

# Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

---

Jaroslava Kalvová

Skleníkový efekt a změny klimatu

*Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, Vol. 38 (1993), No. 3, 147--166

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/139563>

## Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 1993

Institute of Mathematics of the Academy of Sciences of the Czech Republic provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This paper has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library* <http://project.dml.cz>

# Skleníkový efekt a změny klimatu

Jaroslava Kalvová, Praha

## Úvod

V červnu 1992 se konala v Brazílii konference OSN o životním prostředí a rozvoji — UNCED (United Nations Conference on Environment and Development). Jeden z okruhů této konference byl zaměřen na klimatické změny a jejich dopady na životní prostředí a lidskou společnost. Jednání vyústilo v přijetí rámcové konvence o klimatických změnách, o ochraně klimatického systému pro současné a budoucí generace lidstva.

Proč se ochraně klimatického systému věnuje nyní taková pozornost?

Zvýšený zájem o problematiku klimatických změn vyvolalo pochopení skutečnosti, že člověk svou činností může působit na klima nejen v lokálním, ale i globálním měřítku a že vyvolané změny mohou mít závažné negativní následky pro celou lidskou společnost. Ukazuje se, že závislost mnoha odvětví hospodářské činnosti člověka a celých států na měnících se klimatických podmínkách neklesá, ale naopak roste. Velké anomálie klimatu měly v posledních desetiletích negativní vliv na ekonomiku řady zemí, následky zasáhly mnohdy i sféru mezinárodních vztahů.

Jednu z nejzávažnějších forem zásahu člověka do klimatického systému představuje stále narůstající znečištění atmosféry, vyvolané spalováním fosilních paliv, kácením ekvatoriálních pralesů a jejich přeměnou v pole a pastviny, každoročním vypalováním savan, rozvojem zemědělské výroby, letecké dopravy, chladírenské techniky a mnoha dalších odvětví hospodářské činnosti člověka. Kromě tepla, které se v rámci celé řady těchto činností uvolňuje do atmosféry a změn albeda (odrážecí schopnosti) zemského povrchu, jsou do atmosféry uvolňovány chemické látky schopné narušit radiační rovnováhu klimatického systému.

Největší pozornost se věnuje stopovým plynům, které emitují a absorbují dlouhovlnnou radiaci ( $4\ \mu\text{m} - 10\ \mu\text{m}$ ). Tyto tzv. radiačně aktivní plyny nebo také skleníkové plyny (zkráceně GHG — greenhouse gases) působí skleníkový efekt atmosféry. Sluneční (krátkovlnnou) radiaci propouštějí téměř beze změny k zemskému povrchu, dlouhovlnnou radiaci, emitovanou zemským povrchem, pohlcují a částečně vyzářují zpět k zemskému povrchu a zvyšují tak jeho teplotu.

O zvýšeném riziku narušování klimatického systému svědčí např. tato fakta:

- za posledních 200 let se počet obyvatel naší planety zvýšil víc než pateronásobně,
- spotřeba fosilních paliv činí dnes 30násobek spotřeby v roce 1900,

---

RNDr. JAROSLAVA KALVOVÁ, CSc., (1940) je samostatnou vědeckou pracovnící katedry meteorologie a ochrany prostředí MFF UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8.

– za posledních 100 let byla zkulturnována větší výměra půdy než za celou předcházející historii lidstva.

Obavy z anomálního vývoje klimatu, na který vědci již více než dvacet let upozorňují, soustředily na tento problém konečně i pozornost politiků a světové veřejnosti. Z řady mezinárodních aktivit zabývajících se tímto problémem uvádím alespoň tyto:

Valné shromáždění Spojených národů na svém zasedání 6. 12. 1988 přijalo rezoluci 43–53 „Ochrana klimatu Země pro současnou a budoucí generaci lidstva“.

Zástupci vlád 137 zemí (mezi nimiž byly i hlavy států) a 747 vědců se na II. světové klimatické konferenci v Ženevě (29. 10. – 7. 11. 1990) zabývali otázkou, jaké kroky je třeba učinit, aby člověk dále nezhoršoval již narušenou stabilitu klimatického systému.

Od r. 1991 pracoval intenzivně INC (Intergovernmental Panel on Climate Change) na přípravě Rámcové konvence o klimatických změnách.

Konference UNCED v Rio de Janeiro se zúčastnilo více než 150 členských zemí OSN.

Odhad klimatických následků růstu koncentrací GHG je velmi obtížný. Základní složky klimatického systému, atmosféra, světový oceán, pevnina, biosféra a kryosféra jsou vzájemně propojeny mnoha fyzikálními a chemickými procesy. Změny radiační bilance, vyvolané růstem koncentrací skleníkových plynů v atmosféře, mohou tedy vyvolat řetězovou reakci, v jejímž důsledku dojde k narušení celé řady procesů podílejících se na vytváření klimatu. Některé z těchto procesů mohou původní poruchu zesilovat, jiné zeslabovat. Reakce různých částí klimatického systému na poruchu nejsou navíc stejně rychlé. Nejproměnlivější částí systému je bezesporu atmosféra, procesy odehrávající se v oceánech mají větší setrvačnost, řádově stovky let, a mnohé procesy probíhající na zemském povrchu můžeme z hlediska kratších výkyvů klimatu považovat prakticky za konstantní.

V současné době existují zhruba tři přístupy ke studiu vlivu růstu GHG na klima. Nejvýznamnějším z nich jsou klimatické modely, další přístup vychází z možnosti detekovat tento antropogenní signál v časových řadách klimatických prvků, třetí je založen na hledání analogických situací v minulosti. Změny klimatu uvedené v článku byly získány pomocí klimatických modelů.

## **Jaký růst koncentrací základních GHG pozorujeme a co je jeho příčinou ?**

Radiačně aktivních plynů je dnes známo více než 40. Z hlediska možných vlivů na klima se za nejdůležitější považují  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , halogenované uhlovodíky (CFC a HCFC) a ozón. Vodní pára má specifické postavení, změny její koncentrace se započítávají do celkového efektu prostřednictvím zpětných vazeb (stejně jako vliv oblačnosti).

### *Oxid uhličitý*

Na základě vzorků polárního ledu, odebraných v Grónsku a Antarktidě, byla odhadnuta koncentrace  $\text{CO}_2$  před 18 000 lety (vrchol posledního glaciálu) na 180 až 200 ppm [1]. (Koncentrace stopových látek v atmosféře se vyjadřují obvykle jako objemové

podíly, tj. jako poměr objemu znečišťující plynné složky  $V_o$  k objemu vzduchu  $V_a$ , ppm značí parts per million, tj.  $10^6 \times V_o/V_a$ .) V posledním tisíciletí koncentrace  $\text{CO}_2$  prakticky stagnovala na hodnotách 270 až 290 ppm, a to až do poloviny 18. století, kdy začíná její postupný růst. Do roku 1900 se koncentrace  $\text{CO}_2$  zvýšila o 15 ppm, v roce 1958 dosáhla hodnoty 315 ppm a v roce 1988 hodnoty 350 ppm. Současný roční přírůstek se odhaduje na 1,8 ppm.

Na rychlém růstu koncentrace  $\text{CO}_2$  v posledním století se nepochybně podílí hlavní měrou člověk. Podle [2] bylo např. v důsledku využívání fosilních paliv a cementu do atmosféry v období 1850–1987 uvolněno asi 200 Gt uhlíku ( $1\text{Gt} = 10^{15}\text{ g}$  uhlíku). Další přibližně 115 Gt uhlíku se dostalo do atmosféry v souvislosti se změnami ve využívání půdy, zejména v důsledku kácení lesů, vypalování savan apod. Celkové množství uhlíku, které bylo za toto období do atmosféry uvolněno, činí podle [3] přibližně třetinu jeho původního obsahu v atmosféře. V období 1980–1989 se antropogenní emise  $\text{CO}_2$ , spojené s využíváním fosilních paliv a cementu, odhadují na  $5,4 \pm 0,5$  Gt uhlíku za rok, při odlesňování a změnách ve využívání půd se uvolnilo do atmosféry dalších  $1,6 \pm 1,0$  Gt uhlíku. Z tohoto množství se v atmosféře akumuluje přibližně polovina,  $3,4 \pm 0,2$  Gt uhlíku, oceán váže asi  $2,0 \pm 0,8$  Gt uhlíku, na biosféru připadá  $1,6 \pm 1,5$  Gt uhlíku [4]. Role biosféry a oceánu při akumulaci a uvolňování uhlíku je velmi složitá, znalosti o uhlíkovém cyklu nejsou bohužel zatím dostatečné.

### *Metan*

Současná koncentrace metanu, 1,72 ppm, činí zhruba dvojnásobek předindustriální hodnoty (0,8 ppm), roční přírůstek činí přibližně 0,015 ppm (0,9 %).

Metan je chemicky a radiačně aktivní plyn, který vzniká v důsledku velmi širokého spektra anaerobních procesů. Významným antropogenním zdrojem  $\text{CH}_4$  (srovnatelným s přirozenými zdroji) je pěstování rýže, při kterém se ročně do atmosféry uvolňuje zhruba 110 Tg  $\text{CH}_4$  ( $1\text{Tg} = 10^{12}\text{ g}$ ). Rozpětí odhadů je ale velmi široké, od 25 Tg do 170 Tg metanu ročně, neboť údaje od hlavních pěstitelů rýže v Asii, Indii a Číně jsou nedostatečné. Dalšími významnými antropogenními zdroji jsou chov dobytka, spalování biomasy, těžba a přeprava uhlí a zemního plynu. Protože k odstraňování metanu z atmosféry dochází v důsledku reakcí s hydroxylovými radikály v troposféře, má metan v atmosféře relativně krátkou dobu života, podle [4] zhruba 10 let.

### *Halogenované uhlovodíky*

Průměrné koncentrace nejdůležitějších radiačně aktivních halogenovaných uhlovodíků a jejich roční přírůstky jsou uvedeny v Tab. I (ppt — parts per trillion,  $1\text{ ppt} = 10^{-6}$  ppm).

Je zřejmé, že v současné době v globálním měřítku koncentrace halogenovaných uhlovodíků (s výjimkou  $\text{CCl}_4$ ) rostou rychleji než koncentrace ostatních skleníkových plynů (viz Tab. II).

Halogenované uhlovodíky se hojně používají v chladicí technice, jako aerosolové rozprašovače, rozpouštědla, zpevňující látky při výrobě plastických hmot atd. V troposféře jsou prakticky inertní, ve stratosféře se pod vlivem sluneční radiace s vlnovou

Tab. I. Koncentrace vybraných halogenovaných uhlovodíků a jejich roční přírůstky. Převzato z [4].

| Plyn  | obsah<br>v atmosféře | roční<br>přírůstek |     | doba<br>života |
|---|----------------------|--------------------|-----|----------------|
|   | ppt                  | ppt                | %   | roky           |
| CCl <sub>3</sub> F (CFC-11)                             | 280                  | 9,5                | 4   | 65             |
| CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub> (CFC-12)                | 484                  | 16,5               | 4   | 130            |
| CClF <sub>3</sub> (CFC-13)                              | 5                    |                    |     | 400            |
| C <sub>2</sub> Cl <sub>3</sub> F <sub>3</sub> (CFC-113) | 60                   | 4-5                | 10  | 90             |
| C <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub> F <sub>4</sub> (CFC-114) | 15                   |                    |     | 200            |
| C <sub>2</sub> ClF <sub>5</sub> (CFC-115)               | 5                    |                    |     | 400            |
| CCl <sub>4</sub>  | 146                  | 2,0                | 1,5 | 50             |
| CHClF <sub>2</sub> (HCFC-22)                            | 122                  | 7                  | 7   | 15             |
| CH <sub>3</sub> Cl                                      | 600                  |                    |     | 1,5            |
| CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>                        | 158                  | 6,0                | 4   | 7              |
| CBrClF <sub>2</sub> (halon 1211)                        | 1,7                  | 0,2                | 12  | 25             |
| CBrF <sub>3</sub> (halon 1301)                          | 2,0                  | 0,3                | 15  | 110            |
| CH <sub>3</sub> Br                                      | 10-15                |                    |     | 1,5            |

délkou menší než 0,22  $\mu\text{m}$  rozkládají a uvolňují atomy chlóru, u halonů i brómu. Kromě skleníkového efektu působí tedy i destrukci ozónosféry.

Většina uvažovaných CFC je antropogenního původu. Velmi prudký růst emisí, zejména CFC-11 a CFC-12, byl v 60. a 70. letech. V roce 1954 např. produkce CFC-11 a CFC-12 činila 75 000 tun, v roce 1974 již 800 000 tun. Po objevení tzv. halogenového destrukčního cyklu ozónu a podepsání Montrealského protokolu (Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer) řadou států, se růst emisí značně zpomalil, koncentrace však vzhledem k dlouhé době života těchto látek neustále rostou a v příštím století zůstanou stále ještě významné, a to i při dodržování podmínek Montrealského protokolu a jeho zprísněné verze (Londýnská konference, 1990).

### Oxid dusný

Současná koncentrace N<sub>2</sub>O v atmosféře, 310 ppb (ppb — parts per billion, 1 ppb =  $10^{-3}$  ppm), je přibližně o 8 % vyšší než byla v období 1750–1800, roční přírůstek činí 0,8 ppb (0,25 %). Měření, prováděná v ledovcových štítech Antarktidy, ukazují, že předindustriální koncentrace N<sub>2</sub>O byla poměrně stálá a pohybovala se kolem 285 ppb. Markantní růst nastal až po roce 1700 [4]. Hlavními antropogenními zdroji jsou dusíkatá minerální hnojiva (např. v roce 1974 se používalo asi  $4 \times 10^7$  tun dusíkatých hnojiv, odhad na rok 2000 činí  $2 \times 10^8$  tun), spalování fosilních paliv a biomasy, doprava. Oxid dusný má v troposféře dlouhou dobu života, přes 150 roků, k odstraňování N<sub>2</sub>O z atmosféry dochází hlavně při fotochemickém rozkladu ve stratosféře. Celý cyklus

$N_2O$  stejně jako u předchozích plynů, není zatím dostatečně přesně znám a rovněž kvantitativní odhady přirozených i antropogenních zdrojů jsou nejisté.

### Ozón

Ozón hraje efektivní roli ve skleníkovém efektu ve střední a horní troposféře a spodní stratosféře. Koncentrace  $O_3$  v troposféře je značně proměnná, podle [4] byl na severní polokouli pozorován kladný trend, představující v hladině pod 8 km roční přírůstek  $O_3$  asi 1 %, ve spodní stratosféře úbytek o 2–3 %. V blízkosti tropopauzy nejsou k dispozici vhodné údaje. Pro nedostatek přesných údajů nebývá často ozón v analýzách radiačního efektu skleníkových plynů uváděn.

V Tab. II jsou závěrem shrnuty údaje o koncentracích základních radiačně aktivních plynů, ovlivňovaných lidskou činností.

Tab. II. Koncentrace základních radiačně aktivních plynů. Převzato z [4].

|  | $CO_2$             | $CH_4$               | CFC-11           | CFC-12          | $N_2O$              |
|--|--------------------|----------------------|------------------|-----------------|---------------------|
| Předindustriální koncentrace (1750–1800) | 280 ppm            | 0,80 ppm             | 0                | 0               | 288 ppb             |
| Současná koncentrace odhad na rok 1990   | 353 ppm            | 1,72 ppm             | 280 ppt          | 484 ppt         | 310 ppb             |
| Roční přírůstek                          | 1,8 ppm<br>(0,5 %) | 0,015 ppm<br>(0,9 %) | 9,5 ppt<br>(4 %) | 17 ppt<br>(4 %) | 0,8 ppb<br>(0,25 %) |
| Doba života [roky]                       | 50–200             | 10                   | 65               | 130             | 150                 |

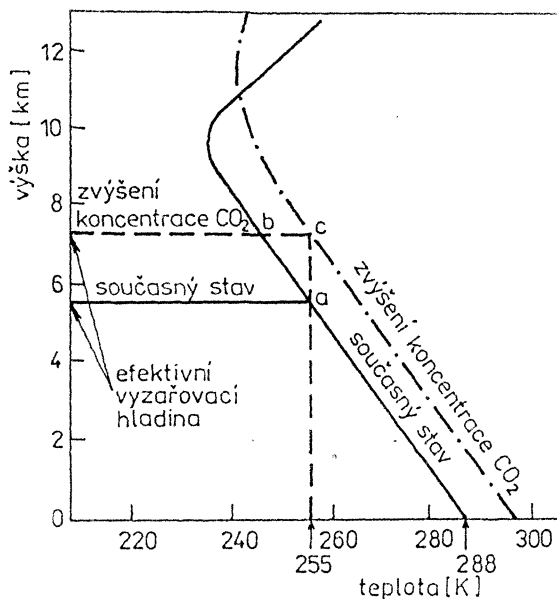
S výjimkou  $CO_2$  se pod dobou života rozumí poměr obsahu v atmosféře k rychlosti odstraňování z atmosféry. Oxid uhličitý je specifický tím, že nemá reálné propady, ale cirkuluje mezi různými rezervoáry (atmosférou, oceánem a biosférou). Proto doba života uvedená v Tab. II představuje zhruba čas, za který jsou koncentrace  $CO_2$  schopny se přizpůsobit změnám emisí [4].

### Co je skleníkový efekt ?

Klima naší planety závisí na křehké rovnováze mezi sluneční radiací planetou pohlcenou a dlouhovlnnou radiací vyzářenou Zemí do kosmu. V ročním globálním průměru můžeme sluneční radiaci pohlcenou Zemí (jednotkou plochy) vyjádřit ve tvaru

$$S_o(1 - a_p)/4,$$

kde  $S_o$  je solární konstanta,  $a_p$  označuje planetární albedo (poměr mezi množstvím slunečního záření odraženého Zemí jako planetou, tj. i s atmosférou, do kosmického



Obr.1. Schéma vlivu růstu koncentrace  $\text{CO}_2$  na teplotu. Plnou a čerchovanou čarou je vyjádřena závislost teploty na výšce. Převzato z [7].

prostoru k množství sluneční radiace vstupující na horní hranici atmosféry do celého systému). Faktor 4 představuje poměr plochy povrchu Země a plochy kruhu s poloměrem rovným poloměru Země. Budeme-li předpokládat dále, že Země vyzařuje jako absolutně černé těleso, lze tok dlouhovlnné radiace  $I_p$  vyzařené na horní hranici atmosféry do kosmu vyjádřit vztahem

$$I_p = \sigma T_e^4,$$

kde  $\sigma$  je Stefanova a Boltzmannova konstanta. Za předpokladu radiční rovnováhy bude platit

$$S_o(1 - a_p)/4 = \sigma T_e^4.$$

Pro současnou hodnotu solární konstanty ( $1367 \text{ W/m}^2$ ) je efektivní radiční teplota  $T_e$  rovna 255 K. Kdyby neexistovala zemská atmosféra (a  $a_p$  zůstalo nezměněno), byla by teplota zemského povrchu velmi blízká  $T_e$  a Země by byla patrně zmrzlou planetou bez života. Dnešní, pro život příznivá průměrná teplota zemského povrchu 288 K ( $15^\circ\text{C}$ ), je důsledkem tzv. skleníkového efektu atmosféry. Některé plyny přítomné v zemské atmosféře (vodní pára, oxid uhličitý, metan, ozón, oxid dusný atd.) jsou téměř propustné pro sluneční radiaci, silně však absorbují dlouhovlnnou radiaci vyzařovanou zemským povrchem a vyzařují ji zpět, jak k zemskému povrchu (čímž přispívají k jeho dalšímu oteplení), tak do kosmického prostoru.

Dominantním skleníkovým plynem je vodní pára. Kdyby byla pouze jediným skleníkovým plynem v atmosféře, pak by skleníkový efekt bezoblačné atmosféry ve středních zeměpisných šířkách činil podle [4] 60–70 % skleníkového efektu všech současných radičně aktivních plynů v atmosféře. Pro oxid uhličitý představuje odpovídající hodnota 25 %. Vzhledem k překrývání absorpčních pásů vodní páry a  $\text{CO}_2$  nelze však výše uvedená procenta počítat.

Efektivní vyzařovací hladina (hladina, ve které je teplota rovna efektivní radiální teplotě) se v současné době nachází ve výšce asi 5,5 km nad zemským povrchem, viz obr. 1. Efektivní radiální teplota je rovna 255 K (průsečík čárkované přímky spuštěné vertikálně z bodu  $a$  na teplotní osu) a teplota při zemském povrchu (průsečík plné čáry vyjadřující závislost teploty na výšce s teplotní osou) je rovna 288 K. Při růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře se efektivní vyzařovací hladina přesunuje do vyšších a tudíž chladnějších hladin. Tok dlouhovlnné radiace  $I_p$  do kosmu je snížen. Aby byla zachována rovnováha soustavy Země–atmosféra, musí se zemský povrch a troposféra oteplovat, dokud teplota v nové výšce efektivní vyzařovací hladiny nedosáhne hodnoty  $T_e$ . Celý proces může být ovšem modifikován změnami albeda, či vertikálního teplotního gradientu a je daleko složitější. Kdyby teplota v troposféře byla určována pouze radiálními procesy, pak pokles teploty s výškou by byl mnohem větší než odpovídá skutečnosti. Teplota troposféry (stejně jako zemského povrchu) je dána její tepelnou bilancí, značnou roli zde hrají toky zjevného a latentního tepla. Průměrný globální vertikální teplotní gradient v troposféře je v důsledku toho roven přibližně  $6,5 \text{ K km}^{-1}$ .

### Které skleníkové plyny jsou nejnebezpečnější ?

Zesílení skleníkového efektu vyvolané růstem koncentrací GHG v atmosféře se vyjadřuje pomocí změny  $\Delta F$  ( $\text{W/m}^2$ ) dlouhovlnné radiální bilance v tropopauze, tedy radiálním ohřátím celé troposféry (zemský povrch a troposféra se vzhledem ke zpětným vazbám považují za jeden systém [4]). Příspěvek jednotlivých plynů ke skleníkovému efektu závisí na vlnové délce, kterou plyn absorbuje, na účinnosti absorpce, na koncentraci plynu v atmosféře, na tom, zda se absorpční pásma jednotlivých plynů překrývají. Vodní pára i  $\text{CO}_2$  absorbují dlouhovlnnou radiaci v celé řadě spektrálních pásem. Absorpce vodní párou a oxidem uhličitým je natolik silná, že pokud další plyny, absorbující podobné vlnové délky, nebudou mít koncentraci s nimi srovnatelnou, budou ke skleníkovému efektu přispívat jen málo. Existuje však spektrální oblast, tzv. atmosférické okno (mezi  $8 \mu\text{m}$  a  $12 \mu\text{m}$ ), kde je absorpce vodní párou a oxidem uhličitým slabá. A právě zde se mohou navzdory své malé koncentraci uplatňovat další GHG jako  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$  a  $\text{O}_3$ . Absorpce těchto plynů je poměrně blízká nasycení, jejich absorpční čáry se pouze částečně překrývají s absorpčními čarami dalších plynů. Podobně CFC a halony se sice v atmosféře vyskytují ve velmi nízkých koncentracích, v oblasti atmosférického okna však mají silné absorpční čáry, které se navíc téměř nepřekrývají s absorpčními čarami jiných plynů. Jejich molekuly, uvolňované nyní do atmosféry, mohou být proto při absorpci dlouhovlnné radiace mnohem účinnější než molekuly  $\text{CO}_2$ . Jedna molekula CFC-12, uvolněná do atmosféry, je např.  $10^4$ krát efektivnější než molekula  $\text{CO}_2$ . V Tab. III jsou pro ilustraci uvedeny radiální efektivnosti molekul vybraných GHG vyjádřené relativně vzhledem k účinnosti molekuly  $\text{CO}_2$  uvolněné v současnosti do atmosféry.

Příspěvek  $\Delta F$  určitého skleníkového plynu ke skleníkovému efektu za delší období lze pak vyjádřit v závislosti na růstu jeho objemových koncentrací z počáteční hodnoty



Tab. III. Radiační efektivnost  $\Delta F$  molekul vybraných skleníkových plynů vyjádřená relativně vzhledem k účinnosti jedné molekuly  $\text{CO}_2$  uvolněné v současnosti do atmosféry. (Převzato z [4].)

| Skleníkový plyn           | $\Delta F$ |
|---------------------------|------------|
| $\text{CO}_2$             | 1          |
| $\text{CH}_4$             | 21         |
| $\text{N}_2\text{O}$      | 206        |
| CFC-11                    | 12 400     |
| CFC-12                    | 15 800     |
| CFC-113                   | 15 800     |
| CFC-114                   | 18 300     |
| CFC-115                   | 14 500     |
| HCFC-22                   | 10 700     |
| $\text{CCl}_4$            | 5 720      |
| $\text{CH}_3\text{CCl}_3$ | 2 730      |
| $\text{CF}_3\text{Br}$    | 16 000     |

$C_0$  na hodnotu  $C$ . Na základě výsledků modelů radiačních toků byly odvozeny jednoduché vztahy pro  $\Delta F$ . U látek s nízkými koncentracemi se používá většinou lineární závislosti mezi  $\Delta F$  a  $C/C_0$ , u středních, resp. vysokých koncentrací kvadratické, resp. logaritmické závislosti. Tak u  $\text{CO}_2$  je např. růst  $\Delta F$  pomalejší než růst koncentrace (zesílení absorpce je omezeno na okraje absorpčního pásma a lze jej proto aproximovat logaritmickou závislostí), zatím co u CFC-11 a CFC-12 lze použít lineárních závislostí.

Je nutno si uvědomit, že výše uvedené závislosti jsou posud zatíženy řadou neurčitostí a reprezentují pouze průměrné globální vazby. Poskytují tedy podklady pouze pro odhady globálních změn.

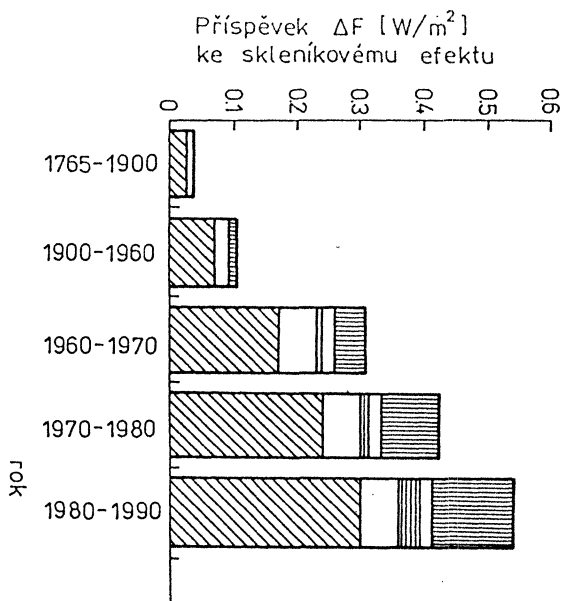
Pomocí vztahů mezi  $\Delta F$  a  $C/C_0$  můžeme vyhodnotit příspěvky  $\Delta F$  jednotlivých GHG ke skleníkovému efektu za vybraná období (viz obr. 2).

Při výpočtech se vycházelo z růstu koncentrací uvedených v Tab. IV.

Podle těchto pramenů přispěl v období 1765–1990 např.  $\text{CO}_2$  ke skleníkovému efektu 61 % ( $1,5 \text{ W/m}^2$ ),  $\text{CH}_4$  17 % přímo a 6 % nepřímo, prostřednictvím vodní páry ve stratosféře, jejíž koncentraci ovlivňuje (celkem  $0,56 \text{ W/m}^2$ ),  $\text{N}_2\text{O}$  4 % ( $0,1 \text{ W/m}^2$ ) a CFC 12 % ( $0,29 \text{ W/m}^2$ ). V posledním desetiletí 1980–1990 činil podíl  $\text{CO}_2$  55 %,  $\text{CH}_4$  15 %,  $\text{N}_2\text{O}$  6 % a CFC 24 %.

### Jak vysoké emise a koncentrace GHG můžeme v budoucnu očekávat ?

Úspěšnost předpovědí růstu koncentrací GHG v atmosféře během příštího století závisí na našich schopnostech odhadnout budoucí vývoj jejich emisí a podílu, který zůstane v atmosféře. Abychom mohli odhadnout celkový vliv uvažovaných skleníkových



Obr. 2. Příspěvek  $\Delta F$  jednotlivých radiačně aktivních plynů ke skleníkovému efektu. Pro období 1765-1900 a 1900-1960 je uveden celkový příspěvek dělený počtem desetiletí v těchto obdobích. Obdélník se šikmým šrafováním vyjadřuje příspěvek CO<sub>2</sub>, bílé obdélníky označují příspěvek metanu (větší plocha) a stratosférické vodní páry (menší plocha). Vertikálně šrafovaný obdélník vyjadřuje podíl CFC a HCFC, horizontálně šrafovaný příspěvek N<sub>2</sub>O. Převzato z [4].

Tab. IV. Růst koncentrace radiačně aktivních plynů v atmosféře. Převzato z [4].

| Rok  | CO <sub>2</sub> (ppm) | CH <sub>4</sub> (ppb) | N <sub>2</sub> O (ppb) | CFC-11 (ppb) | CFC-12 (ppb) |
|------|-----------------------|-----------------------|------------------------|--------------|--------------|
| 1765 | 279,00                | 790,0                 | 285,00                 | 0            | 0            |
| 1900 | 295,72                | 974,1                 | 292,02                 | 0            | 0            |
| 1960 | 316,24                | 1272,0                | 296,62                 | 0,0175       | 0,0303       |
| 1970 | 324,76                | 1420,9                | 298,82                 | 0,0700       | 0,1211       |
| 1980 | 337,32                | 1569,0                | 302,62                 | 0,1575       | 0,2725       |
| 1990 | 353,93                | 1717,0                | 309,68                 | 0,2800       | 0,4844       |

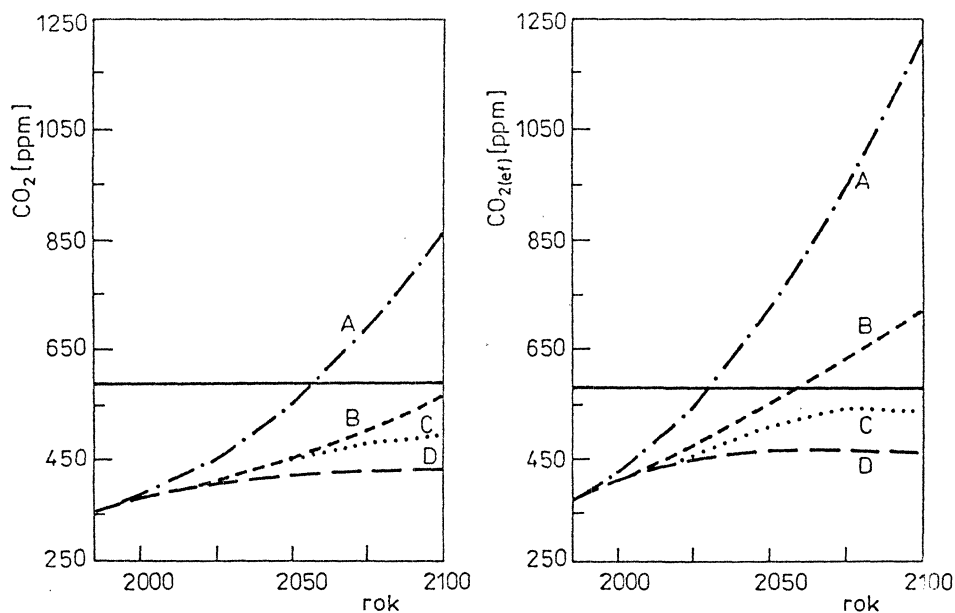
plynů na radiační bilanci a klima, pracuje se ve scénářích často s pojmem „efektivní“ nebo „ekvivalentní“ koncentrace CO<sub>2</sub>, zkráceně CO<sub>2</sub>(*ef*), pod kterou se rozumí taková koncentrace CO<sub>2</sub>, která by měla stejné radiační účinky jako koncentrace CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC a O<sub>3</sub> dohromady.

Většina scénářů předpokládá postupný růst emisí CO<sub>2</sub> i efektivního CO<sub>2</sub> do ovzduší a shoduje se na tom, že pokud nebudou přijata účinná opatření, dojde již během příštího století k zdvojnásobení předprůmyslové koncentrace CO<sub>2</sub>.

V současnosti se při odhadech radiační efektivnosti skleníkových plynů v příštím století často používají tzv. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) scénáře emisí [5]. Jde o tyto scénáře:

- 2030 High Emissions Scenario (scénář A),
- 2060 Low Emissions Scenario (scénář B),
- Control Policies Scenario (scénář C),
- Accelerated Policies Scenario (scénář D).

První scénář představuje nepříznivý obraz světa, ve kterém nebudou přijata téměř žádná opatření ke snižování emisí základních GHG. Růst populace a ekonomiky se odrazí ve zvýšených požadavcích na výrobu energie, ve které bude dominovat spalování uhlí. Tropické lesy budou intenzivně káceny. Koncentrace  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ) dosáhne dvojnásobku předindustriální hodnoty v roce 2030 a během příštího století stále poroste. Tento scénář (s nepodstatnými úpravami) je pak při výzkumu radiačního efektu skleníkových plynů často uváděn pod názvem Business as Usual (scénář BaU). Druhý scénář již předpokládá, že problematice životního prostředí a omezování emisí bude věnována větší pozornost. Při výrobě energie se bude ve zvýšené míře používat zemní plyn, omezí se kácení tropických lesů, vzroste efektivnost využívání energie, Montrealský protokol bude plně dodržován. Všechny tyto kroky povedou k tomu, že do roku 2100 koncentrace  $\text{CO}_2$  nedosáhne dvojnásobku, koncentrace  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ) se zvýší na dvojnásobek kolem roku 2060 a dále poroste, i když pomalu. Teprve další dva scénáře C a D (viz obr. 3) mohou vést k zastavení růstu koncentrací skleníkových plynů během příštího století. Ve scénáři C se předpokládá, že v druhé polovině příštího století budou při výrobě energie intenzivně využívány alternativní zdroje energie, včetně jaderné, a energie bude využívána s vysokou efektivností. V zemědělství dojde ke snižování emisí skleníkových



Obr. 3. Růst koncentrace  $\text{CO}_2$  a efektivního  $\text{CO}_2$  v závislosti na jednotlivých IPCC scénářích růstu emisí. Plná horizontální přímkou odpovídá  $2 \times \text{CO}_2$  (ve srovnání s předindustriální úrovní). Převzato z [5].

plynů, emise CFC budou zastaveny. Scénář D předpokládá přesun k alternativním zdrojům energie již během první poloviny příštího století.

Od scénářů emisí je pak ještě velmi nelehká cesta ke stanovení růstu koncentrací.

Růst koncentrace  $\text{CO}_2$  a  $\text{CO}_2(\text{ef})$  v závislosti na jednotlivých scénářích IPCC je uveden na obr. 3. Je zřejmé, že přijetí účinných opatření k omezení emisí radiačně aktivních plynů (scénáře C a D) se může projevit zastavením růstu koncentrace  $\text{CO}_2(\text{ef})$  a dalšího zesilování skleníkového efektu až v druhé polovině příštího století. Při realizaci prvních dvou scénářů (BaU a B) musíme počítat s neustálým zesilováním skleníkového efektu. Dominantním narušitelem zůstane i nadále růst koncentrace  $\text{CO}_2$ , ve scénáři BaU představuje jeho příspěvek přibližně 60 % celkové očekávané změny dlouhodobné radiační bilance. Podíl dalších plynů na skleníkovém efektu se bude měnit.

Kromě růstu koncentrací radiačně aktivních plynů v atmosféře se na narušení radiační rovnováhy mezi krátkovlnnou radiací Zemí absorbovanou a dlouhovlnnou radiací emitovanou do kosmu mohou v příštím století různou měrou podílet i další faktory, jako jsou např. přirozené a antropogenní aerosoly, vulkanické erupce, změny sluneční činnosti, albeda zemského povrchu atd. Aerosoly mohou radiační bilanci ovlivňovat přímo, rozptylem a absorpcí radiace i nepřímo, jako kondenzační jádra oblačnosti. V současné době je obtížné stanovit dokonce i znaménko změny, způsobené antropogenními aerosoly. Odhaduje se [4], že v příštích desetiletích bude vliv antropogenních aerosolů na klima malý ve srovnání s vlivem radiačně aktivních plynů. Pokud se týká vulkanické činnosti, po velkých vulkanických erupcích byl pozorován malý pokles teploty při zemském povrchu, způsobený snížením dopadající sluneční radiace stratosférickým aerosolem. Tento aerosol je však ze stratosféry odstraňován během několika málo let. Z časového horizontu několika desetiletí by tedy mohly klima znatelně ovlivnit pouze série velkých vulkanických erupcí, ke kterým by došlo během krátké doby. Odlesňování, urbanizace a řada dalších zásahů do přirozeného charakteru zemského povrchu vede ke zvyšování albeda Země. Radiační efekt za několik desetiletí se však odhaduje na pouhých  $-0,03 \text{ W/m}^2$  a je tedy v globálním měřítku opět zanedbatelný ve srovnání se zesilováním skleníkového efektu v důsledku růstu koncentrací GHG v atmosféře. Stejný závěr platí podle [4] i pro změny sluneční činnosti.

## **Jak zjišťujeme klimatické následky růstu koncentrací GHG v atmosféře ?**

Nejdůležitějším prostředkem, který nám umožňuje odhadnout změny klimatu vyvolané růstem koncentrací GHG v atmosféře, jsou klimatické modely. Problém  $\text{CO}_2$  – klima lze v plné šíři řešit pouze prostřednictvím trojrozměrných modelů atmosférické cirkulace propojených s modelem oceánické cirkulace. Pouze některé aspekty mohou být studovány pomocí ekonomicky méně náročných radiačně konvektivních modelů (RCM — Radiative Convective Model) a modelů tepelné bilance (EBM — Energy Balance Model).

Ideální klimatický model by měl vycházet z trojrozměrného popisu atmosférických a oceánických dějů a jejich časových změn, měl by být schopen zachytit vznik a vývoj

oblačných systémů, interakce mezi atmosférou a oceány, dynamiku sněhu a ledu v polárních oblastech, vlivy biosféry apod. Tento stav je však dosud nedosažitelný, nejvíce se k němu blíží trojrozměrné cirkulační klimatické modely. Atmosférickou složku těchto modelů tvoří trojrozměrný model atmosférické cirkulace (GCM — General Circulation Model).

Klíčem k předpovědi klimatických fluktuací, a zároveň Achillovou patou klimatického systému, je v současné době světový oceán. Podle přístupu k modelování oceánu můžeme klimatické modely rozdělit zhruba do čtyř skupin.

Do první skupiny lze zařadit tzv. „swamp“ modely (model-bažina), ve kterých je zanedbána tepelná kapacita oceánu i horizontální a vertikální transporty tepla v něm. Oceán se podobá pevnému zemskému povrchu s neomezenou zásobou vody pro výpar.

Další přístup spočívá v zadání teplot povrchu oceánu z klimatických pozorování; při zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  se teploty povrchu oceánu zvyšují o pevně stanovenou hodnotu.

V současné době se nejčastěji používají klimatické modely se směšovací vrstvou v oceánu. V modelu se počítá s tepelnou kapacitou a procesy probíhajícími v horní vrstvě oceánu, hluboké obvykle 30 až 70 m. Tloušťka směšovací vrstvy se mění se zeměpisnou šířkou a s ročním obdobím.

Poslední skupinu modelů tvoří klimatické modely, které buď počítají zjednodušeně výměnu tepla mezi směšovací vrstvou oceánu a hlubinami oceánu, nebo ve kterých je model atmosféry spřažen s komplexním modelem oceánické cirkulace (tzv. „coupled“ model).

Z hlediska interpretace výsledků je nutno odlišit od sebe rovnovážné studie a tzv. „přechodové“ (transient) studie.

Filozofie rovnovážných studií je následující: Nejprve se provede tzv. kontrolní experiment, vycházející z počátečních a okrajových podmínek odpovídajících současnému stavu (současné koncentraci  $\text{CO}_2$ ). Výpočet probíhá několik modelových let až desetiletí, až se modelová cirkulace dostane do kvazistacionárního stavu. Pak se z hodnot proměnných, odpovídajících tomuto rovnovážnému stavu, spočte tzv. kontrolní klima (průměr za několik posledních let), často zkráceně označované  $1 \times \text{CO}_2$ , které by mělo být v co nejlepším souladu se současnými klimatickými poměry. Délka simulace se volí tak, aby tyto dlouhodobé statistiky, např. měsíční průměry teploty zemského povrchu, byly dobře definovatelné a nezávislé na počátečních podmínkách. Potom se výpočet opakuje se zvýšenou koncentrací  $\text{CO}_2$ , obvykle na dvojnásobek nebo na čtyřnásobek, tzv. experiment, nebo stručně  $2 \times \text{CO}_2$ , resp.  $4 \times \text{CO}_2$ , až se opět dosáhne rovnováhy. Rozdíl mezi oběma simulovanými stavy klimatu pak představuje modelovou odezvu klimatického systému na radiační poruchu způsobenou růstem  $\text{CO}_2$  v atmosféře. Rovnovážné studie se provádějí zejména s klimatickými modely, ve kterých se neuvažují výměnné toky s hlubinnými vrstvami oceánu, tedy se „swamp“ modely, modely s pevně zadanými teplotami povrchu oceánu a modely se směšovací vrstvou. Dosažená rovnováha se týká tedy pouze atmosféry, popř. horní vrstvy oceánu; „oceán“ je okamžitě v nové rovnováze s atmosférou. Časové zpoždění globálního oteplování, způsobené obrovskou tepelnou kapacitou skutečných oceánů, nemůže být reálně reprodukováno.

Zahrneme-li do klimatických modelů i tepelnou kapacitu hlubokých vrstev oceánu, nemusí být úspěšný výše popsaný postup zjišťování odezvy na radiační poruchu. Po jednorázovém zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek odezva systému nejprve rychle poroste, pak se reakce zpomaluje a nové rovnováhy je dosaženo až po simulaci probíhající velmi dlouhou dobu, zejména u modelů GCM spřažených s modelem oceánické cirkulace (OGCM), kde takovéhoto pokusy jsou finančně velmi náročné. Proto se často výpočet provádí pouze po určitý počet modelových let. S těmito klimatickými modely se rovněž provádějí experimenty, které se nejvíce přibližují realitě, tj. experimenty, při kterých koncentrace  $\text{CO}_2$  v průběhu výpočtu kontinuálně narůstá (tzv. „time dependent“ studie). Pro experimenty prováděné klimatickými modely s OGCM nebo alespoň výměnnými toky mezi směřovací vrstvou v oceánu a jeho hlubinnými vodami, ať již se pracuje s jednorázově zvýšenou koncentrací  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek nebo s jejím postupným růstem, se používá termínu „transient study“, který vyjadřuje skutečnost, že klimatický systém díky velké tepelné kapacitě oceánů reaguje na radiační poruchu postupně.

## Výsledky současných prognóz změn klimatu — globální oteplování?

### Rovnovážné studie

Odhady vlivu růstu koncentrací skleníkových plynů na radiační děje v klimatickém systému jsou přes všechny potíže a neurčitosti relativně snadnou záležitostí ve srovnání s odhady následných klimatických změn. Počáteční radiační porucha odstartuje celou řadu kladných i záporných zpětných vazeb, souvisejících zejména se změnami obsahu vodní páry v atmosféře, oblačnosti, mořského ledu, kontinentálních ledovců, stavu oceánů apod. Je pochopitelné, že výsledky klimatických modelů budou mít mnohdy značný rozptyl v závislosti na fyzikální struktuře modelů, uvažovaných chemických procesech i matematických postupech použitých k řešení. V zásadních rysech očekávaných změn se však poměrně dobře shodují. Výsledky modelů se obvykle uvádějí v pořadí, které odpovídá rostoucí dimenzi problému, tj. od ročních globálních průměrů po regionální změny, přičemž s rostoucí dimenzí problému roste i jejich neurčitost. Níže uvedené výsledky se týkají odezvy klimatického systému na zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek.

### Změny teploty

Nejmenší rozptyl modelových výsledků mají odhady změny  $\Delta T_g$  ročního globálního průměru teploty při zemském povrchu. Odhady získané RCM se pohybují v rozmezí  $0,48^\circ\text{C}$  až  $5,3^\circ\text{C}$ . Rozdílnost výsledků je způsobena především uvažovanými zpětnými vazbami a použitými radiačními schémata. Jakou roli mohou zpětné vazby v klimatickém systému hrát je ilustrováno v Tab. V. Parametr  $f_i$  charakterizující význam  $i$ -té zpětné vazby je dán vztahem

$$f_i = (\Delta T_g)_i / \Delta T_g,$$

Tab. V. Výraznost-nejdůležitějších zpětných vazeb. Převzato z [6].

| zpětná vazba mezi skleníkovým efektem a       | $(\Delta T_g)_i$<br>[°C] | $f_i$  |
|---|--------------------------|--------|
| bez zpětných vazeb                            | 1,20                     | —      |
| množstvím vodní páry                          | 1,85                     | 0,445  |
| vertikálním rozložením koncentrace vodní páry | 0,90                     | 0,216  |
| vertikálním teplotním gradientem              | -1,10                    | -0,264 |
| albedem zemského povrchu                      | 0,38                     | 0,091  |
| výškou oblačnosti                             | 0,51                     | 0,123  |
| množstvím oblačnosti                          | 0,42                     | 0,101  |
| celkem  | 4,16                     | 0,712  |

kde  $\Delta T_g$  je změna teploty při zemském povrchu v důsledku zesílení skleníkového efektu při zahrnutí všech uvažovaných zpětných vazeb a  $(\Delta T_g)_i$  je změna teploty přičítaná na vrub působení  $i$ -té zpětné vazby.

Z Tab. V vyplývá, že existence zpětných vazeb zvyšuje reakci globální průměrné roční teploty u zemského povrchu více než trojnásobně. Nejvýraznější je vazba s vodní párou, zpětná vazba s vertikálním teplotním gradientem je záporná.

Výsledky EBM se pohybují v rozmezí 0,7°C až 3,3°C, u GCM je rozpětí výsledků ve srovnání s RCM poněkud menší. V současné době se rovnovážné studie provádějí převážně pomocí GCM modelů vytvořených v následujících centrech: CCC (Canadian Climate Centre), GFDL (Geophysical Fluids Dynamics Laboratory), UKHI (United Kingdom Meteorological Office), GISS (Goddard Institute of Space Sciences), NCAR (National Center for Atmospheric Research), OSU (Oregon State University). Všechny tyto modely reálně zachycují topografii zemského povrchu, cirkulační model atmosféry je propojen s modelem směšovací vrstvy v oceánu. Oblačnost je prognostickou veličinou a počítá se pro každou modelovou hladinu v troposféře. Výskyt oblačnosti ovlivňuje albedo systému a výpočty dlouhovlnné radiace. Výsledky jsou uvedeny v Tab. VI.

Tab. VI. Rovnovážná změna teploty  $\Delta T_g$  pro  $2 \times \text{CO}_2$ . (Podle [7].)

| Model     | $\Delta T_g$ [°C] |
|-----------|-------------------|
| GISS [6]  | 4,2               |
| NCAR [8]  | 4,0               |
| GFDL [9]  | 4,0               |
| UKHI [10] | 5,2               |
| OSU [11]  | 2,8               |

Podle [4] lze rovnovážnou reakcí teploty na zdvojnásobení obsahu  $\text{CO}_2$  v atmosféře s největší pravděpodobností očekávat v intervalu  $1,5^\circ\text{C}$  až  $4,5^\circ\text{C}$ . Pro vyhodnocení dopadů klimatických změn na různé sektory ekonomiky a lidskou společnost vůbec, zvolili experti pracovní skupiny I IPCC [4] hodnotu  $2,5^\circ\text{C}$ .

Závěry všech modelů bez ohledu na to, zda jde o GCM nebo o RCM, se dále shodují v následujících kvalitativních závěrech (v odhadech velikostí jednotlivých změn, zejména regionálních, se dosud jednotlivé modely liší).

1) Zemský povrch a troposféra se budou oteplovat, stratosféra ochlazovat. Pokles teploty ve stratosféře se mění v závislosti na výšce, podle [4] představuje v hladině 25 hPa  $-3^\circ\text{C}$  až  $-6^\circ\text{C}$ .

2) U zemského povrchu je vzrůst teploty nejvýraznější ve vysokých zeměpisných šířkách v pozdním podzimu a v zimě.

3) Oteplení v rovníkových oblastech při zemském povrchu je menší než vypočítaná globální změna, představuje většinou  $2^\circ\text{C}$  až  $3^\circ\text{C}$  a v průběhu roku se málo mění.

4) V mírných zeměpisných šířkách severní polokoule je v létě na kontinentech oteplení vyšší než změna globálního průměru.

5) V Arktickém oceánu (podobně u Antarktidy) je oteplení v létě menší než změna globálního průměru teploty. V těchto oblastech dosahuje v létě teplota povrchu mořského ledu bodu tání, a to jak pro modelové  $1\times\text{CO}_2$ , tak pro  $2\times\text{CO}_2$ . I v modelech, kde v létě (pro  $2\times\text{CO}_2$ ) mořský led zcela roztaje, zabrání velká tepelná kapacita směšovací vrstvy v oceánu zvýšení teploty nad  $0^\circ\text{C}$  ([4]).

Konkrétní hodnoty teplotních změn se u jednotlivých modelů mohou lišit. Washington a Meehl, (NCAR GCM) [8], uvádějí na podzim v severní polární oblasti zvýšení teploty až o  $8^\circ\text{C}$ , v blízkosti jižního pólu v zimě o  $10^\circ\text{C}$  a pouze velmi malé změny u rovníku, kolem  $2^\circ\text{C}$ . Model GFDL GCM [9] je na růst koncentrací oxidu uhličitého mnohem citlivější, zvýšení teploty na podzim a v zimě na sever od  $80^\circ$  severní šířky představuje  $12^\circ\text{C}$  až  $16^\circ\text{C}$ , v rovníkové oblasti v průběhu celého roku přibližně  $4^\circ\text{C}$ . V Evropě lze podle [4] v oblasti  $35^\circ - 50^\circ$  s.š.,  $10^\circ - 45^\circ$  v.d. očekávat v zimě zvýšení teploty o  $2^\circ\text{C}$  a v létě o  $2^\circ\text{C}$  až  $3^\circ\text{C}$ .

### *Změny srážkových úhrnů*

Odhady změn srážkových úhrnů jsou ve srovnání s teplotními charakteristikami zatíženy podstatně většími chybami. V některých regionech se jednotlivé modely mohou dokonce lišit i ve znaménku změny. Důvody jsou v podstatě dva. Procesy vedoucí k vypadávání srážek jsou ovlivňovány mnohem širší škálou dějů, z nichž mnohé nejsou vzhledem ke svým měřítkům v modelech uvažovány. Další nevýhodou je, že vypočítané změny srážkových úhrnů jsou relativně malé ve srovnání s jejich přirozenou variabilitou.

Rovnovážné modely se shodují v závěru, že pro Zemi jako celek se roční srážkové úhrny budou zvyšovat. Podle [4] vzroste globální úhrn srážek pro  $2\times\text{CO}_2$  o 3 % až 15 %. Základní rysy očekávaných změn lze podle [4] shrnout takto:

1) Ve vysokých zeměpisných šířkách se srážkové úhrny zvýší ve všech ročních obdobích.

2) Ve středních zeměpisných šířkách se zvýší zimní srážkové úhrny.



3) V suchých subtropích budou změny srážkových úhrnů malé, v některých oblastech dojde ke snížení srážkových úhrnů, v jiných ke zvýšení.

4) V odhadech regionálních změn se modely dosud málo shodují, zejména v tropické oblasti. Téměř všechny modely však udávají zesílení JZ asijského monzunu a s ním spojených srážek v této oblasti. V mnohých modelech dochází rovněž k poklesu letních srážek nad kontinenty na severní polokouli.

Podle některých modelů se růst koncentrace  $\text{CO}_2$  u srážkového režimu může rovněž negativně projevit zvýšením výskytem extrémních jevů (zásuch, povodní apod.). Odhady změn variability a frekvence extrémních jevů jsou však dosud velmi nejisté.

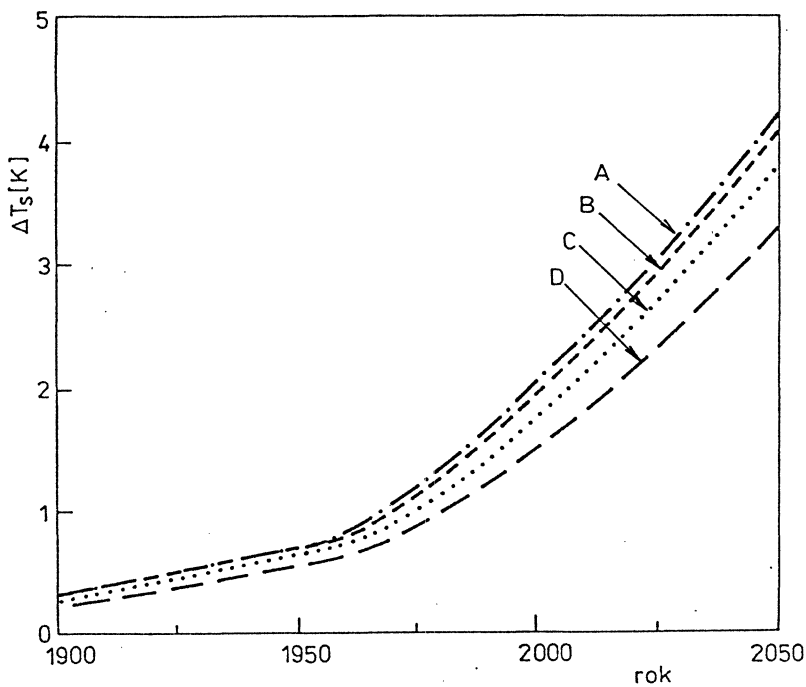
### Přechodové studie

Výsledky rovnovážných studií, uvedené v předchozím paragrafu, nám poskytují představu o citlivosti klimatického systému na jednorázové zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ) na dvojnásobek, přičemž uvedené hodnoty představují nové rovnovážné teploty. Protože na radiační poruchu reagovala v modelu maximálně směšovací vrstva v oceánu, je zřejmé, že skutečný časový průběh změn bude proti výsledkům rovnovážných studií opožděn a výše uvedené změny teploty pro  $2 \times \text{CO}_2$  se uskuteční až několik desetiletí po době, kdy koncentrace  $\text{CO}_2$  dosáhne dvojnásobku. Práci, ve kterých se bere plně v úvahu tepelná kapacita oceánu, případně počítá s postupně se zvyšující koncentrací  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ), je zatím mnohem méně než rovnovážných studií.

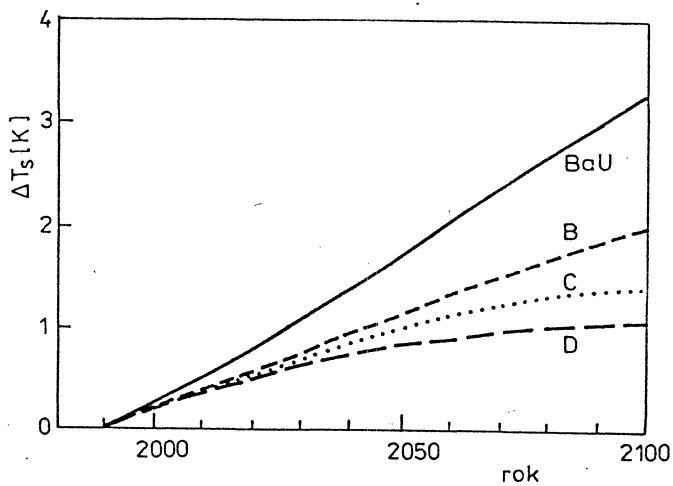
Výsledky studií parametrizujících poměrně jednoduše transport tepla mezi směšovací vrstvou oceánu a dnem oceánu, lze prezentovat např. prací [12], viz obr. 4.

Křivky uvedené na obr. 4 vycházejí ze scénáře růstu koncentrací  $\text{CO}_2$  v atmosféře, podle kterého dosáhne koncentrace  $\text{CO}_2$ , resp. efektivního  $\text{CO}_2$ , dvojnásobné hodnoty ve srovnání s předindustriální, v roce 2052, resp. 2025. Obr. 4 nám umožňuje porovnat reakci globálního ročního průměru teploty na zdvojnásobení koncentrace  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ) vypočtenou za předpokladu, že klimatický systém okamžitě po změně koncentrace radiačně aktivních plynů v atmosféře dosáhne rovnováhy (křivka *a*) s odpovědí, vypočtenou pomocí modelu oceánu se směšovací vrstvou hlubokou 30 m (křivka *b*) a 100 m (křivka *c*) a pomocí modelu, ve kterém se uvažuje transport tepla do hlubin oceánu (křivka *d*). Zvýšení teploty odpovídající v rovnovážné studii zdvojnásobení koncentrace  $\text{CO}_2$  ( $_{ef}$ ) ( $T_{s(ef)}$ ) představovalo  $3^\circ\text{C}$ .

Řada studií reakce klimatického systému na růst koncentrací radiačně aktivních plynů v atmosféře vycházela v posledních letech z modelu navrženého Hoffertem et al. ([13]). Jde o model, ve kterém je oceán rozdělen do malé polární oblasti s transportem vody do hlubin a mnohem větší nepolární oblasti, kde je teplo transportováno k povrchu pomalými výstupnými pohyby vody a do hlubin procesy parametrizovanými v analogii s difúzí. Atmosféra je modelována EBM. Změny teploty, vypočtené pomocí tohoto modelu, jsou uvedeny na obr. 5 ( $T_{s(eq)}$  je rovno  $2,5^\circ\text{C}$ ). Výsledky tohoto modelu použili pro studium následků růstu koncentrací skleníkových plynů v atmosféře i experti IPCC [4].



Obr. 4. Změny  $\Delta T_s$  průměrné roční globální teploty vzduchu při zemském povrchu od roku 1850. Převzato z [12].



Obr. 5. Změny globálního ročního průměru teploty  $\Delta T_s$  v příštím století v závislosti 4 IPCC scénářích růstu emisí. Převzato z [4].

Jednou z nejzajímavějších studií, založených na klimatickém modelu s modelem oceánické cirkulace, je v poslední době [14]. Její autoři počítali ve svém modelu s lineárním růstem  $\text{CO}_2$  o 1 % ročně, výpočty nechali probíhat 30 modelových let, přičemž klimatické charakteristiky byly stanoveny za posledních pět let (v dalším experiment I). Kromě toho byl proveden experiment s náhle (jednorázově) zvýšenou koncentrací  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek (experiment II). Z provedených experimentů vyplynuly některé zajímavé skutečnosti.

V experimentu II vede náhlé radiční oteplení, způsobené zvýšením koncentrace  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek, k rychlým změnám klimatického systému. V průběhu simulace mořský led rychle ustupuje a atmosférická cirkulace (průměrné tlakové pole pro zimní sezónu) se rychle mění, např. Islandská níže slábne a její střed se přemísťuje na severozápad nad Hudsonův záliv a Labradorské moře JV od Baffinova ostrova, tedy nad oblasti, které byly v kontrolním experimentu ( $1 \times \text{CO}_2$ ) pokryty ledem a kde se led nyní vyskytuje méně často. V oblasti severovýchodně od Grónska zesiluje severní proudění chladného vzduchu, které je příčinou vzniku malé oblasti, ve které dochází k poklesu teploty (na rozdíl od dřívějších modelů). U experimentu I se klimatický systém na radiční poruchu přizpůsobuje pomaleji. Mořský led neustupuje tak rychle jako v předešlém případě, přesun Islandské níže na SZ je pomalejší. Východně od Grónska výrazně zesiluje advekce studeného vzduchu na jih, oblasti oceánu pokryté v zimě ledem se místy dokonce rozšiřují dále na jih. Tok tepla od povrchu oceánu do studeného vzduchu se totiž v některých oblastech proti kontrolnímu experimentu zvýšil o  $21,2 \text{ W/m}^2$ . (V experimentu II je oceán téměř ihned v rovnováze s atmosférou a tok tepla do atmosféry se ve stejné oblasti zvýší pouze o  $1,9 \text{ W/m}^2$ .) Skandinávie a severní oblasti evropské části Ruska jsou často pod vlivem studeného vzduchu pronikajícího sem v důsledku vyšší četnosti výskytu tlakových níží. V těchto oblastech dochází k poklesu teploty (při růstu koncentrace  $\text{CO}_2$ ), sněhová pokrývka v zimě narůstá, taje později a přispívá tak k růstu půdní vlhkosti v letní sezóně. Mezi výsledky obou experimentů existují tedy závažné rozdíly.

Podle [4] lze dosavadní zkušenosti s přechodovými studiemi shrnout takto:

U klimatických modelů s oceánickou cirkulací nebo alespoň s výměnnými toky mezi směšovací vrstvou a dnem oceánu, reakce klimatického systému na zvýšení koncentrací radičně aktivních plynů v atmosféře zpočátku, zhruba 10 až 20 let, rychle roste, pak dojde ke zpomalování odezvy a může trvat až několik století, než se dosáhne rovnováhy. Simulovaný časový průběh reakce na kontinuální růst  $\text{CO}_2$  ( $e_f$ ) představuje asi 60 % hodnoty teplotních změn probíhajících po náhlém zvýšení koncentrace  $\text{CO}_2$  na dvojnásobek.

### **Představuje růst koncentrací GHG v atmosféře vážné riziko pro lidskou společnost ?**

Je nesporné, že koncentrace GHG v atmosféře v posledním století rychle rostou a že tento růst má antropogenní příčiny. Rovněž teorie skleníkového efektu je dobře propracována a úspěšně testována pomocí pozorování radiční bilance Země a

jejich sesterských planet, Marsu a Venuše. Dodatečné radiační ohřívání troposféry a zemského povrchu narušuje však řadu procesů probíhajících v klimatickém systému a kladné a záporné zpětné vazby značně komplikují odhady výsledné reakce klimatického systému. Zde již narážíme na řadu nezodpovězených otázek závažného charakteru. V předchozích kapitolách bylo na několika místech upozorněno na neurčitosti, které jsou doposud s problémem odhadu vlivu růstu koncentrací GHG na klima spojeny. Nesporným argumentem není ani růst globálního průměru teploty zemského povrchu, pozorovaný od konce minulého století, který může být součástí přirozeného kolísání klimatu a zatím jej nelze jednoznačně připsat na vrub zesilování skleníkového efektu. I když naše znalosti nejsou posud úplné, je riziko, které s sebou antropogenní zesilování skleníkového efektu nese, velmi vysoké. Jde o bezprecedentní zásah člověka do životního prostředí. Dojde-li ke globálnímu oteplování, bude bilance pozitivních a negativních následků klimatických změn v různých oblastech světa různá. Fauna i flora se budou muset přizpůsobovat novým podmínkám, např. posunu klimatických páسů o několik stovek kilometrů k pólům. Je zřejmé, že v některých oblastech může poklesnout produkce obilí (např. jih USA, západní Austrálie), v jiných naopak stoupnout. Lesy mohou být ve zvýšené míře poškozovány škůdci a lesními požáry. Zvedání hladiny oceánů (do roku 2030 o 20 cm [4]) způsobí problémy v přímořských oblastech, v některých státech nelze vyloučit vznik sociálních otřesů, které mohou mít celosvětový dopad. Pobřežní a říční záplavy na jedné straně, sucha a nedostatek vody na druhé straně, mohou napomáhat šíření infekcí. I v ČR a SR bude nutno přehodnotit možnosti pěstování plodin, připravit se na zvýšené náklady na zavlažování (jižní Morava, jižní Slovensko). Na druhé straně dojde ke zkrácení topného období a prodloužení vegetační sezóny.

Vážnost potenciálních ekonomických a sociálních důsledků si vynucuje včasné řešení tohoto problému z celosvětového hlediska, bez ohledu na možný kladný vliv v některých lokalitách. Zmírnění nežádoucích následků vyžaduje především výrazné snížení emisí GHG. Podle [4] by si pouhá stabilizace koncentrace  $\text{CO}_2$  na dnešní úrovni vyžádala okamžité snížení antropogenních emisí o 60–80 %, u  $\text{N}_2\text{O}$  o 70–80 %, u  $\text{CH}_4$  o 15–20 % a u CFC zpřísnění limitu emisí CFC kontrolovaných Montrealským protokolem. Snížení emisí  $\text{CO}_2$  se může dosáhnout různými cestami, především vyšší efektivností ve využívání energie, zaváděním nových technologií, nahrazením spotřeby uhlí plynem. To nutně znamená vážné změny infrastruktury hospodářství, které jsou zatím sotva schopny provést i nejvyspělejší státy světa. Je iluzorní předpokládat, že většina občanů ochotně výrazně sníží svou životní úroveň pod hrozbou potencionálního rizika globálního oteplování. Bude patrně nutno volit nikoli drastické cesty, ale postupně přizpůsobovat další ekonomický rozvoj požadavkům na nenarušování klimatického systému (stejně jako dalším problémům životního prostředí). Celý problém je nutno dále sledovat, aby bylo možno pečlivě zvážit přínosy i ztráty způsobené přijetím různých strategií vedoucích k omezování zásahů do klimatického systému. V neposlední míře je nutno vychovávat lidi k odpovědnému vztahu k životnímu prostředí.

Na konferenci UNCED v Brazílii v minulém roce byla potvrzena závažnost problému v zesilování skleníkového efektu. Přijatá klimatická konvence má sice charakter jen rámcový, neboť v ní nejsou stanoveny konkrétní limity emisí GHG ani sankce za jejich

porušování, zdůrazňuje však závažnost problému a nutnost jeho řešení v celosvětovém měřítku. Je počátkem dalších akcí, které povedou postupně k omezování zásahů do klimatického systému. Podepsáním této konvence berou na sebe státy zatím pouze morální závazky, které ovšem mohou ve sféře mezinárodní politiky mít značnou váhu. Řada států (zejména zemí EHS) se však již dnes dobrovolně zavázala k omezování emisí GHG. Delegace ČSFR na UNCED nebyla bohužel k podepsání této konvence zplnomocněna.

## L i t e r a t u r a

- [1] A. NEFTEL et al., *Nature* 315 (1985), 45–47.
- [2] G. MARLAND: *Fossil fuels CO<sub>2</sub> emissions: Three countries account for 50 % in 1988*. CDIAC Communications, Winter 1989, 1–4, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, USA, 1989.
- [3] J. M. BARNOLA et al.: *Nature* 329 (1987), 408–414.
- [4] *Climate Change*. The IPCC Scientific assessment. Ed.: J. T. HOUGHTON, G. J. JENKINS, J. J. EPHRAUMS, Cambridge: WMO, UNEP 1990, 365.
- [5] *Formulation of Response Strategies*. Report prepared for IPCC by Working Group III. Geneva: WMO, UNEP 1990, 257.
- [6] J. HANSEN et al: *Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms*. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Geophys. Monogr. Ser. 29, ed. by J. E. HANSEN AND T. TAKAHASHI Washington D.C.: AGU 1984, 130–163.
- [7] J. F. B. MITCHELL: *Meteorological Magazine* 116 (1987), 361–376.
- [8] W. M. WASHINGTON, G. A. MEEHL: *J. Geophys. Res.* 89 (1984), 9475–9503.
- [9] R. T. WETHERALD, S. MANABE: *Climate Change* 8 (1986), 5–23.
- [10] C. A. WILSON, J. F. B. MITCHELL: *J. Geophys. Res.* 92 (1987), 13 315–13 343.
- [11] M. E. SCHLESINGER, Z. ZHAO: *Seasonal climate changes induced by doubled CO<sub>2</sub> as simulated by the OSU atmospheric GCM/mixed layer ocean model*. Rep. 70, Oreg. State Univ. Clim. Inst., Corvallis, 1987.
- [12] CH. TRICOT, A. BERGER: *Climate Dynamics* 2 (1987), 39–61.
- [13] M. I. HOFFERT, A. J. CALLEGARI, C.-T. HSIEH: *J. Geophys. Res.* 85 (C 11) (1980), 6667–6679.
- [14] W. M. WASHINGTON, G. A. MEEHL: *Climate Dyn.* 4 (1989), 1–38.