb. Kladné zpětné vazby zvětšují odchylku od původního stavu – zesilují skleníkový efekt. Naopak záporné zpětné vazby působí na intenzitu skleníkového efektu negativně. Jsou uvedeny v subkapitolách níže.

Lidské aktivity, jako je například odlesňování a spalování fosilních paliv, způsobují zvyšování množství skleníkových plynů v atmosféře. Tento trend způsobuje navýšení intenzity projevu skleníkového efektu, proto představuje problém spojený s globálním oteplováním Země.

3.4 Vliv skleníkového efektu

Pro odhad teoretického příspěvku skleníkového efektu k energetické bilanci planety Země jsou nám k dispozici meteorologická data a data z družicových měření. Podle Stephan-Boltzmannova zákona závisí energie vyzařovaná určitým povrchem na jeho teplotě a vyzařovací schopnosti. Za předpokladu, že povrch pohltí dlouhovlnné tepelné záření beze zbytku (tedy se bude podobat absolutně černému tělesu), lze vyjádřit tzv. efektivní teplotu Země (T_e). Jedná se o množství energie vyzářené celým povrchem Země, kterému odpovídá teplota -19°C . Průměrná globální teplota je přitom přibližně 14°C (Nemešová et Pretel 1998). Rozdíl 33°C vysvětluje důležitost přítomnosti skleníkových plynů v atmosféře.

Efektivní vyzařovací hladina (tj. hladina, ve které je teplota rovna efektivní vyzařovací teplotě) se v současné době nachází ve výšce asi 5,5 km nad zemským povrchem (Kalvová, 1991). Jakmile dojde k růstu koncentrací skleníkových plynů, efektivní vyzařovací hladina se přesune do vyšších (čili chladnějších) hladin, čímž se sníží dlouhovlnná radiace do kosmu.

3.5 Skleníkový efekt na dalších planetách

Působení skleníkového efektu je vždy podstatně ovlivněno složením atmosféry. Vzhledem k různorodé stavbě atmosféry na jednotlivých planetách, jsou radiální podmínky různé. Kupříkladu absence atmosféry na Merkuru znemožňuje jakýkoli projev skleníkového efektu.

Venuše, Země a Mars ve svém počátečním vývoji velmi podobaly (Nátr 2006). Rozdíly v teplotních poměrech se postupem času prohloubily nejen z důvodu rozdílné vzdálenosti od Slunce, ale také kvůli rozdílům v koloběhu CO_2 mezi atmosférou a horninami. Podle Kastinga (Kasting et al. 1984, 1988), si Země udržovala mírnou teplotu, protože zde působí mechanismy zvyšující koncentraci CO_2 v atmosféře při ochlazování povrchu a snižující tuto koncentraci při zahřívání.

Na Venuši je skleníkový efekt daleko intenzivnější, než na planetě Zemi. Způsobuje jej 96 procentní koncentrace CO_2 v atmosféře a také její poměrně vysoká hustota. Zcela odlišné složení atmosféry má Saturn. 96% odpovídá molekulám vodíku a 4% helia. Účinnost skleníkového efektu je však díky přítomnosti metanu stejná jako na Zemi, podobně jako je tomu na Jupiteru, Uranu a Neptunu. Atmosféra Marsu je značně řídká, je ovšem z 95% vyplněna CO_2 , který svým velkým množstvím zajišťuje skleníkový efekt, ovšem nižší než na Zemi (Kadrnožka 2008).

4. Skleníkové plyny

Tato kapitola je věnována přehledu radiačně aktivních atmosférických plynů, které přispívají skleníkovému efektu. Tj. sloučeniny, které se vyznačují silnou absorpcí dlouhovlnného infračerveného záření. Svoji existencí podporují skleníkový efekt a zvyšováním své koncentrace představují primární příčinu růstu globální teploty Země. Nejvýznamnější skleníkové plyny současnosti jsou vodní pára, oxid uhličitý, metan, oxid dusný, ozon a freony. Pro tyto plyny je nyní příznačný soustavný, a v některých případech zcela výjimečně rychlý nárůst koncentrace (Nátr 2006).

Mezi skleníkové plyny, které se aktivně podílejí na zvýšeném skleníkovém efektu, se však všeobecně neřadí vodní pára. Tento skleníkový plyn se zúčastňuje přirozeného skleníkového efektu, ovšem svým konstantním množstvím v atmosféře se nepodílí na jeho umělém zesílení. Jinak je tomu u ostatních skleníkových plynů, na jejichž zastoupení v atmosféře působí člověk svou činností.

Ještě než přejdu k podrobnějšímu popisu jednotlivých plynů, pro úplnost upřesním, jak se vyjadřuje míra účasti jednotlivých plynů na skleníkovém efektu.

4.1 Posuzování vlivu skleníkových plynů na skleníkový efekt

Vzhledem k odlišným vlastnostem skleníkových plynů je ovlivnění skleníkového efektu u každého plynu individuální. Jednotlivé skleníkové plyny se navzájem liší:

- schopností absorpce dlouhovlnného infračerveného záření – různé radiační vlastnosti plynu způsobují, že stejné množství plynu má za následek rozdílnou absorpci infračerveného záření
- dobou existence v atmosféře – tato hodnota představuje průměrnou časovou jednotku, po kterou se v ovzduší uchovávají sloučeniny do té doby, dokud se nerozloží na látky jiné, nebo pokud se z atmosféry nevytratí pohlcením rostlinami nebo oceány (Fuglestad et al. 2003).

Životnost skleníkových plynů v atmosféře závisí na řadě okolností. Rozpad těchto látek je různý s různou výškou vrstvy atmosféry. V troposféře jsou chemické procesy vedoucí k zániku skleníkových plynů iniciovány ultrafialovou částí spektra sluneční radiace. Tato radiace svým působením na ozon, vedoucí k jeho rozkladu, dává vzniku atomárního kyslíku O, což vede ke vzniku hydroxylových radikálů OH. Tyto částice vyvolávají posléze řadu reakcí – rozklad dalšího ozonu (O₃), metanu (CH₄), oxidu dusnatého (NO), či oxidu uhelnatého (CO). Jinak je tomu ve stratosféře, kde je přeměna skleníkových plynů zapříčiněna fotolýzou – molekulárním rozpadem za působení tvrdého UV záření o vlnové délce kratší než je 80 nm (Kadnožka 2008). Působením takové radiace s velkou energií, se rozloží i tak stabilní látky jako jsou freony, halony a jiné sloučeniny chloru, oxid uhličitý, oxid dusný (N₂O).

Při posuzování ovlivňování látkami skleníkový efekt jsou zavedeny dva pojmy, usnadňující studii jednotlivých skleníkových plynů, respektive míru

ovlivnění globálního oteplování. Jedná se o radiační účinek a potenciál globálního oteplování (neboli GWP – Global Warming Potencial).

Volný překlad definice radiačního účinku ze Zprávy mezinárodního panelu IPCC zní takto: *“Radiační účinek systému tvořeného povrchem Země a troposférou a vyvolaný například změnou koncentrace skleníkového plynu je změna netto radiace (ve W/m^2) v tropopauze poté, co se při nezměněných podmínkách teploty na povrchu Země a v troposféře ustaví stálá teplota ve stratosféře, odpovídající změně v radiační rovnováze.“* (Houghton 1992 in Nátr 2006). Jinými slovy, změna či narušení (v jednotkách W/m^2) energetické bilance planety změnou mechanismu podílejícího se na utváření klimatu. Vyjadřuje takovou změnu radiační bilance na rozhraní zemského povrchu a troposféry, která je vyvolána například změnou obsahu některého skleníkového plynu v atmosféře, či změnou obsahu některého skleníkového plynu v atmosféře, či změnou množství odraženého záření od zemského povrchu.

Změny radiačního účinku vedou ke změnám teploty na povrchu Země. Kirschbaum (Kirschbaum 2003) vyjadřuje velikost této změny hodnotou $0,5 K \cdot m^2 \cdot W^{-1}$. Z této teorie vyplývá, že zvýšení radiačního účinku o $1 W/m^2$ se zvýší teplota na povrchu Země o $0,5^\circ C$.

„Globální teplotní potenciál vyjadřuje integrované radiační účinky, vyvolané změnami obsahu látek s aktivní tepelnou radiací po určité časové období“ (Nátr 2006). Jeho výpočet je tedy dán radiačním účinkem daného plynu, jeho životností v atmosféře a časovým horizontem, po který je hodnocen jeho účinek. Dle Kjótského protokolu (viz subkapitola 7.3.2) je tento časový horizont pro srovnání účinků stanoven na 100 let.

Souhrnné účinky všech skleníkových plynů se také mohou vyjadřovat jako kvantita, která je ekvivalentní k množství emisí CO_2 , popřípadě hmotnostním množství uhlíku v ekvivalentním množství CO_2 . Konkrétní hodnoty pro jednotlivé plyny jsou uvedeny v následující tabulce (Tabulka č. 2), která je zpracována dle Carbon Dioxide Information Analysis Center. Hodnoty jsou aktualizované k měsíci únoru roku 2011. Koncentrace je uváděna v ppm (z latinského *pars per milion*), což je číslo představující počet částic na milion. Obdobně, ppb znamená poměr jedné miliardtiny z celku. Zkratka ppm (v) popisuje jednu objemovou část v milionu.

Plyn	Životnost v atmosféře	Koncentrace plynu [ppm]		GWP/100 let
		do r. 1750	r. 2011	
CO_2	~ 100 let	280	388,5	1
CH_4	12 let	0,7	1,870 - 1,745	25
N_2O	114 let	0,27	0,323 - 0,322	298
O_3	hodiny - dny	0,025	0,034	-

Tabulka č. 2: Koncentrace některých skleníkových plynů před průmyslovou revolucí a jejich aktuální stav z února 2011. Životnost v atmosféře a potenciál globálního oteplování s časovým horizontem 100 let. (zpracováno podle Blasinga 2011)

4.2 Vodní pára

Dominantním skleníkovým plynem, jehož obsah v atmosféře se již po tisíciletí nezměnil, je vodní pára. Za předpokladu, že by byla pouze jediným skleníkovým plynem v atmosféře, pak by skleníkový efekt bezoblačné atmosféry ve středních zeměpisných šířkách představoval 60 – 70 % skleníkového efektu všech současných radiačně aktivních skleníkových plynů v atmosféře (Houghton et al. 1990). Obsah vodní páry v atmosféře není systematicky měněn člověkem, a lze tedy říci, že lidská činnost tento plyn (na rozdíl od ostatních skleníkových plynů) do atmosféry nepřidává.

Se stoupající teplotou ovzduší se zvyšuje i její koncentrace (teplejší vzduch může pojmout mnohem více vlhkosti). Soudobé zvyšování koncentrací skleníkových plynů v atmosféře má tedy za následek zvýšení obsahu vodní páry, a tím i zesílení skleníkového efektu – jedná se o kladnou zpětnou vazbu. Nedá se ovšem jednoznačně tvrdit, že kvantita vodní páry v ovzduší je přímo úměrná skleníkovému efektu a lze tedy předpokládat i zpětnou negativní vazbu. Větší množství vodní páry utváří předpoklad pro vznik oblačnosti. Účinky oblačnosti (vlhkosti vzduchu) na energetickou bilanci Země je komplikovaný. Vysoké a řídké mraky odrážejí poměrně málo krátkovlnného záření, což způsobuje ohřev planety, zatímco u řídkých mraků nižších poloh je tomu naopak (Flannery 2007).

Při kontaktu oblaků s krátkovlnnou sluneční radiací se část záření odráží zpět do kosmu a tím oblačnost přispívá ke snižování teploty na Zemi. Část záření je ovšem oblaky pohlceno a zachycená energie je vlivem nízké teploty vysílána jako dlouhovlnné tepelné záření všemi směry. V interakci oblak s tepelným zářením má oblačnost stejný vliv jako skleníkové plyny a tudíž zvyšuje teplotu. Houghton (Houghton 1998) uvádí, že výsledný efekt oblačnosti je mírně ochlazující.

Z hlediska studií globálního oteplování existují dva pohledy na vliv vodní páry v atmosféře. Někteří odpůrci globálního oteplování Země jsou toho názoru, že větší množství vodní páry ve vzduchu má za následek větší oblačnost, která vede ke kompenzaci zvyšování intenzity skleníkového efektu. Naopak Kadrožka (Kadrožka 2008) tvrdí, že teplejší vzduch je schopen přijmout větší množství vodní páry, aniž by bylo dosaženo rosného bodu a vytvoření oblaků. Podle Houghtona (Houghton 1995 in Kadrožka 2008) je prokázáno, že při vyšší teplotě bude oblačnosti spíše méně.

Vodní pára je mimořádně důležitý faktor účinnosti skleníkového efektu. Z toho důvodu jsou jevy jako změna obsahu vody v atmosféře a její účast na skleníkovém efektu v současné době předmětem intenzivního výzkumu. Výsledky zkoumání by měly vést k objektivnímu posouzení vlivů vodní páry na globální oteplování a k zohlednění důsledků změn obsahu vodní páry v atmosféře.

4.3 Metan

Dalším plynem, který značně ovlivňuje průběh skleníkového efektu je metan. Tato organická sloučenina je pro vývoj skleníkového efektu mimořádně důležitá. Je totiž asi 20x účinnější pohlcovač dlouhovlnného infračerveného záření než oxid uhličitý a bylo prokázáno, že zvýšení atmosférické koncentrace metanu o 0,05 ppm se může projevit zvýšením teplot vzduchu až o 1°C (Nátr 2006).

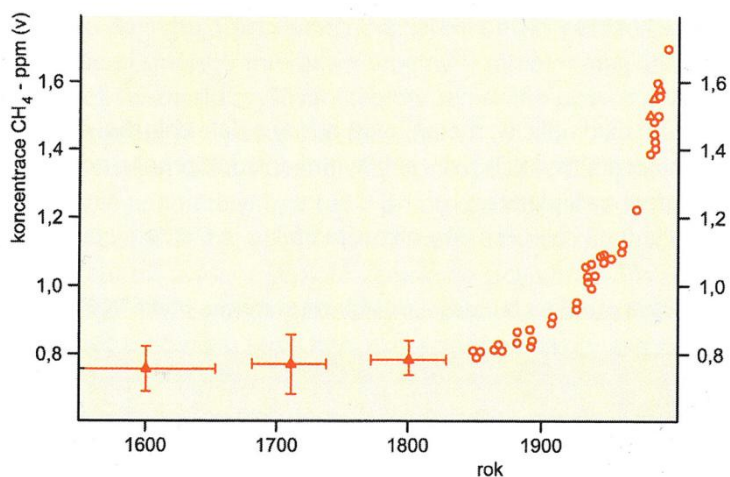
K odstraňování metanu z atmosféry dochází především v důsledku reakci s hydroxylovými radikály OH^\cdot v troposféře. Tyto radikály vznikají v procesech ozonu, vodíku a vodní páry za působení UV záření. Řetězové reakce způsobují, že úbytek metanu v atmosféře urychluje jeho rozpad. Řádově menší význam má transport metanu do stratosféry a ukládání v půdě. Doba pobytu metanu v atmosféře je navíc podstatně kratší než je tomu u CO_2 a činí jen několik desítek roků. Tato relativně krátká doba znamená, že se snížení antropogenních emisí metanu rychle a příznivě projevuje na snížení absorpce tepelného záření.

Metan se zúčastňuje zpětné vazby, která je podstatná pro další vývoj oteplování planety. Jedná se o jeho uvolňování z tajícího permafrostu. Odhaduje se, že táním trvale zmrzlé rašeliny na Sibiři se může uvolnit 70 až 90 miliard tun metanu (Kadrnožka 2008). Vzhledem k tomu, že při těchto procesech dochází k uvolňování metanu postupně a navíc životnost metanu v ovzduší není moc velká, tato „hrozba“ se dle Kadrnožky nejeví jako příliš dramatická.

Další kladnou zpětnou vazbou, které se zúčastňuje metan, je zvyšování jeho koncentrace v ovzduší jako důsledek navyšování koncentrace CO_2 v atmosféře. Zvýšení množství CO_2 a teplot podporuje nárůst biohmoty, což má za následek rozšíření mokřadů, zintenzivnění biologických procesů v mokřadních oblastech. Je pravděpodobné, že v důsledku zlepšení podmínek pro živočichy se jejich populace zvětší a svou existencí budou přispívat k dalšímu zvýšení produkce metanu (živočišný odpad) i oxidu uhličitého (dýchání).

4.3.1 Zdroje metanu

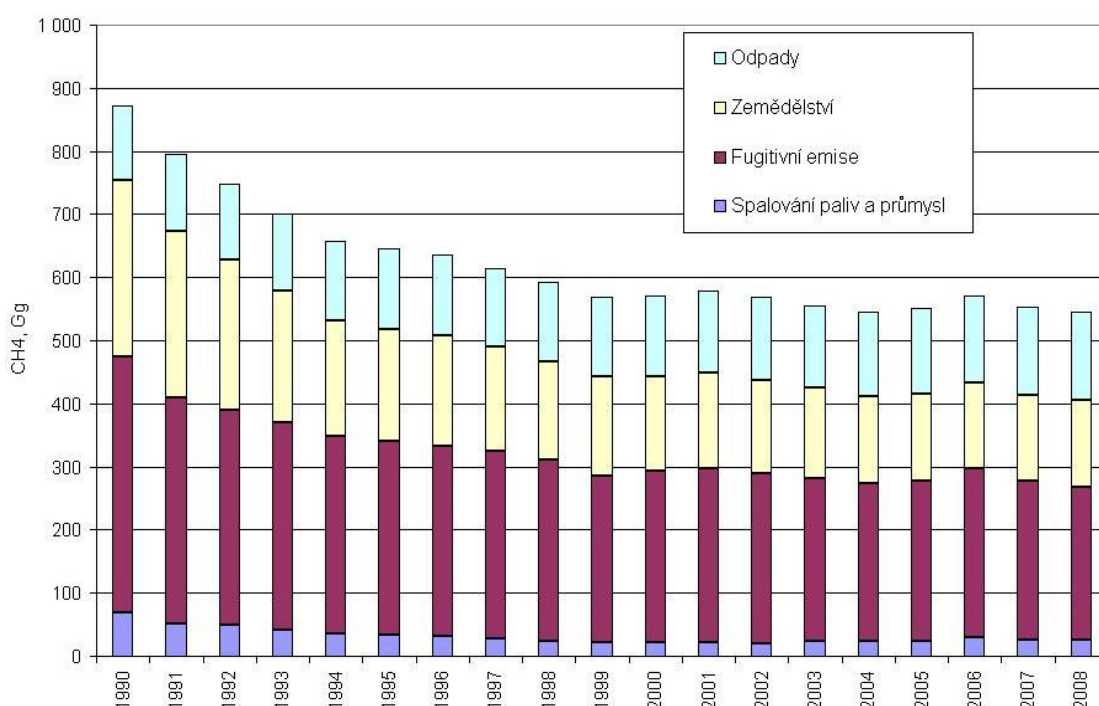
I koncentrace metanu se za posledních několik stovek let podstatně zvýšila. Výzkum vývoje narůstání koncentrace metanu v ovzduší podle analýz vzduchu zachyceného v ledovcích je nastíněn na Obrázku č. 1.



Obrázek č. 1: Vývoj narůstání koncentrace metanu v ovzduší podle analýz vzduchu zachyceného v ledovcích (Kadrnožka, 2008)

Hodnoty koncentrací metanu se od období před průmyslovou revolucí výrazně zvýšily (viz Tabulka č. 2). V letech před rokem 1750 činila koncentrace CH₄ 0,7 ppm. Oproti tomu současná hodnota zastoupení tohoto plynu v atmosféře se blíží až 1,87 ppm. Bilance koncentrací metanu za poslední roky včetně jeho zdrojů naměřených na území České republiky, jsou znázorněny na obrázku č. 2.

Nicméně, poslední roky nevykazuje koncentrace metanu příliš velký nárůst. Podle (Simpson et al. 2006) byl v letech 1999 až 2005 průměrný nárůst koncentrace metanu v ovzduší velmi malý – činil 0,7 ppb. Tato hodnota se zdá být v porovnání s obdobím 1978 – 1987, kdy průměrný nárůst činil 16 ppb, pozitivní. Ovšem dle Simpsona souvisí kolísání přírůstků koncentrace metanu s kolísáním koncentrace etanu v ovzduší, se změnami proudění v Pacifiku a s jevy El Niño a La Niña. Krátkodobé zpomalení nárůstu koncentrace neznamena, že v nadcházejícím období nedojde k opětovnému zvyšování množství metanu v ovzduší.



Obrázek č. 2: Emise metanu naměřené na území ČR za období 1990 – 2008 (Český hydrometeorologický ústav, 2009)

Z Tabulky č. 3 je patrné, že největším zdrojem CH₄ jsou mokřady. Společným znakem všech mokřadů je značné množství biohmoty, zalité vodou. K této hmotě, ležící zpravidla na dně, proniká do určité míry kyslík. Díky aerobnímu prostředí může biohmotu podléhat rozkladu hnitím, za vzniku oxidu uhličitého. Ve větší hloubce, či přikrytím vrstvou nánosů, již nedoléhá sluneční záření. Kyslík zde proto není přítomen. Tyto podmínky umožňují jiný proces, v přírodě častý a rozšířený – rozklad hmoty prostřednictvím bakterií za nepřístupu vzduchu. Anaerobní bakteriální proces se vyznačuje produkcí metanu, který je posléze uvolňován do ovzduší. Touto cestou vznikají i ložiska ropy a zemního plynu.

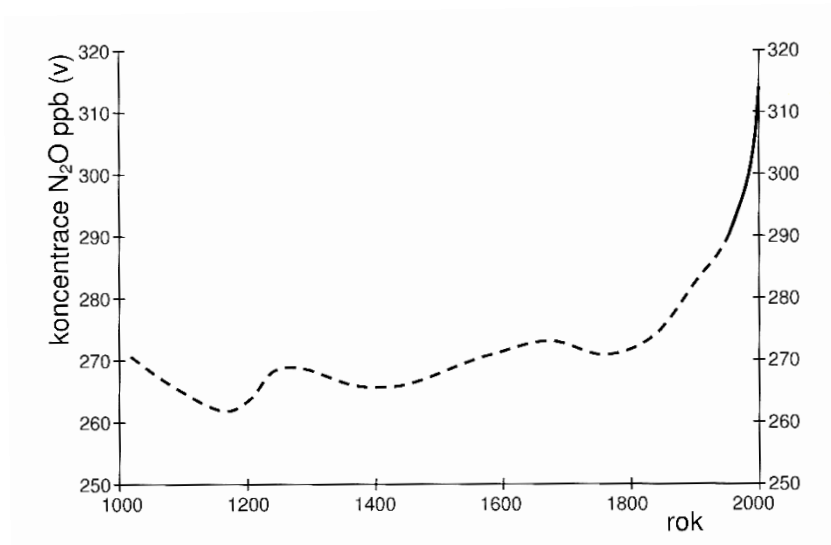
Zdroj metanu	Produkce metanu [Mt/rok]	Podíl [%]
Mokřady	100...115...200	24
Fosilní paliva	100...70...110	15
Skot (přežvýkavci)	65...70...100	15
Rýžoviště	20...60...150	13
Hoření biomasy	20...40...80	9
Skládky odpadů	20...30...70	6
Živočišné odpady	20...25...30	5
Lidské odpady	20...25...30	5
Termiti	10...20...50	4
Oceán	5...10...20	2
Čerstvá voda	1...5...25	1
Metanové hydráty	0...5...15	1
Celkem	381...475...880	100

Tabulka č. 3: Světové emise metanu (zpracováno podle Houghton, 1998)

Největším antropogenním zdrojem metanu je zemědělská výroba. K produkci metanu dochází u skotu díky konzumaci rostlin, které v batoru v přítomnosti mikroorganismů kvasí a tím vylučují metan. Bakterie produkující v anaerobním prostředí metan představují podstatný zdroj i na zatopených rýžových polích. Dle dat z tabulky 1 je patrné, že rýžová pole, skot a živočišné odpady dohromady produkují o 60% více metanu, než světové mokřady. Naproti tomu průmysl fosilních paliv produkuje jen přibližně polovinu množství metanu, než který vznikne při uvedené zemědělské výrobě. K úniku značného množství metanu dochází při produkci, těžbě, dopravě a petrochemickému zpracování ropy. Významným zdrojem metanu je i těžba uhlí. Při běžné těžbě jsou důlní plyny z důvodu bezpečnosti odváděny odvětrávání v nízkých koncentracích.

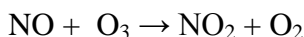
4.4 Oxid dusný

Jediným oxidem dusíku, který se jednoznačně řadí mezi skleníkové plyny a jehož emise jsou regulovány Kjótským protokolem (viz subkapitola 7.3.2) je N₂O. Jeho vliv na skleníkový efekt je značný – pohlcuje až 300 krát více dlouhověnné tepelné radiace než CO₂. (viz Tabulka č. 2). Jeho poměrně nízká reaktivita též způsobuje dlouhou dobu setrvání v atmosféře, která činí přibližně 114 let. Stabilní hodnota koncentrace způsobuje, že na rozdíl od metanu nevykazuje oxid dusný žádné výrazné krátkodobé výkyvy v koncentracích. Při zachování současného stavu emisí N₂O je tedy možné odhadnout přibližné hodnoty koncentrace během příštích několika set let na 0,4 ppm (Kalvová J. et Moldan B. 1996).



Obrázek č. 3: *Růst koncentrace oxidu dusného* (Barrot 2006 in Kadrnožka 2008)

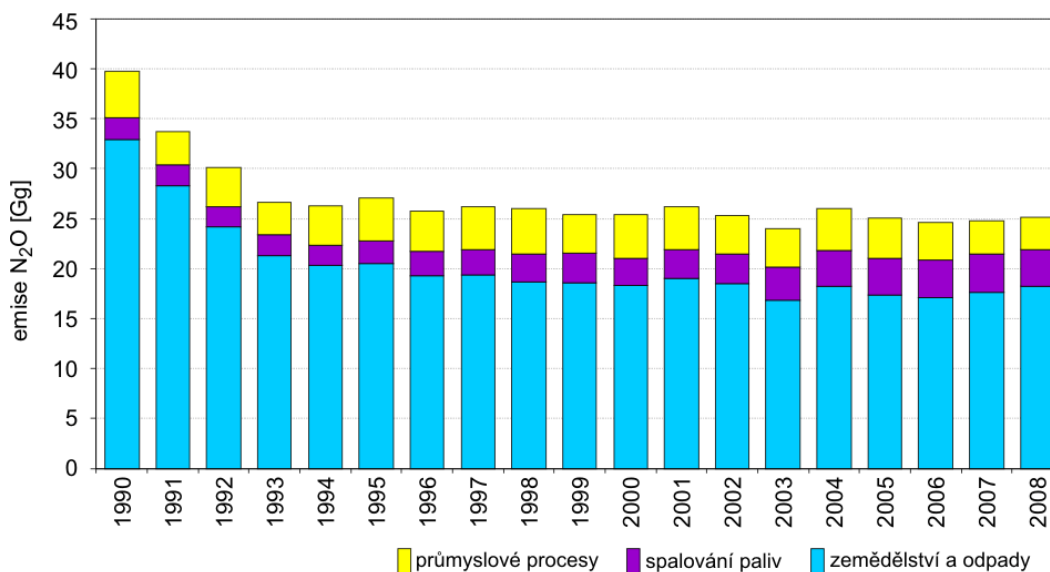
Jak již bylo řečeno, oxid dusný se v atmosféře podílí na významném procesu – rozpadu ozonu. Vzhledem k tomu, že není z atmosféry odstraňován žádnými chemickými reakcemi, může pronikat z troposféry do stratosféry, kde ovlivňuje koncentraci ozonu. Ve větších výškách je v přítomnosti UV záření a atomárního kyslíku fotochemicky rozkládán na radikály NO, které způsobují rozpad ozonu. Reakce je vyjádřena následující rovnicí.



4.4.1 Zdroje oxidu dusného

Přírodní cestou vzniká oxid dusný především denitrifikační procesy bez přístupu vzduchu v půdách a ostatních sedimentech a také uvolňováním plynu z oceánů v rostlinné a živočišné výrobě. Naopak N₂O antropogenního původu vzniká nejčastěji spalováním biomasy a je obsažen v emisích z průmyslových závodů a spalovacích motorů (Bange 2000). K úniku ze spalovacích motorů přitom dochází i přes vybavení katalyzátory. Dle (Becker et al. 1999) odpovídá celosvětová roční produkce N₂O ze spalovacích motorů 0,18 Tg.

Nárůst oxidu je evidentně způsoben i intenzifikací zemědělské činnosti, která je spojená se zvýšenou aplikací dusíkatých hnojiv. K úniku N₂O dochází v procesech nitrifikace i denitrifikace, kde oxid dusný představuje jeden z meziproductů. Na následujícím grafu je patrné, že podle hodnot naměřených na území ČR tvoří jednoznačně největší podíl emisí N₂O zemědělství a odpady.



Obrázek č. 4: Emise oxidu dusného v sektorovém členění z let 1990 – 2008. (CHMÚ, 2009)

4.5 Freony

Freony, neboli chlorfluorované uhlovodíky jsou syntetické látky, které jsou chlorované a/nebo fluorované. Významnost těchto látek představuje zejména jejich schopnost destrukce a zeslabování stratosférického ozonu, což je spojeno se vznikem ozonové díry. Pro tuto kapitolu je ovšem podstatný jeho vliv na skleníkový efekt.

Freony se v minulosti vůbec nevyskytovaly – nemají přírodní původ. Jejich vlastnosti (například vysoká molární hmotnost) se ovšem osvědčily ve výrobě chladících a klimatických zařízeních, jako hnací plyny v průmyslových aerosolech apod. Značná chemická stabilita těchto plynů způsobuje, že jejich účast na skleníkovém efektu bude ještě dlouhou dobu přetrvávat i přes značná omezení v jejich produkci. Účinně pohlcují dlouhovlnné infračervené záření v oblastech těch vlnových délek, kde není možná absorpce ostatními skleníkovými plyny. Účinnost pohlcování je ve srovnání s CO₂ asi 5000 – 10 000 krát vyšší (Nátr 2006) a jejich podíl na skleníkovém efektu je významný i při nízké koncentraci.

Freony se dělí na měkké a tvrdé. Tvrdé freony, označované jako CFC obsahují pouze atomy chloru, uhlíku a fluoru. Mezi typické tvrdé freony patří F-11 (trichlorfluormethan) a F-12 (dichlordifluormethan). V přízemních vrstvách atmosféry (v troposféře) jsou velmi stálé. Tyto látky se pomalu dostanou do vyšších vrstev atmosféry a zde rozkládají stratosférický ozon. Měkké freony buď ve svých sloučeninách obsahují chlor a jedná se tak o hydrochlorofluoruhlovodíky (HCFC), anebo chlor neobsahují (jsou tedy složeny z vodíku, uhlíku a fluoru), nazývají se hydrofluoruhlovodíky HFC.

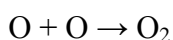
Existuje velké množství freonů a taktéž velké množství z nich podporuje skleníkový efekt. Jaké freony jsou z hlediska posuzování vlivu pohlcování a vyzařování slunečního záření dostatečně důležité, je uvedeno v následující tabulce (Tabulka č. 4). Je zde uvedeno několik nejdůležitějších freonů, jejichž koncentrace v atmosféře se sleduje v souvislosti se skleníkovým efektem.

Plyn	Životnost v atmosféře [rok]	Koncentrace plynu [ppt]		GWP /100 let
		do r. 1750	r. 2011	
CFC-11 (CCl ₃ F)	45	0	242 - 240	4,75
CFC-12 (CCl ₂ F ₂)	100	0	535 - 533	10,9
CF-113 (CCl ₂ FFClF ₂)	85	0	76	6,13
HCFC-22 (CHClF ₂)	12	0	217 - 190	1,81
HCFC-141b (CH ₃ CCl ₂ F)	9,3	0	22 - 19	725
HCFC-142b (CH ₃ CClF ₂)	17,9	0	22 - 19	2,31
Halon 1211 (CBrClF ₂)	16	0	4,3 - 3,8	1,89
Halon 1301 (CBrClF ₃)	65	0	3,3 - 3,2	7,14
Halon 134a (CH ₂ FCF ₃)	14	0	60 - 49	1,43
Tetrachlor (CCl ₄)	26	0	88 - 86	1,4
Trichlorethan (CH ₃ CCl ₃)	5	0	8,9 - 8,6	146
Fluorid sírový (SF ₆)	3200	0	6,99 - 6,56	22,8

Tabulka č. 4: Koncentrace některých freonů před průmyslovou revolucí a jejich aktuální stav z února 2011. Životnost v atmosféře a potenciál globálního oteplování s časovým horizontem 100 let. (zpracováno podle Blasinga 2011)

4.6 Ozon

Ozon představuje modifikaci kyslíku, jehož molekula je tvořena třemi atomy. Jedná se o látku, která má za normálních podmínek plynné skupenství a je poměrně málo rozpustná ve vodě. V atmosféře se vyskytuje od vzniku oxygenní fotosyntézy. Fotosyntézou uvolněný molekulární kyslík se vlivem krátkovlnné sluneční radiace přeměnil na stratosférický ozon podle následující rovnice.



Množství ozonu je největší ve výšce 20 – 25 km nad zemí. Asi 80 – 90% ozonu se nachází ve stratosféře o průměrné koncentraci asi 10 ppm. Zbylých 10 – 20 % se nachází ve výškách do 10 km, čili v troposféře (Lippert 1995).

Významnost ozonu představuje především jeho funkce ve stratosféře – absorpce podstatné části UV záření, která zabraňuje průniku škodlivé radiace k povrchu Země. UV záření, neviditelná část slunečního záření, se dle vlnových délek odlišuje na UVA záření (relativně nejbezpečnější, nejdelší vlnové délky), UVB záření (může mít karcinogenní účinky, střední vlnová délka), UVC záření (letální účinky, vlnové délky nejkratší).

Pro skleníkový efekt je významný nejen ozon spodní vrstvy stratosféry, ale zejména ozon troposférický. Ovlivnění radiačních poměrů ozonem silně závisí na vertikálním rozložení jeho koncentrace. Míra ovlivnění skleníkového efektu ozonem a jeho současné a historické koncentrace jsou uvedeny v tabulce (viz Tabulka č. 2). K tvorbě troposférického ozonu dochází ve znečištěném ovzduší poměrně rychle, a to v časovém rozpětí asi jedné hodiny. Naopak k zániku dochází buď chemickými

reakcemi přímo v ovzduší (například nadbytkem NO, který ozon rozkládá na O₂ a přeměňuje se na oxid dusičný), dále reakcemi nebo depozicí na zemském povrchu (mj. pohlcením těly rostlin, či v dýchacím ústrojí člověka a živočichů).

Koncentraci ozonu zde zvyšují především plyny s krátkou životností v atmosféře, zejména oxid uhelnatý a oxidy dusíku. Dle (Nátr 2006) způsobily zvýšené emise oxidů dusíku antropogenního původu zvýšení stávající troposférické koncentrace ozonu přibližně na dvojnásobek. Kadrnožka (Kadrnožka 2008) uvádí, že nadlimitní koncentrace přízemního ozonu důsledek rychle se rozšiřující automobilové dopravy, která je při vyšších teplotách ovzduší spojena s emisemi oxidů dusíku. Ozon přízemní vrstvy atmosféry poté vznikne působením sluneční radiace na tyto oxidy. Reakci vystihuje následující rovnice.

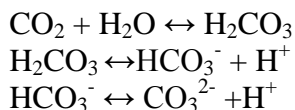


5. CO₂ a jeho chování v atmosféře a na Zemi

Oxid uhličitý představuje látku, která je mnohonásobně spojena s životem člověka. Oxid uhličitý se uvolňuje u fotosyntézy, při dýchání, nebo k získání pohonné hmoty či elektřiny a existuje ještě mnoho dalších procesů, při kterých figuruje CO₂. Prioritou této kapitoly je představit CO₂ jako významnou součást zemské atmosféry z hlediska účinnosti na skleníkovém efektu. V porovnání s ostatními skleníkovými plyny je jeho koncentrace vysoká a z hlediska ovlivnění skleníkového efektu je proto zásadní.

5.1 Vlastnosti CO₂

Oxid uhličitý je bezbarvý plyn, jehož hustota je poměrně vysoká a s 1,977 g/l (Mikulčák 1988) je přibližně 1,5 krát těžší než vzduch. Jedná se o látku nehořlavou a ne příliš reaktivní. Je nedýchatelný, a již při několikaprocentní koncentraci způsobuje štiplavým drážděním sliznic dýchací potíže. Delší působení desetiprocentní koncentrace CO₂ vede ke smrti člověka. CO₂ je dobře rozpustný ve vodě, přičemž se mění na hydrogenuhličitanové (HCO₃⁻) a uhličitanové (CO₃²⁻) ionty a dochází ke vzniku kyseliny uhličitě podle následující rovnice.



Přes svou relativně nízkou skleníkovou účinnost je oxid uhličitý pro své podstatné zastoupení v atmosféře (a také pro největší podíl emisí z lidské činnosti) pokládán za nejdůležitější skleníkový plyn (hodnoty viz Tabulka č. 2). Doba setrvání oxidu uhličitého v atmosféře je přibližně 100 let.

5.2 Oxid uhličitý jako součást koloběhu uhlíku na Zemi

Oxid uhličitý se vedle značného množství průmyslových a jinak umělých odvětví zúčastňuje celé řady významných přírodních procesů. Při sledování molekuly CO₂ (a jeho přeměňování na uhlík a opětovnému sloučení s dvěma molekulami kyslíku) je evidentní jeho významný vliv na funkci života na Zemi.

Proces pohlcení molekuly CO₂ vegetací vedoucím k přirozenému úbytku plynu je obecně nazýván jako fotosyntetická fixace CO₂. Jedná se o složitý soubor procesů, jimiž fotoautotrofní organismy využívají energii slunečního záření k zabudování molekul oxidu uhličitého do organických sloučenin při současném uvolnění molekulárního kyslíku. Naopak k uvolnění molekuly CO₂ dochází v opačném ději – při dýchání aerobních organismů. Molekula CO₂ (později přeměněná na uhlík) též může být zabudována do pletiv dřeva a rostlin. Uvnitř setrvává uhlík do té doby, než se spálí, anebo jej rozloží mikroorganismy či houby. Mezi přírodní pochody produkující CO₂ také patří požáry nebo vulkanická činnost. Všeobecně lze tvrdit, že při všech formách spalování se spotřebovává kyslík a vzniká CO₂.

Je zřejmé, že cyklus uhlíku musí zahrnovat i ostatní $\frac{2}{3}$ zemského povrchu, který představují oceány. Úloha oceánů v cyklu uhlíku je nepochybně zcela mimořádná. Navíc hraje svou roli i skutečnost, že oceány obsahují největší množství uhlíku z celé biosféry (Hopkinson et Vallino 2005).

CO₂ je ve vyšších zeměpisných šířkách (blíže k oběma zeměpisným pólům) odván nad oceán, kde má příznivé podmínky pro to, aby zde ve vodním prostředí došlo k jeho fyzikálnímu rozpuštění. V této podobě může být zanesen mořskými proudy do teplejších rovníkových oblastí, kde se uvolní z povrchu oceánů do vzduchu, anebo zůstane v chladnější vodě, kde jsou předpoklady pro rozpustnost lepší.

Kromě fyzikálního rozpouštění se CO₂ zúčastňuje fotosyntetické fixace mořskými řasami či sinicemi. Jak je známo, fotosyntéza probíhá za působení slunečního záření, z toho důvodu se tak stává pouze v povrchových oblastech vody, kam ještě dosahuje sluneční záření. Jako součást těl fytoplanktonu může sloužit přeměněný CO₂ (opět v podobě uhlíku) buď jako potrava vyšším organismům - a tím se dostat zpět na souš – anebo je zpracován do těl zooplanktonu a je znovu uvolněn do vody. Klesnutím fytoplanktonu může být uhlík usazen na dně oceánů, kde dojde k jeho rozkladu a přeměně další organické materiály.

5.3 Antropogenní zdroje CO₂

Neustále se zvyšující koncentraci CO₂ a narušení přirozené stability množství plynu v ovzduší je způsobena lidskou činností. Mezi nejvýznamnější antropogenní zdroj emisí CO₂ je spalování fosilních uhlíkatých paliv. Produkce oxidu přitom závidí na množství uhlíku v palivu.

5.3.1 Fosilní paliva

Fosilní paliva představují přeměněnou biomasu rostlin, která je vyprodukovaná před miliony let. Člověk jejich spalováním čerpá energii pro svou hospodářskou činnost. Spalování – podobně jako dýchání – představuje rozklad energeticky bohatých uhlíkatých sloučenin na CO₂, čímž se uvolňuje teplo. Působením tlaku a teploty se během uplynulých milionů let odumřelá suchozemská biomasa měnila na rašelínu. Rašelina se následně měnila na hnědé, posléze černé uhlí. Mořské prostředí zase umožnilo přeměnu fytoplanktonu, čímž vznikla ropná naleziště.

Přeměna původní biomasy rostlin ve fosilní paliva byla energeticky velmi neúčinná. Z každé jednotky rostlinné hmoty se uchovalo pouze 10% ve formě uhlí, jen 0,01% ve formě zemního plynu nebo ropy (Dukes 2003). Dle Dukese se v dávných geologických dobách pro vytvoření fosilních paliv, jež byla spálena jen v roce 1997, muselo vytvořit a uložit asi 44 bilionů tun biomasy rostlin. Pro lepší představu, na vytvoření jednoho litru ropy by bylo potřeba asi 23 tun biomasy rostlin.

Lidstvo by jako náhradu za fosilní paliva potřebovalo asi 22% využitelné roční produkce nadzemní biomasy, tedy více než $\frac{1}{5}$ (Nátr 2006). Toto číslo je navíc nereálné absolutní minimum, vzhledem k tomu, že stávajícími technologickými postupy lze získávat pouze část energie obsažené v biomase. Při stávající spotřebě

fosilních paliv využívá lidstvo 40% současné produkce rostlin jako potraviny, krmiva a suroviny. Další zatížení by mělo na přírodu destruktivní účinky (ztráta biodiverzity, narušení životního prostředí, stability potravních řetězců, atd.), je proto prakticky neproveditelné.

5.3.2 Přehled emisí CO₂ vznikajících lidskou činností

Jak již bylo řečeno, největší zdroj emisí CO₂ představují spalovací procesy fosilních paliv. Produkce oxidu přitom závidí na množství uhlíku v palivu. Množství oxidu uhličitého, které vznikne při spalování různých paliv, je uvedeno v následující tabulce.

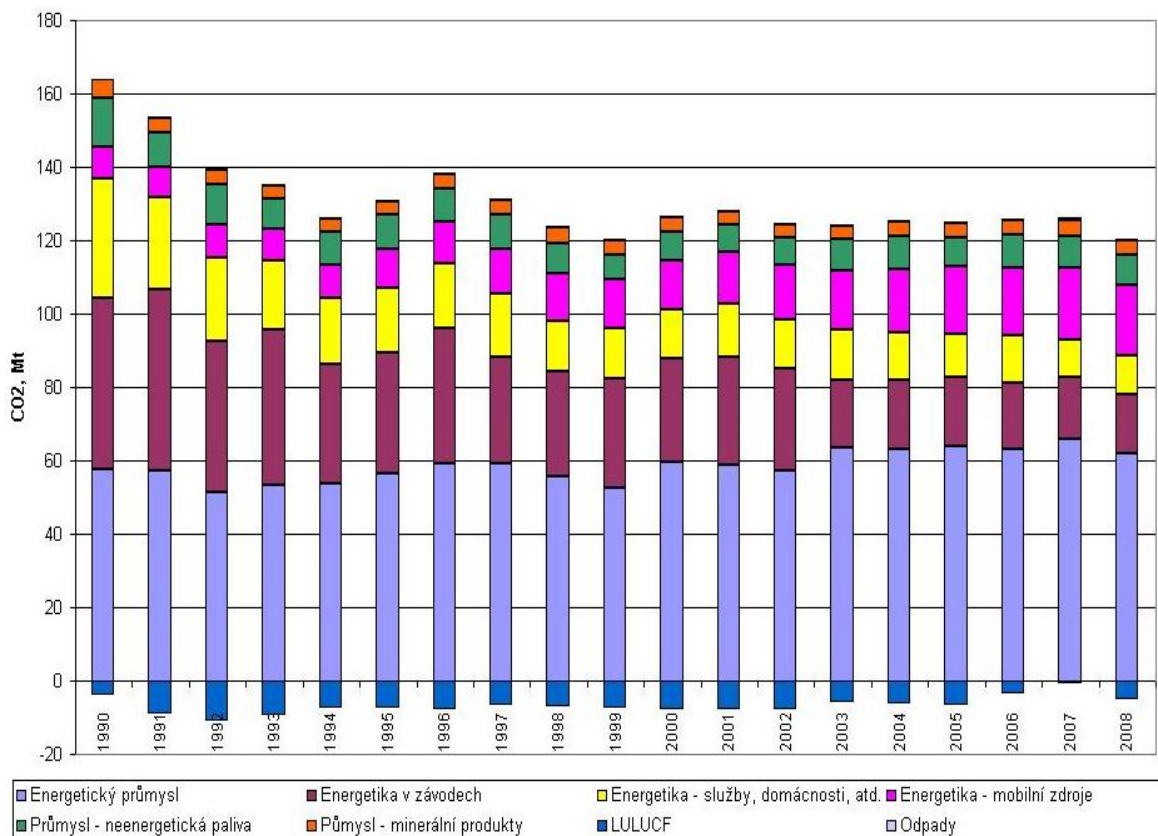
Typ paliva	Výhřevnost [MJ/kg]	Měrná produkce CO ₂ [kg CO ₂ /kg paliva]	Množství CO ₂ vztažené na jednotku energie [kg CO ₂ /GJ]
Vodík plyný	120	0	0
Vodík kapalný	120	0	0
Uhlí černé	20 až 30	1,7 až 2,9	85 až 100
Uhlí hnědé	11 až 24	1,2 až 1,9	82 až 95
Zemní plyn	43 až 50	2,6 až 2,8	57 až 60
Ropa	40 až 45	3,0 až 3,2	72 až 77
Petrolej	40	3,1	77
Benzín	42	3	71
Nafta	39	3,2	82
Etanol	30	2,9	97
Dřevěné uhlí	25 až 30	2	71 až 75
Dřevo	10 až 20	1,0 až 1,8	90 až 95
Typ plynu	Výhřevnost [MJ/m ³]	Měrná produkce CO ₂ [kg CO ₂ /kg paliva]	Množství CO ₂ vztažené na jednotku energie [kg CO ₂ /GJ]
Metan	35,5	1,97	55,5
Zemní plyn	33	1,93	58,5
Koksárenský plyn	16 až 22	0,38 až 0,43	17 až 27
Vysokopecní plyn	2 až 4,3	0,46 až 0,5	100 až 250
Bioplyn vyhnívací	22 až 27	2,2 až 2,6	81 až 118

Tabulka č. 5: Měrná produkce oxidu uhličitého při spalování různých paliv a plynů. (Kadrnožka 2008)

Z výčtu je patrné, že rozsáhlé zdroje emisí CO₂ jsou průmyslové provozy - spalovací procesy, koksárenství, rafinerie olejů a plynů, hutnictví a kovoprůmysl, sklárny a výroba keramiky, zpracování celulózy a dřeva, cementárny. Například při výrobě 1 t cementu je produkce CO₂ 1 t (Souza 2006 in Kadrnožka 2008). Mezi další

zdroje emisí CO₂ dále patří spalovací procesy paliv biologického původu – zejména biomasy, dřeva či bioplynu. Svou roli hrají i eroze a odlesňování.

V následujícím grafu (Obrázek č. 5) je uvedeno množství oxidu uhličitého vyprodukované v různých odvětvích během devadesátých a dvacátých let na území České republiky. Jak je vidět, nejvíce se na emisích CO₂ podílí energetický průmysl. Zkratka LULUCF představuje hodnoty z využití krajiny, změny ve využití krajiny a lesnictví.



Obrázek č. 5: Emise oxidu uhličitého v sektorovém členění z let 1990 – 2008. (CHMÚ, 2009)

Významný vliv člověka na zvyšování koncentrace CO₂ představují i změny ve využívání krajiny. Počet lidí vzrůstá, což přispívá k rozšiřování ploch povrchu pevnin, jež se dále na fotosyntetické fixaci nemohou podílet. Odstraněním přírodního porostu a následnou přeměnou povrchu souší, dochází k přeměně složitých uhlikatých sloučenin, jež jsou obsaženy v nadzemní i podzemní biomase, na CO₂. Zvyšování produkce plynu je spojeno nejen s omezením fotosyntézy odlesněním a nahrazením vegetace fotosynteticky neaktivním povrchem, ale také únikem CO₂ při zemědělském zpracování půd.

Do jaké míry je příroda schopna zpracovat nepřiměřené množství člověkem vyprodukovaného oxidu uhličitého je uvedeno v Tabulce č. 6. Jedná se o hrubou bilanci zdrojů CO₂ a jeho rozložení mezi rezervoáry na Zemi na přelomu století.

Roční bilance uhlíku v CO ₂	Gt (C) / rok
Zdroje:	
• emise ze spalování fosilních paliv a výroby vápna a cementu	5,0...5,5...6,0
• emise ze změn využití půdy v tropickém pásmu	0,6...1,6...2,6
Celkové emise uhlíku v CO₂ antropogenního původu	6,1...7,1...8,2
Rozložení uhlíku v CO ₂ mezi rezervoáry:	
• hromadění v atmosféře	3,1...3,3...3,5
• pohlcení oceány	1,2...2,0...2,8
• odčerpáno fotosyntézou	cca 0,5
• ostatní pozemské rezervoáry vč. hnojení oxidem uhličitým	cca 1,3
Celkem uloženo v rezervoárech uhlíku v CO₂	6,1...7,1...8,2

Tabulka č. 6: *Hrubá bilance zdrojů uhlíku obsaženého v CO₂ a jeho rozložení mezi rezervoáry na Zemi na přelomu století.* (Barros 2006 in Kadmožka 2008)

Hromadění velkého množství CO₂ a zvyšování jeho koncentrace v ovzduší značí nerovnoměrné rozložení CO₂ (potažmo uhlíku) mezi rezervoáry. Rostliny evidentně nestačí kompenzovat člověkem emitovaný CO₂ z historicky nového zdroje – spalováním fosilních paliv – svými přirozenými procesy fotosyntézy. Je tomu tak z následujících důvodů.

- Nárůst koncentrace je příliš rychlý na to, aby byly rostliny schopny reagovat rychlou adaptací na nové podmínky a následkem toho prudce zesílily intenzitu fotosyntetické fixace CO₂.
- Zvyšování spotřeby fosilních paliv s sebou přináší i zvyšování počtu obyvatel na Zemi, včetně jejich nároků na život (potrava, prostor, suroviny). Fotosyntetická fixace je z tohoto důvodu spíše omezována, než aby docházelo k jejímu zintenzivnění.

Existuje mnoho důkazů o tom, že vysoce nadprůměrná koncentrace CO₂ je za posledních několik desítek let způsobena člověkem. Význačný důkaz jsou změny koncentrace CO₂ ze spalování fosilních paliv od počátků průmyslové revoluce dodnes. Vstupními daty je:

- odhadnuté množství C ve fosilních palivech, spálených v daném časovém intervalu
- množství CO₂ vzniklého z jednotkového množství uhlíku (hodnota vyplývá z chemického složení molekuly CO₂ – 12 g uhlíku C a 2x16 g kyslíku O vytvoří 44 g CO₂) – množství CO₂ je tedy 3,67krát větší než množství C
- množství vzduchu v atmosféře – které činí 5,11 x 10¹⁵ tun (Kadmožka, 2006)
- průměrná životnost CO₂ v ovzduší.

Snižování podílu radioaktivního uhlíku $^{14}_6\text{C}$ v celkovém atmosférickém CO₂ přináší další doklad tvrzení, že největší část nárůstu koncentrace tohoto plynu v ovzduší je způsobena spalováním fosilních paliv. Princip teorie spočívá v tom, že v oxidu uhličitým emitovaném při spalovacích procesech fosilních paliv není přítomen tento radioaktivní uhlík, vznikající z dusíku působením kosmického záření. Poměr koncentrací uhlíku $^{14}_6\text{C}$ a stabilního uhlíku $^{12}_6\text{C}$ emitovaného ze spalovaných fosilních paliv klesá.

Další důkaz vyplývá ze zeměpisného rozložení koncentrací CO₂ v ovzduší, které vykazuje poněkud větší hodnoty na severní polokouli (Kadrnožka, 2006). Tato skutečnost je dle Kadrnožky důsledkem podstatně většího rozšíření populace na severní polokouli (a zejména průmyslově a ekonomicky vyspělých zemí) a také tím, že emise CO₂ vyprodukované na severní polokouli potřebují pro rozšíření po celé planetě asi jeden rok.

5.4 Koncentrace CO₂ a její zjištění

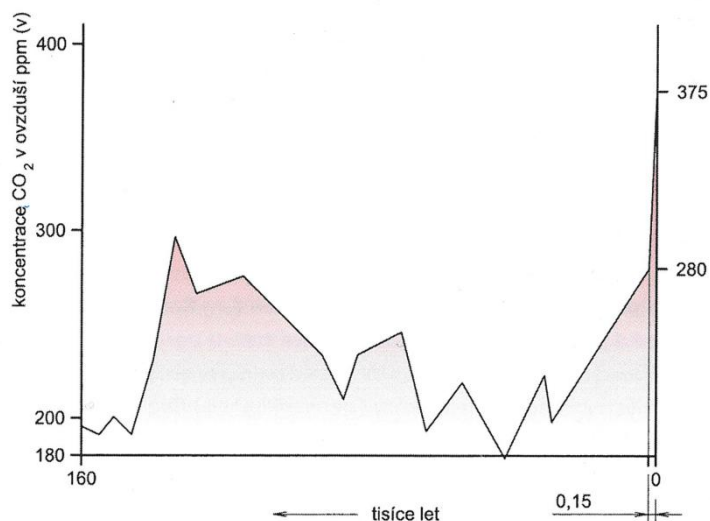
Okolo padesátých let byly na různých místech na Zemi zřízeny stanice pro měření oxidu uhličitého. Lokality pro měření byly na celém světě vybrány za účelem stanovení globální koncentrace oxidu uhličitého a vývoj jejích změn v celé atmosféře. Z toho důvodu je žádoucí, aby umístění těchto stanic umožňovalo stanovit koncentraci CO₂ po důkladném promíchání s co nejmenším vlivem lokálních zdrojů. V současné době jsou hodnoty CO₂ měřeny na stovkách míst po celém světě (Havajské ostrovy, Antarktida, Aljaška, ...).

Zjišťování změn a vývoje koncentrace CO₂ je pro posouzení dalšího vývoje zvyšování skleníkového efektu – a tím i globálního oteplování – značně důležité. Příslušné údaje bilancí CO₂ z doby před zavedením pravidelných měření v observatořích se nejčastěji provádí z analýz vzduchových bublinek v ledovcích. Při zvětšování ledovce se v každé jeho vrstvě uchovávají vzduchové bublinky, které odpovídají složení vzduchu, které bylo na Zemi v dané době. Stáří ledovce je přitom možné určit pomocí radioaktivního datování. Princip této metody vychází ze znalosti poločasu rozpadu (doba, za kterou se rozpadne právě polovina přítomných jader) radionuklidu. Zjednodušeně řečeno, rozpad můžeme použít jako „hodiny“ pro měření časových intervalů.

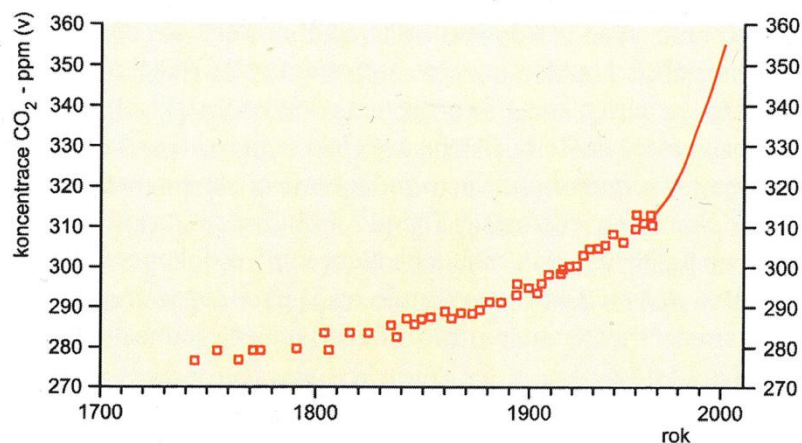
Izotop uhlíku – v našem případě $^{14}_6\text{C}$ – má poločas rozpadu 5730 roků. Je produkován konstantní rychlostí v horních vrstvách atmosféry při ostřelování atmosférického dusíku $^{14}_7\text{N}$ částicemi kosmického záření. Tento uhlík se posléze smísí s běžným stabilním uhlíkem, přítomným v atmosféře ve sloučenině CO₂.

Koncentrace CO₂ v atmosféře není konstantní – v historii Země docházelo k jejímu značnému kolísání. Za minulého období dlouhého minimálně 420 000 let koncentrace pohybovala v intervalu 190 – 280 ppm(v) a nikdy nepřekročila hranici 300 ppm(v) (Kadrnožka 2008). Na grafu níže (Obrázek č. 6) jsou dokumentovány údaje o koncentraci za posledních 160 tisíc let. Z grafu je patrné, že v této době byla koncentrace CO₂ v ovzduší velmi nízká. Před 155 000 lety dosahovala pouze 190 ppm(v), zatímco před 146 000 lety již činila 280 ppm(v). Čili přibližně stejné množství, jaké bylo dosaženo na počátku průmyslové revoluce.

Přestože se jedná o velmi dlouhé období, fluktuace koncentrace CO₂ je relativně nízká. Důvodem tohoto jevu je schopnost přírody se adaptovat na aktuální podmínky. V každém období se nastavila rovnováha mezi množstvím oxidu uhličitého a koncentrací kyslíku, mezi množstvím vegetace na Zemi a sluneční aktivitou. Vzhledem k možným chybám jsou spolehlivější a přesnější údaje známy z pozdějšího období. Graf níže dokládá, o kolik se koncentrace CO₂ zvýšila za posledních 300 let (viz Obrázek č. 7).



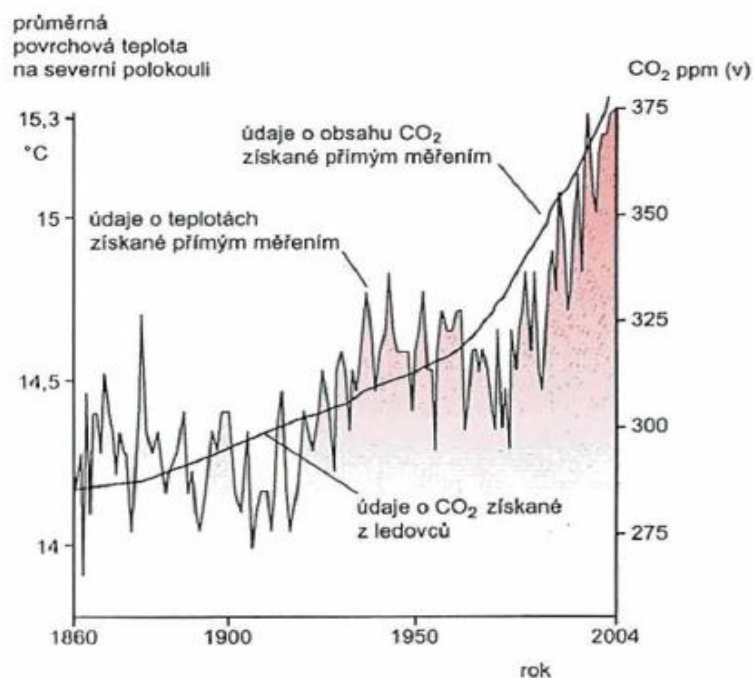
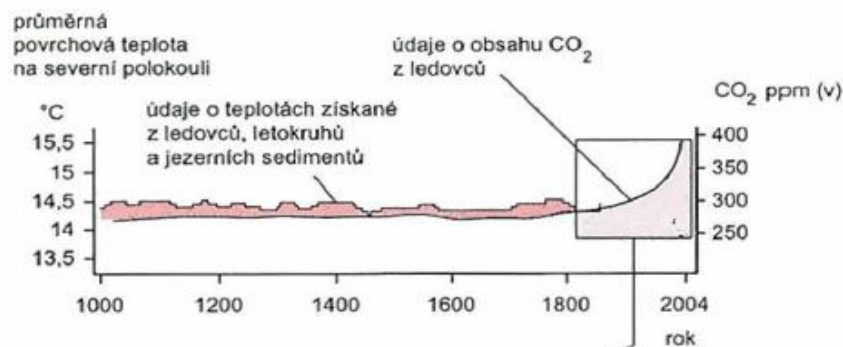
Obrázek č. 6: Kolísání koncentrace CO_2 v ovzduší v posledních 160 000 letech. (Erban 2001 in Kadrožka 2008)



Obrázek č. 7: Vývoj narůstání koncentrace oxidu uhličitého v ovzduší podle analýz vzduchu zachyceného v ledovcích (Kadrožka, 2008)

Při posuzování vývoje koncentrací za poslední tisíciletí (viz Obrázek č. 8) je vidno, že po většinu tohoto období koncentrace kolísala pouze nepatrně (pohybovala se v úzkém pásmu od 270 do 280 ppm(v)). Asi v polovině devatenáctého století se začalo množství CO_2 v ovzduší prudce zvyšovat a tento trend se neustále stupňuje až do dnešní doby.

Současná koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře je 388,5 ppm (viz Tabulka č. 2) Je tedy přibližně o 36% vyšší, než před výraznějším zesílením průmyslové činnosti v polovině devatenáctého století. Skutečnost, že za poslední krátké období 250 let je zvýšení koncentrace CO_2 vyšší, než je šířka pásma, ve kterém se koncentrace CO_2 pohybovala v období předcházejících 650 000 let, je alarmující. Převládající část tohoto přírůstku – který je přibližně 100 ppm(v) – přitom byla dosažena během posledních 50 let, nejvíce potom v posledních 10 letech.



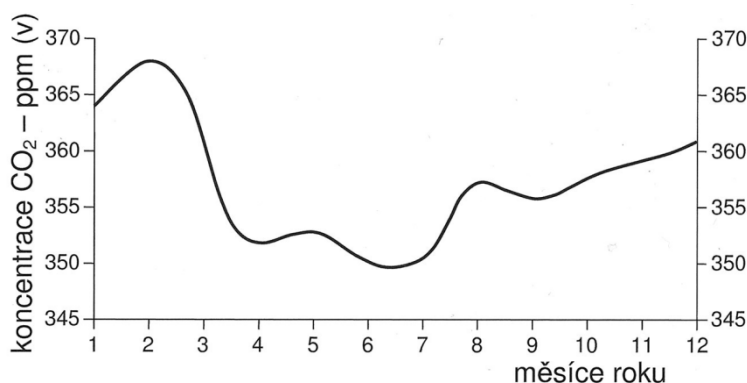
Obrázek č. 8: Vývoj koncentrace oxidu uhličitého v ovduši a průběh teplot na Zemi za posledních 1000 let (National Geographic 2004 in Kadmožka, 2008)

Tyto nedávné hodnoty a změny koncentrace CO_2 jsou pro naši současnost důležitým měřítkem toho, jaké změny ještě lze považovat za výsledek přirozených faktorů a které jsou naopak výsledkem aktivity lidstva. Pro současné hodnoty koncentrace CO_2 v atmosféře platí 2 významné poznatky:

- koncentrace CO_2 ve vzduchu je v současné době vyšší než kdykoli v průběhu minimálně uplynulých 400 000 let
- zvyšování koncentrace CO_2 postupuje takovou rychlostí, která minimálně v uplynulém půlmilionu let nemá obdobu (Nátr 2006).

5.5 Oxid uhličitý a jeho účinky

Z předchozích kapitol je patrné, že změna teploty je úzce spjata s koncentrací CO_2 . Není ovšem na místě vyvozovat, že se stoupajícím množstvím CO_2 v atmosféře dochází zákonitě ke zvyšování globální teploty. V této kapitole se pokusím přiblížit tento diskutovaný vztah. Již bylo řečeno, že zvýšením koncentrace určitého plynu se může aktivovat zpětná vazba. Významná zpětná vazba týkající se CO_2 je fotosyntéza. S rostoucí koncentrací CO_2 v atmosféře a s vzrůstající teplotou zesiluje intenzita fotosyntézy. Tento jev vede k intenzivnějšímu odebrání CO_2 z ovzduší a snižování jeho koncentrace, čímž se nárůst intenzity skleníkového efektu o něco sníží. Ovlivnění množství CO_2 fotosyntézou je z Obrázku č. 9 patrný. Očividné snížení koncentrace CO_2 v období letních měsíců způsobuje zvýšená intenzita fotosyntézy.



Obrázek č. 9: Průběh koncentrace oxidu uhličitého na experimentální stanici Ústavu krajinné ekologie Bílý Kříž v Beskydech, 950 m.n.m. (Marek 2005 in Kadmožka 2008)

Další důležitou zápornou zpětnou vazbou je vytváření uhličitánů – vápenců. Při rostoucí koncentraci CO_2 v ovzduší se zvyšuje teplota na Zemi, což vyvolává intenzivnější koloběh vody v přírodě a silnější účinek eroze hornin. Čím více se vápník uvolňuje a vytváří se kyselina uhličitá, tím rychleji je při vytváření vápenců odčerpáván CO_2 z atmosféry Země. Vazba mezi koncentrací CO_2 ve vodě (v oceánech a mořích) a v atmosféře představuje složitější zpětnou vazbu, která má kladné i záporné účinky. Koncentrace CO_2 v horních vrstvách oceánů a moří přibližně sleduje změny koncentrace CO_2 v atmosféře. Při zvýšení koncentrace CO_2 v ovzduší totiž dojde ke zvýšení i zde. Transport plynu do větších hloubek přitom trvá stovky let, do největších hloubek přitom až tisíce let (Kadmožka 2006).

Při posuzování rozpustnosti CO_2 ve vodě je důležité si uvědomit, že celková rozpustnost plynů ve vodě je úměrná rozdílu celkového tlaku směsi plynů nad hladinou a tlaku sytosti vody při dané teplotě. Protože s rostoucí teplotou se tlak sytosti zvyšuje, rozpustnost plynů ve vodě se s rostoucí teplotou snižuje (Kadmožka 2006). Dle Kadmožky se za předpokladu zvýšení globální průměrné teploty o 1°C i voda v mořích do hloubky 100 metrů zvýší asi o 1°C , čímž dojde ke snížení rozpustnosti CO_2 ve vodě asi o 1%.

Na závěr této kapitoly považuji za důležité shrnout, že následky prvotních změn vyvolaných zvýšenou koncentrací CO_2 jsou neobyčejně složité. Mohou vést překvapivě k zesílení, ale i k zeslabení původního účinku zvyšující se koncentrace CO_2 na naše klima.

6. Důsledky narůstající intenzity skleníkového efektu v ovzduší

Projev zvyšování skleníkového efektu v ovzduší se nejčastěji probírá v souvislosti se stavem klimatu. Zvýšená koncentrace CO₂ v atmosféře se většinou projeví i jeho větší přístupností ve vodách a oceánech. Tímto se zákonitě podpoří nejen růst fytoplanktonu, ale i živočichů, kteří se jím živí. Tento zvýšený nárůst se ovšem týká i toxinů. Toxiny z mořských řas představují nebezpečí otravy pro člověka i živočichy. Během uplynulých tří desetiletí se frekvence výskytu toxických řas i množství lokalit s jejich výskytem výrazně zvýšila (Nátr 2006).

Máme-li pochopit vliv CO₂ a ostatních skleníkových plynů na změnu podnebí, je nutné si nejprve definovat použité pojmy. Klima (podnebí) je průměrné počasí, charakterizující obvyklý průběh počasí v daný čas v daném místě a odvozuje se z údajů, zjištěných meteorologickým pozorováním v průběhu několika desetiletí (Nemešová et Pretel 1998). Část Země, kde dochází k fyzikálním jevům, jež podmiňují klima povrchu, se nazývá klimatický systém (Bednář 2003). Průměrné klimatické hodnoty (oblačnost, teplota vzduchu, atd.) jsou v čase stejné a nemají tendenci se měnit. Pokud však dojde k nepatrnému zásahu do klimatického systému a k narušení rovnováhy, tyto hodnoty se začnou vychylovat, a tím dojde ke změně klimatu (Acot 2005). Podnebí, popřípadě klimatický systém představuje hlavní charakteristiku atmosféry. Je utvářeno oceány, pevninami, ledem a biosférou. Přestože ani jednu složku z vyjmenovaných nemůžeme opomenout, základním prvkem při formování klimatu na Zemi stále zůstává Slunce a jeho záření.

6.1 Utváření klimatu

Za dobu existence Země se množství záření dopadajícího na zemský povrch zvýšilo o 25 – 30% (Nátr, 2006). Cyklické změny, spojené s kolísáním teplot na Zemi má několik opodstatněných příčin. Změna oběžné dráhy Země s periodou 100 000 let, čili změna výstřednosti, je považovaná za hlavní příčinu střídání dob ledových a meziledových. Podstatné ovlivnění klimatu se stabilní frekvencí představuje kolísání úhlu osy vlastního otáčení Země a také periodická změna období roku, kdy je Země nejbližší Slunci. Tyto periodické změny mají v přírodě nepochybně své opodstatnění. Neovlivňují sice celkové množství slunečního záření dopadající na zemský povrch, ale jejich funkci představuje změna rozdělení této radiace v různých zeměpisných šířkách a ročních obdobích (Nátr, 2006).

Výše je uvedeno, že Slunce znamená pro klima nejvýznamnější činitel. Pokud je však dokázáno, že významnou změnu ve sluneční radiaci, dopadající na zemský povrch neovlivňuje samo Slunce, je možné si vysvětlit klimatické změny pouze jako důsledek změn složení atmosféry. Co tedy vede ke změně složení atmosféry a co způsobuje změnu chemismu ovzduší?

Nesmírný je vliv oceánů. Již bylo řečeno, že oceány jsou hlavním zdrojem vodní páry a atmosféře. Velká teplotní kapacita oceánu a cirkulace proudění, způsobuje redistribuci tepla na velké vzdálenosti. Na klima má účinek pochopitelně i vodní pára v atmosféře, nejen jakožto skleníkový plyn, jako látka způsobující oblačnost, ale i díky srážení vodní páry dochází k uvolňování tepla, které zahřívá

atmosféru. Ledovce a sníh účinně odráží sluneční záření, čímž snižují tepelné důsledky skleníkového efektu (půda odkrytá tajícím ledovcem nebo sněhem ovšem zase dává vzniknout ploše, jež velmi silně pohlcuje slunečnímu záření). Další vlivy jsou například sopečné výbuchy a další jevy.

6.2 Reakce klimatu na přibývání skleníkových plynů v atmosféře

V současné době existují zhruba tři přístupy ke studiu vlivu radiačně aktivních plynů na klima. Nejvýznamnějším prostředkem jsou klimatické modely, další přístup vychází z možnosti detekovat tento antropogenní signál v časových řadách klimatických prvků a třetí je založen na hledání analogických situací v minulosti. Nyní se nabízí tvrzení, že pokud skleníkové plyny způsobují zvyšování teploty vzduchu a pokud koncentrace skleníkových plynů stoupá, přirozeně by se měla také měnit teplota.

Odpověď klimatu na změnu koncentrace skleníkových plynů poměrně jednoduše vystihuje parametr zvaný citlivost klimatu. Citlivost klimatu představuje nárůst globální průměrné teploty, ke kterému by došlo, když by se koncentrace oxidu uhličitého ve vzduchu zvýšila na dvojnásobek (Metelka et Tolasz 2009). Poslední výzkumy zjistily, že s více než 66% pravděpodobností leží tato hodnota v intervalu 2 – 4,5°C a střední odhad činí 3°C. Je přitom velmi nepravděpodobné (pravděpodobnost menší než 10%), že by byla tato hodnota nižší než 1,5°C (IPCC 2007 in Metelka et Tolasz 2009).

K predikci budoucího vývoje klimatického systému se používají počítačové modely klimatu, jež jsou založeny na základních a prověřených fyzikálních principech. Odhady reakce klimatického systému na růst antropogenních skleníkových plynů do atmosféry musí vycházet z reálné představy o růstu koncentrací v atmosféře v příštích desetiletích. Výsledky klimatických modelů jsou tedy závislé na budoucím množství skleníkových plynů v atmosféře, potažmo jejich emisích vzniklých činností člověka. Z toho důvodu je nutné znát nejen přibývající množství plynů, ale také jakou rychlostí se tak bude dít.

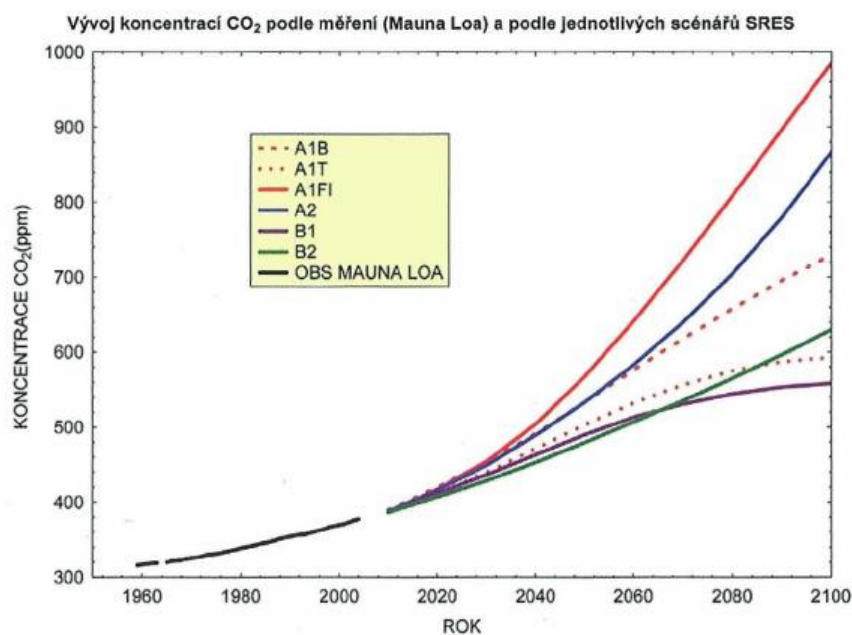
Je pochopitelné, že výhledy koncentrací představují vzhledem k množství ovlivňujících faktorů, spíše určitou eventualitu, nikoliv předpověď jasně ukotvenou. Je zapotřebí brát v úvahu nejen množství lidí na Zemi, technologické trendy, ale i ekonomiku států, politickou situaci a přístup jednotlivých zemí. Spektrum scénářů vývoje koncentrací by mělo pokrývat všechny reálné možnosti, od silně pesimistických idejí až po ty optimistické. Dále je potřebné si uvědomit, že pro odhad budoucího stavu atmosféry jsou důležitější hodnoty koncentrací plynů, nikoliv jejich aktuální emise. I ten neoptimističtější odhad, který předpokládá dokonce výrazný pokles emisí CO₂ v průběhu 21. století, by v tomto období nevedl k jeho ubývání v atmosféře. Pokles jeho koncentrací by přišel vzhledem k jeho stoleté životnosti v atmosféře se znatelným časovým zpožděním.

Přibývající koncentrace skleníkových plynů evidentně povedou ke změnám celého klimatického systému. Klimatické modely, které se zabývají, jakým způsobem se tak bude dít, se vzájemně více nebo méně liší. Pro každý konkrétní trend emisí získáváme řadu projekcí podnebí.

Pro ilustraci projekce klimatických změn teploty je uvedena tabulka (Tabulka č. 7) a graf (Obrázek č. 10). Jednotlivé typy scénářů se liší ekonomickým růstem, velikostí populace, technologickým pokrokem a globálností (lokálností) vývoje. Pro srovnání je v posledním řádku uveden i scénář, který předpokládá, že po celé století bude v ovzduší koncentrace neměnná od roku 2000. Statistické odhady udávají, že s pravděpodobností 15% bude růst teplot při dané velikosti emisí menší než dolní odhad a rovněž s 15% pravděpodobností bude větší než horní odhad.

Typ scénáře	Střední odhad	Dolní odhad	Horní odhad
A1FI	+4,0	+2,4	+6,4
A1B	+2,8	+1,7	+4,4
A1T	+2,4	+1,4	+3,8
A2	+3,4	+2,0	+5,4
B1	+1,8	+1,1	+2,9
B2	+2,4	+1,4	+3,8
Konstantní emise	+0,6	+0,3	+0,9

Tabulka č. 7: Projekce předpokládané průměrné roční globální teploty v posledním desetiletí 21. století ve srovnání s roky 1980 – 1999 při různých emisních scénářích. (IPCC SPM 2007 in Kadmožka 2008)



Obrázek č. 10: Vývoj koncentrací CO₂ podle jednotlivých scénářů v porovnání s naměřenými daty na Mauna Loa. (Nakicenovic et al 2000 in Metelka et Tolasz 2009)

Zesílení skleníkového efektu by ovšem neznamenal pouze zvýšení teploty na Zemi. Modely naznačují i další možné dopady, jako je změna rozložení srážek na Zemi i změny během roku, dále změny v četnosti a intenzitě extrémních projevů počasí (vichřice, povodně, silné mrazy, dlouhá období bez srážek) apod.

Nejzávažnější důsledky nastanou, pokud se několik takových vlivů vzájemně zkombinuje. Kupříkladu jedním z hlavních rizik pro střední Evropu je dle (Metelka e Tolasz 2009) přibývání četnosti a intenzity suchých období, zejména v létě a počátkem podzimu. Příčinami tohoto jevu by pravděpodobně byl úbytek sněhu (čili horší doplňování zásob podzemní vody při jarním tání) nebo intenzivnější a dřívější vegetační období na jaře, které povede k silnějšímu odpařování. Konečný důsledek pravděpodobně znamená snížení průměrné zásoby vody v půdě koncem léta a počátkem podzimu až zhruba na polovinu dnešních hodnot.

Růst globálních průměrných teplot, který by bylo možné čekat v důsledku přibývání skleníkových plynů během 21. století, tedy s velkou pravděpodobností přesahuje zaznamenané změny klimatu v průběhu posledního tisíciletí. Tento přírůstek teplot je ovšem nižší než pravidelné výkyvy, ke kterým docházelo během čtvrtohor.

6.3 Argumenty proti konvenčním teoriím

Je pochopitelné, že ne všichni vědci se shodují v obecně přijatých názorech týkajících se vlivu skleníkových plynů na oteplování klimatu. Pro ilustraci je uvedeno několik vědeckých poznatků, popírajících obecné teze o mechanismech, spouštějících globální oteplování.

Pesimistické prognózy odmítá například Kutílek (Kutílek 2008). Uvádí, že zvyšování obsahu CO₂ v atmosféře a globální oteplování nezpůsobí vysušování půdy. Argumentuje tím, že vyšší obsah CO₂ způsobuje menší spotřebu vody transpirací, čímž budou zásoby vody v půdě vyšší i při vyšších výnosech. Taktéž popírá, že by zvyšování obsahu CO₂ v atmosféře a následné globální oteplování vedlo k šíření pouští. Tvrdí, že jižní hranice písečných saharských dun sahala v posledním glaciálu mnohem dále na jih a na fosilních dunách se dnes nachází vegetace savany.

Existují však ještě ostřejší názory současných vědců. Časopis *Environmental Geology* uveřejnil v roce 2008 článek (Chilingar et al. 2008), ve kterém autoři nejen popírají globální oteplování, ale upozorňují na globální ochlazování vlivem zvyšující se koncentrace CO₂. Nesouhlasný názor vůči současným teoriím globálního oteplování ještě podporují tvrzením, že akumulace oxidu uhličitého a metanu v atmosféře nemá žádný zásadní vliv na klima Země. Své myšlenky dokazují fyzikálně – chemickými principy, založených zejména na přirozeném odstraňování CO₂ rozpouštěním v oceánech a ukládání CO₂ v uhličitanech. Upozorňují na to, že tyto jevy povedou ke zvýšení atmosférického tlaku v atmosféře a tím nedojde ke globálnímu oteplování, nýbrž naopak k poklesu globálních teplot. Dále předpokládají, že do roku 2100 příroda absorbuje veškerý nadměrný CO₂, což povede ke snížení globální teploty o 0,008°C.

Essenhigh (Essenhigh 2001) přichází s pozoruhodným názorem, že vztah mezi oteplováním a zvyšováním koncentrace CO₂ je přesně opačný, než se obecně tvrdí. Jeho teorii o tom, že oteplování je příčinou stále se zvyšující koncentrace CO₂ v atmosféře vysvětluje geologickými údaji kolísání teploty. Zdůrazňuje, že teplota osciluje v periodě 100 000 let, přičemž rozsah těchto oscilací se zvyšuje. Na základě změny poměrů koncentrace CO₂ v atmosféře a v oceánech se poté zvyšuje koncentrace CO₂. Jako hlavní argument přitom autor uvádí, že hlavní plynou

složkou absorbující dlouhovlnné infračervené záření je vodní pára, jejíž podíl na absorpci může dosahovat až 95%. Svou teorii také podporuje názorem, že množství CO₂ (který má podle Essenhigha minimální účinek na globální oteplování) pocházející ze spalování fosilních paliv a vegetace je natolik malé, že je statisticky zanedbatelné.

Další skupina vědců (Veizer et al 2000), která prováděla výzkum historických koncentrací CO₂ na naší planetě, uveřejnila překvapující teorii o vlivu CO₂ na zvýšení teploty na Zemi. Ve své práci zpochybňuje obecnou platnost vlivu zvýšené koncentrace CO₂ na zvýšení teploty na Zemi. Jako důkaz předkládají zrekonstruovaná data z uplynulých 550 milionů let, jež jsou odvozena z nepřímých indikátorů. Dle autorů se neprokazují současné změny koncentrace CO₂ a teploty.

Známý oponent názoru o antropogenních změnách klimatu v současnosti a blízké budoucnosti S.F.Singer zastává názor, že zvýšená koncentrace CO₂ se projeví na Zemi řadou příznivých účinků. Zejména zvýšení produkce biomasy biosférou Země, delší období vegetace bez výskytu mrazů, větší účinnost využití vody rostlinami a příznivý vliv na zdraví člověka. Dále nesouhlasí s tím, aby se problematika zvyšování skleníkových plynů řešila politickými prostředky. Jako důvod uvádí, že v současné době nejsou vědci kompetentní definovat, jaké koncentrace skleníkových plynů by byly pro život bezpečné a jaká opatření by bylo dobré zavést. Navíc by předpokládaná opatření neměla vliv na změnu teploty v dalších 10 letech (Singer 2000 in Nátr 2006).

7. Regulace množství skleníkových plynů v atmosféře

Je zřejmé, že pokud emise skleníkových plynů zůstanou v globálním měřítku na současné úrovni, povede to ke konstantnímu zvyšování jeho koncentrace v atmosféře. Existuje více způsobů, jak řešit tento problém. Do programu zmenšení obsahu skleníkových plynů je zahrnuto zachycování a ukládání uhlíku, důraz na obnovitelné zdroje, zmenšení podílu uhelných elektráren a také snaha o efektivitu a udržitelnost. Při využití již existujících technologií by bylo teoreticky možné znatelně omezovat množství skleníkových plynů v atmosféře. Aplikace strategií, které by vedly ke zlepšení stavu ovzduší je ovšem velmi obtížná. Toto znesnadnění je způsobeno zejména politickým rozhodováním a odlišným přístupem jednotlivých zemí. Pro řešení problému stavu atmosféry je nutný globální přístup. Za účelem dosažení znatelných výsledků proběhla řada mezinárodních jednání a bylo podepsáno mnoho dohod. Cíle projektů je podnítit populaci ke zkvalitnění životního prostředí a snažit se o ucelený přístup v celosvětovém měřítku. Některé z nich jsou uvedeny v subkapitole 7.3.

7.1 Způsoby snižování emisí skleníkových plynů

Vedle snížení spalování fosilních paliv existují další způsoby, jak zajistit snižování produkce emisí CO₂. Pro každé nové řešení ovšem platí, že cesta od nápadu či provedeného pokusu k širokému zavedení nové technologie je velmi dlouhá a počítá se na desetiletí. Lidstvo ovšem v současné době potřebuje nejen především rychle realizovatelné postupy, ale pokud možno i co nejmenší finanční nákladnost. Snížení koncentrace CO₂ v atmosféře lze dosáhnout dvěma cestami, které jsou někdy ověřené, ale také zcela nové (popřípadě jejich kombinací).

- 1) snížením produkce CO₂
 - omezením spotřeby
 - zvýšením účinnosti využívání energie ve výrobních technologiích
 - upřednostňováním postupů na vyrábění energie bez emisí CO₂ (jaderná energie, energie z vodních elektráren, sluneční energie)
 - upřednostňování alternativních zdrojů (energie z biomasy, větrná energie atd.)
- 2) ukládáním většího množství CO₂ do dlouhodobých úložišť

Snižování produkce CO₂ je veřejnosti asi nejznámější. Nabízí se omezení spalování fosilních paliv a zastavení kácení lesních porostů. Praktické dosažení uvedených způsobů je různé. Mezi největší zdroje CO₂ patří produkce elektřiny (ČHMÚ 2009). Emise z elektráren se mají v budoucích letech zvyšovat, ovšem přibližně za 20 let se předpokládá jejich pokles. Tato prognóza je způsobena předpokládaným zvýšením podílem ropy a zemního plynu, které při svém spalování uvolňují méně CO₂ než uhlí. Kromě toho se předpokládá zvýšení účinnosti využití paliv při výrobě elektřiny. Dalším postupem je odstranění této látky z plyných zplodin elektráren.

Zvýšení účinnosti využívání fosilních paliv představuje další řešení minimalizace emisí CO₂. Účinnější přeměna fosilních paliv je dle řady odborníků reálná a technologicky proveditelná. Dle Nátra (Nátr 2006) má současná průměrná účinnost okolo 30 % technologické předpoklady pro zvýšení až na 60 %. Přejít od uhlí na plyn a ropu představuje další výraznou redukci emisí. Toto nahrazení by znamenalo při produkci jednotky energie srovnatelně menší množství vypuštěného CO₂. Srovnatelné množství vyprodukované energie je přitom spojeno s podstatně menší produkcí CO₂.

Snižování emisí je nepochybně možné docílit výrobou energie technologiemi neprodukcující CO₂. Tyto technologie nejsou úplně nové, avšak jejich průmyslové využití je ještě rozpracováno a čeká na zdokonalení. Hlavní obnovitelné zdroje jsou především sluneční a jaderná energie, energie vodních elektráren, využívání bioplynu a spalování vodíku. Z hlediska produkce skleníkových plynů je využívání těchto forem (ale i dalších zdrojů obnovitelné energie – vítr, biomasa rostlin, termální energie oceánů, geotermální energie atd.) ideálním řešením. Veškerá produkce CO₂ je spojena pouze s výrobou samotných stavebních a technologických investic, což znamená nulovou produkci emisí během provozu.

7.2 Odstraňování oxidu uhličitého z atmosféry

Cílevědomé odstraňování a dlouhodobé ukládání části produkovaného CO₂ ve vhodných úložištích nabízí druhou alternativu regulace množství skleníkových plynů. K ukládání a zachycování CO₂ dochází ostatně i v přírodě. CO₂ je ukládán v geologických vrstvách, často společně s ropou a zemním plynem.

Jedním z nejvýznamnějších rezervoárů pro umístování CO₂ jsou proto prostory uvolněné vytěžením ropy nebo zemního plynu. Nabízí se také vkládání do uhelných slojí (odkud se může vytěsnit použitelný metan) a hlubiny oceánů. Uvedené možnosti se ovšem týkají pouze bodových zdrojů emisí CO₂ jako jsou elektrárny, různé továrny a podobně. Ukládání CO₂ z decentralizovaných zdrojů (automobily, zemědělství) však již vyžaduje autoregulační přístup přírody (například absorpce rostlinami, absorpce půdou). Postupy vedoucí k odstraňování a dlouhodobému ukládání CO₂ mohou být následující.

- **Odstraňování CO₂ ze zplodin vytvářených při spalování fosilních paliv.**
K tomuto způsobu jsou logicky nejvhodnější velké produkční jednotky koncentrované na malé plochy, jako jsou elektrárny. Již dnes jsou známy technické postupy, umožňující odstranění 80 – 90 % CO₂ z plynných zplodin elektráren. Výhoda pro kvalitu ovzduší je ovšem vykoupena snížením účinnosti výroby energie, a to až o 8 – 13 %. Pokles účinnosti by poté znamenal zvýšení ceny elektřiny až o 50 % (Nátr 2006).
- **Zvýšená absorpce CO₂ v biomase rostlin a v půdě.**
Téměř polovina sušiny rostlin je tvořena uhlíkem, který pochází z oxidu uhličitého. Dalo by se říci, že zvýšení množství rostlin by přineslo zvýšení kapacity zásobníku CO₂. „Skladovací“ schopnost lesních porostů je proto díky své okamžité účinnosti z hlediska posuzování kvality ovzduší velkým argumentem pro zalesňování ploch.

- **Zvýšená akumulace uhlíku z CO₂ v biomase moří.**
Fotosyntetické poutání CO₂ mořskou biomasou je porovnatelné s produkcí biomasy rostlin na souši. Zatímco fixovaný uhlík v tělech suchozemských rostlin čeká navrácení do ovzduší po procesu dýchání, část biomasy planktonu oproti tomu způsobuje částečné hromadění na dnech moří.
- **Přímé pumpování a uchování CO₂ v hlubinách oceánů, opuštěných dolech apod.**
Obrovská kapacita mořských vod zřejmě vedla k myšlence cíleného přímého umístování CO₂ na dna hlubokých oblastí oceánu. Zde by dle odborníků mělo dojít k jeho rozpuštění a dlouhodobému uchování. Nutno však poznamenat, že rozpuštěním CO₂ ve vodě dochází ke změnám koncentrace vodního prostředí. Narušení rovnováhy moří je z toho důvodu dle řady ekologů takové riziko, že tento postup zásadně odmítají.

Je třeba mít na mysli, že dočasný sink – jakým jsou lesní porosty i zemědělské půdy – má mnohem menší účinek na snížení atmosférické koncentrace CO₂ než sink trvalý. Technologie produkce energie bez tvorby CO₂ mají proto trvalý účinek, na rozdíl od zalesnění, které svým efektem z dlouhodobého hlediska přispívá kvalitám ovzduší podstatně méně (Kirchsbaum 2003).

7.3 Vybrané mezinárodní úmluvy a reakce světa na klimatické změny

Významnými organizacemi na poli řešení globálních klimatických problémů jsou UNEP – Mezinárodní program OSN pro životní prostředí a WMO – Světová meteorologická organizace. V roce 1988 založily tyto dvě instituce IPCC – Mezivládní panel klimatické změny, jakožto nezávislý vědecký a technický orgán, který je zaměřen na podporu poznání podstaty klimatické změny. Jeho podstatou je hodnocení environmentálních, ekonomických a sociálních důsledků takové změny a formulace míry odpovědností a globálních strategií. Fungování těchto institucí – vydáváním souborných zpráv, publikováním vědeckých poznatků a apelováním na politický systém se uznává klimatická změna jako společenský problém všeho lidstva. Mezinárodní shromáždění a konference, organizované většinou na popud těchto organizací vyzývají světovou veřejnost, aby se začala problémem zabývat.

7.3.1 Rámcová úmluva OSN o změně klimatu

Zlomovou úmluvou ve snaze globálně usměřňovat emise skleníkových plynů, je Rámcová úmluva OSN o změně klimatu. Byla přijata na Konferenci OSN o životním prostředí a rozvoji v Rio de Janeiru v roce 1992 a vstoupila v platnost 21.3.1994 (Flannery, 2007).

Základním cílem dohody je vytvořit předpoklady pro urychlenou stabilizaci koncentrací skleníkových plynů v atmosféře a to na takové úrovni, která by zabránila nebezpečnému pronikání antropogenních vlivů do klimatického systému. Poskytuje rámec mezinárodním vyjednávání o možném řešení problémů spojených s probíhající změnou klimatu. Uvedení této úmluvy do praxe by mělo napomoci co nejrychlejší adaptaci ekosystémů přirozeným způsobem na možná rizika změny klimatu, ale také k vyrovnání se s negativními dopady změny klimatu (finanční a

technologická podpora rozvojovým zemím). Úmluva se opírá o pět stěžejních principů:

- **princip mezigenerační spravedlnosti a diferencované odpovědnosti** (založen na globální ochraně klimatického systému nejen současné, ale i příštích generací)
- **princip zvláštní potřeby rozvojových států** (zvláště se týká zemí, které jsou výrazněji citlivé k doprovodným projevům změny klimatu a nesly by nepřiměřeně vysoké náklady na jejich odstraňování)
- **princip předběžné opatrnosti** (apelace na země, aby přijímaly opatření s dostatečným předstihem)
- **princip práva všech zemí na podporu a hájení zájmů trvale udržitelného rozvoje společnosti** (přístupy a nařízení musí být v souladu s programy ekonomického a sociálního rozvoje jednotlivých zemí a musí odpovídat specifickým podmínkám jednotlivých států)
- **princip vzájemné spolupráce smluvních států** (zde je kladen důraz zejména na mezinárodní obchod a podporu států třetího světa)

7.3.2 Kjótský protokol k Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu

Protokol z Třetí konference smluvních stran Rámcové úmluvy o změně klimatu v Kjótu byl přijat v prosinci 1997. Spolu s Rámcovou úmluvou jsou právním podkladem pro snížení emisí skleníkových plynů na úroveň, která by nebyla z hlediska vzájemné interakce s klimatickým systémem Země nebezpečná. Na Kjótském protokolu se dohodli zástupci 159 zemí. Protokol je zaměřen na stanovení kvantitativních redukčních emisních cílů smluvních států a způsoby jejich dosažení. Redukce se týkají emisí oxidu uhličitého, metanu, oxidu dusného a některých freonů. Kromě emisí skleníkových plynů se zabývá protokol i jejich propady. Průmyslové země, souhlasící se záměry definovanými na konferenci se zde zavázaly ke snížení produkce CO₂, CH₄ a N₂O do roku 2010 v průměru o 5,3 procenta v porovnání s rokem 1990.

Podmínkou platnosti Kjótského protokolu byla ratifikace nejméně 55 státy produkujícími nejméně 55 % světového množství CO₂. K tomuto rozhodnutí došlo na základě dat ze začátku 90. let minulého století, která jsou uvedena v následující tabulce (Tabulka č. 8). Protokol uložil snížit emise o 6-8 % třiceti zemím. Evropská unie v tehdejší složení 15 států se zavázala snížit emise o 8 %. Nový Zéland, Rusko a Ukrajina emise snižovat nemusí. Naopak k navýšení emisí může dojít o 1% v Norsku, o 8% v Austrálii a na Islandu dokonce může nárůst činit až 10%. V grafu (Obrázek č. 12) a tabulce (Tabulka č. 9) je uvedeno 10 největších světových producentů emisí oxidu uhličitého, včetně jejich vývoje od roku 1990. Na první pohled je patrné, že největší poškozování životního prostředí způsobují USA a Čína.

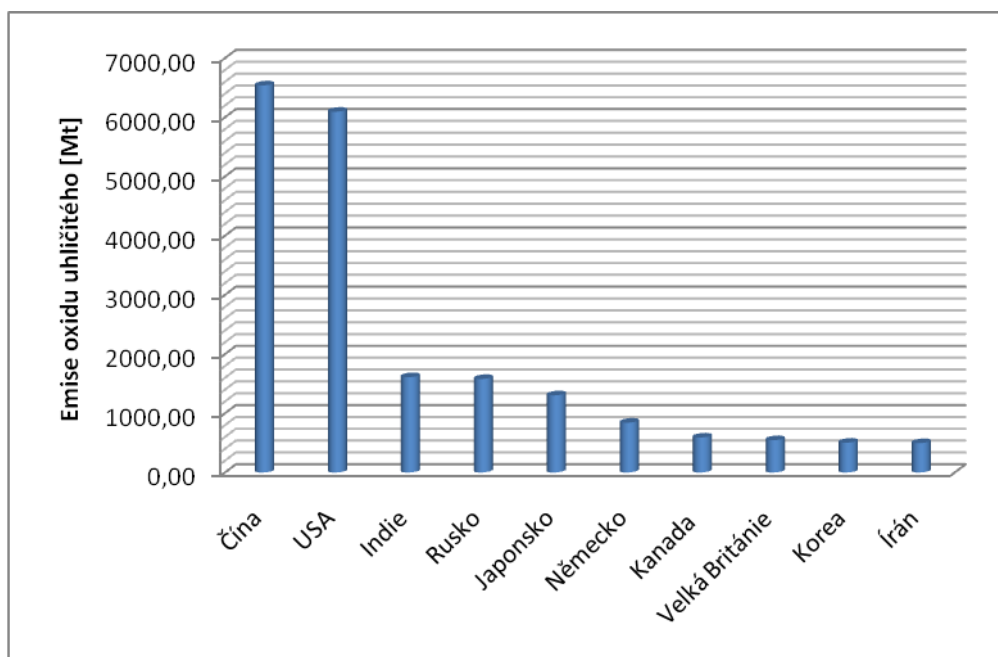
Ostré podmínky však mají dle názorů řady vědců spíše politický charakter a jsou velmi těžko proveditelné. Splnění podmínky nepřekročit koncentraci CO₂ 450 ppm je i pro neoptimističtější scénáře velmi těžko proveditelné. Pro její uskutečnění by bylo třeba během přibližně dvou desetiletí drasticky zredukovat emise CO₂, což je politicky i technicky nerealizovatelné.

Stát	Podíl na produkci CO ₂ (%)
USA	23,7
Čína	13,6
Rusko	7,0
Japonsko	5,2
Německo	4,0
Indie	3,6
Velká Británie	2,6
Kanada	2,1
Ukrajina	2,0
Itálie	1,6
Francie	1,6
Česká republika	0,7

Tabulka č. 8 : Podíl některých států na světové produkci oxidu uhličitého, data ze začátku 90. let minulého století (Kadmožka 2008)

Země	Emise CO ₂ [Mt]	Změna od r. 1990 [%]
Čína	6538,37	165,7
USA	6094,39	20,1
Indie	1610,00	133,1
Rusko	1579,82	-36,8
Japonsko	1303,78	14,0
Německo	841,15	-18,8
Kanada	590,20	29,5
Velká Británie	546,43	-7,6
Korea	503,32	108,2
Írán	495,99	118,5

Tabulka č. 9: Top 10 emitentů CO₂ a vývoj emisí od roku 1990 (UNSD 2010)



Obrázek č. 11: Top 10 emitentů CO₂ (UNSD 2010)

Spojené státy americké dosud odmítají přistoupit k ratifikaci a doposud se ohrazují proti nařízení Kjótského protokolu snížit produkci emisí o 7 %. Hlavní americký vyjednavatel Harlan Watson zase zpochybnil vědecké odůvodnění klimatických změn a dokonce vyzval představitele signatářských zemí, aby jednání opustili. Bývalý prezident Bush namítal, že takovéto opatření by poškodilo ekonomiku a postavil americkou politiku snižování emisí proti politice Kjótského protokolu a rozhodl se jednat vlastní cestou. Nové technologie a moderní postupy

měly ve Spojených státech vést ke snížení z 26 na 18 %. V polovině první dekády 21. století však ostatní vyspělé země emitovaly v duchu Kjótského protokolu méně skleníkových plynů než ve vztažném roce 1990, zatímco USA emitovaly o 15 – 16 % skleníkových plynů více než v roce 1990 (Kadrnožka 2008).

Problémovou zemí je též Čína. I přes její vysoké emise CO₂ v devadesátých letech pro ni není Kjótský protokol závazný. Patří totiž k rozvojovým zemím. Pro tyto země nesmí mít snižování emisí negativní dopad na sociální, ekonomickou a ekologickou situaci. Dohoda přihlíží ke skutečnosti, že rozvojové země nenesou za současný stav zodpovědnost, proto je nyní jejich prioritním programem rozvoj vlastního hospodářství. Nutno však podotknout, že Čína je v současné době největší producent emisí CO₂ a zároveň lídrem v oblasti hospodářského růstu. V období 1981 – 2006 se intenzita spotřeby energie a emise oxidu uhličitého zvýšily o 60 % (Ching – Chih Chang 2010).

7.4 Koncentrace oxidu uhličitého v budoucnu

O tom, jaké jsou perspektivy nových postupů a technologií, můžeme zatím jen polemizovat. Je evidentní, že dlouhodobý vývoj by měl v budoucnu vést k efektivnějšímu využívání paliv a využívání vodíku. Spotřeba primární energie, která bude v budoucnu s jistou pravděpodobností stoupat, je v současné době asi 21 TW. T toho přibližně 85 % pochází z fosilních zdrojů. V budoucích letech je proto nutné uvést do provozu technologie, které by vyprodukovaly minimálně 10 TW a optimálně 30 TW energie bez emise CO₂ (Hoffert et al. 2002).

Pro budoucnost je nesporné, že zdroje fosilních paliv budou jednoho dne vyčerpány. Za předpokladu, že současná spotřeba fosilních paliv zůstane nezměněná, vydrží stávající známé zásoby ropy dle odhadů asi 40 let a vyprodukují přitom přibližně 60 miliard tun CO₂. Zemní plyn bude k dispozici dle modelů cca 60 let a zvýší produkci CO₂ o 50 miliard tun CO₂. Zásoby uhlí se odhadují až na 200 let a za tuto dobu uvolní spalováním necelých 1 000 miliard tun CO₂ (Nátr 2006). Při seznámení s těmito daty je ovšem nutné zachovat si určitou zdrženlivost a vnímat je spíše jako hrubé nastínění. Jsou v textu zařazeny spíše k připomenutí omezenosti zásob, ale i k poukázání na obrovské vstupy „nového“ oxidu uhličitého do cyklu uhlíku.

Každopádně je třeba počítat s tím, že odhady zásob se neustále zpřesňují a to doposud jen směrem k vyšším hodnotám. Uvedené plánování životnosti fosilních paliv taktéž patří spíše k těm optimističtějším. Je zapotřebí si uvědomit, že nejen rozvinuté státy, ale zejména rozvojové země budou svou spotřebu energie zvyšovat, a to rychlostí vyšší, než tomu bylo doposud.

8. Diskuze

Během své práce jsem se seznámila s mnoha názory vědců – zastánců i odpůrců konvenčních i nekonvenčních teorií vlivu skleníkového efektu na klimatický systém. Vzhledem k tomu, že ve výše uvedeném textu jsem pracovala pouze s doloženými fakty, dbala jsem na přesná vyjádření a snažila jsem se o maximální možnou objektivitu a pochopení názorů různých odborníků, v rámci diskuze bych ráda vyjádřila vlastní úsudek.

Na základě řady uvedených grafů, tabulek a dat je podle mého názoru evidentní, že lidská činnost silně ovlivňuje složení atmosféry. Exponenciální růst populace na Zemi podporuje masovou produkci skleníkových plynů, což způsobuje zvýšení skleníkového efektu vlivem narůstání emisí.

Následně se nabízí otázka, do jaké míry se tedy podílí zvyšující se skleníkový efekt na globální oteplování. Vliv skleníkového efektu na teplotu na Zemi je nesporně velký, ovšem jak již bylo pojednáno výše, na teplotě se podílejí i další faktory. Jinými slovy, nedá se jednoznačně tvrdit, že každoročně se zvyšující množství oxidu uhličitého v ovzduší bude znamenat zákonitě teplejší následující zimu. Ač řada objevů, studií a myšlenek přineslo jasná čísla, doložené argumenty a experimentálně prokázané teorie, není dosud možné s jistotou tvrdit prognózy budoucího stavu klimatického systému.

To ovšem nemění nic na faktu, že snižovat emise skleníkových plynů a snaha o snížení polutantů v atmosféře je ve veřejném zájmu všech.

9. Závěr

Ve své práci jsem se snažila o prezentaci tématu bez emocionálního a subjektivního pohledu. Problematika skleníkových plynů a skleníkového efektu v poslední době velmi pokročila a přinesla cenné informace a data. Díky nim se nabízí lepší možnost porovnávat důležitost současného stavu atmosféry a hodnotit vliv člověka na ovzduší.

V práci jsem uvedla řadu možností řešení zvyšující se produkce skleníkových plynů. Je ovšem otázkou, jaké využití přinesou nové technologie vzhledem ke složitosti ekonomicko – politického systému a obavám negativního ekonomického dopadu. Vynaložení nemalých investic, které způsobí zdražení produktu, není předmětem zájmu ani pro investory, ani pro spotřebitele. Touha po materiálním blahobytu a rychlý rozvoj ekonomik velkých států předznamenává nezadržitelné stupňování emisí skleníkových plynů, zejména CO₂.

Na závěr bych ráda upozornila, že lidstvo nestojí před problémem, který by neumělo teoreticky řešit. Mohlo by však být osudné, že skutečná řešení závisejí především na politické vůli, která se většinou řídí cíli krátkých volebních období.

10. Seznam použitých zdrojů

- ACOT P., 2005:** Historie a změny klimatu. – Karolinum, Praha, 233 s
- BANGE H.W., 2000:** Global change – It's not a gas. – Nature 408: 301 - 302
- BECKER K.H., LORZER J.C., KURTENBACH R., WIESEN P., JENSEN T.E., WALLINGTON T.J., 1999:** Nitrous oxid (N₂O) emissions from vehicles. – Environmental Science Technology 33: 4134 - 4139
- BEDNÁŘ, J. et al., 1993:** Meteorologický slovník výkladový terminologický. – Academia a Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha, 594 S.
- BEDNÁŘ J., 2003:** Meteorologie. – Úvod do studia dějů v zemské atmosféře. – Portál, Praha, 224 s.
- BLASING T.J., 2011:** Recent Greenhouse Gas Concentrations. – Carbon Dioxide Information Analysis Center, Tennessee, online: http://cdiac.ornl.gov/pns/current_ghg.html, cit. 1.3.2011
- ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV, 2009:** Národní inventarizační systém, Praha, online: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/uoco/oez/nis/nis_gr_cz.html, cit. 1. 3. 2011
- CHILINGAR G.V., SOROKHTIN O.G., KHILVUK C.L., C.M.V. GORFUNKEL, 2009:** Greenhouse hases and greenhouse effect. – Environmetnal Geology 58: 1207 - 1213
- CHING – CHIH – CHANG, 2010:** A multivariate causality test of carbon dioxide emissions, energy consumption and economic growth in China. – Applied Energy 87: 3533 – 3537
- DUKES J.S., 2003:** Burning buried sunshine: Human consumption of ancient solar energy. – Climatic Change 61: 31 – 44
- ESSENHIGH R.H., 2001:** Does CO₂ really drive global warming? – Chemical Innovation 31: 44 – 46
- FLANNERY T., 2007:** Měníme podnebí. Minulost a budoucnost klimatických změn. – Dokořán, Praha, 270 s.
- FUGLESTVEDT J.S., BERNTSEN T.K., GODAL O., SAUSEN R., SHINE K.P., SKODVIN T., 2003:** Metrics of climate change: assessing radiative forcing and emission indices. – Climate Change 58: 267 – 331

HOFFERT M.I., CALDEIRA K., NEBFORD K., CRISWELL D.R., GREEN CH., HERZOG H., JAIN A.K., KHESHGI H.S., LACKNER K.S., LEWIS J.S., LIGHTFOOT H.D., MANHEIMER W., MANKINS J.C., MAUEL M.E., PERKINS L.J., SCHLESINGER M.E., VOLK T., WIGLEY T.M.L., 2002: Advanced technology paths to global climate stability: Energy for a greenhouse planet. – *Science* 298: 981 – 987

HOPKINSON C.S., VALLINO J.J., 2005: Efficient export of carbon to the deep ocean through dissolved organic matter – *Nature* 433: 142 – 145

HOUGHTON, H.T., G.J. JENKINS, AND J.J. EPHRAUMS, 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* . – Cambridge University Press, Cambridge, 365 s.

HOUGHTON J., 1998: Globální oteplování. – Academia, Praha 228 s.

KADRNOŽKA J., 2008: Globální oteplování Země. Příčiny, průběh, důsledky, řešení. – VUTIUM, Brno, 467 s.

KALVOVÁ J., MOLDAN B., 1996: Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů. – Karolinum, Praha, 161 s.

KALVOVÁ J., 1991: Radiačně aktivní plyny v atmosféře a změny klimatu. – Národní klimatický program ČSFR a ČHMÚ, Praha, 73 s.

KASTING J.F., TOON O.B., POLLACK J.B., 1988: How climate evolved on the terrestrial planets. – *Scientific American* 256: 90 – 97

KASTING J.F., POLLACK J.B., ACKERMAN T.P., 1984: Responses of Earth's atmosphere to increases in solar flux and implications for loss of water from Venus. – *Icarus* 57: 335 - 355

KIRCHSBAUM M.U.F., 2003: Can trees buy time? An assessment of the role of vegetation sinks as part of the global carbon cycle. – *Climate Change* 58: 47 – 71

KUTÍLEK M., 2008: Racionálně o globálním oteplování. – Dokořán, Praha, 187 s.

LIPPERT E., 1995: Ozonová vrstva Země. Vznik, funkce, poškození a jeho důsledky, možnosti nápravy. – Vesmír a MŽP ČR, Praha, 160 s.

LUNDEGARDH, H., 1924: Der Kreislauf der Kohlensäure in der Natur. – Gustav Fischer, Jena, 308 s.

METELKA L., TOLASZ R., 2009: Klimatické změny: fakta bez mýtů. – UK v Praze a Centrum pro otázky životního prostředí, Praha, 35 s.

MIKULČÁK J., 1988: Matematické, fyzikální a chemické tabulky pro střední školy. – Prometheus, Praha, 206 s.

MOLDAN B., 1983: Koloběh vody v přírodě. – Academia, Praha, 160 s.

NÁTR L., 2006: Země jako skleník. Proč se bát CO₂?. – Academia, Praha, 143 s.

NEMEŠOVÁ I., PRETEL J., 1998: Skleníkový efekt a životní prostředí: Podstata rizika, možná řešení a mezinárodní souvislosti. – Ministerstvo životního prostředí ve spolupráci s Českým hydrometeorologickým ústavem a Ústavem fyziky atmosféry AV ČR, Praha, 76 s.

SIMPSON I.J., ROLLAND F.S., MEINARDI S., BLAKE D.R., 2006: Influence of biomass burning during recent fluctuation in the slow growth of global tropospheric methane. – Geophysical Research Letters vol. 33: L22808

UNITED NATIONS STATISTIC DIVISION, 2010: Environmental Indicators: CO₂ Emissions in 2007, New York, online http://unstats.un.org/unsd/ENVIRONMENT/air_co2_emissions.htm, cit. 29. 3. 2011

VEIZER J., GODDERIS Y., FRANCOIS L.M., 2000: Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. – Nature 408: 698 – 701