

O EFEITO ESTUFA E O AQUECIMENTO GLOBAL

Valdo S. Marques
Deptº de Meteorologia - IGEO/UFRJ

INTRODUÇÃO

Os estudos de reconstituição dos climas do passado através da paleoclimatologia revelam que o globo terrestre passou por diferentes estágios climáticos ao longo de sua evolução histórica, desde as eras geológicas mais antigas até as idades mais recentes. Nessa evolução, o sistema climático sempre oscilou entre períodos relativamente frios, chamados glaciais e outros relativamente quente, os interglaciais. Os dados climáticos obtidos em todo o mundo no último século, têm possibilitado a realização de estudos mais detalhados sobre os padrões climáticos globais. Estes estudos têm mostrado que o clima do planeta Terra, expresso em termos do regime térmico, tem oscilado também entre períodos relativamente frios e quentes na escala de dezenas de anos. Nos últimos 220 anos os cientistas detectaram uma tendência anormal de aquecimento global, em contraste com o resfriamento relativo verificado no período de 1940 a 1960. Isto tem levado a especulações a cerca das origens dessa tendência e sobre as projeções de um aquecimento exagerado que levaria a uma situação insustentável de todas as formas de vida do planeta. No momento, a teoria mais aceita para explicar as origens desse aquecimento é a sua associação com o chamado "efeito estufa", que tem aumentado nos últimos anos, devido à tendência de acréscimo do conteúdo dos gases atmosféricos que produzem tal efeito.

O presente artigo detém-se numa análise climática em escala secular, procurando-se interpretar a oscilação natural acoplada com as possíveis mudanças causadas pelas interferências humanas. O estudo procurará analisar a tendência atual das emissões dos gases do efeito estufa presentes na atmosfera, a tendência do aquecimento global decorrente desse efeito, e descreverá possíveis cenários futuros, levando-se em conta diversas alternativas de controle de emissões de gases poluentes, em especial o di-óxido de carbono.

O EFEITO ESTUFA

O efeito estufa é o nome dado ao processo de elevação de temperatura, decorrente das condições criadas nas estufas de vidro utilizadas na agricultura. Na atmosfera ocorre um processo semelhante, embora o mecanismo seja um pouco diferente. A função do vidro na estufa é exercida por certos gases atmosféricos que deixam passar a radiação vinda do sol e absovem aquela emitida pela Terra, reemitindo-a nos dois sentidos, para baixo e para cima. A parte reemitida para baixo é de novo absorvida pela superfície e reemitida para a atmosfera, onde o processo se repete. No saldo, tem-se uma espécie de "aprisionamento" de energia que é avaliado na prática pelo correspondente aumento de temperatura.

Na verdade, o efeito estufa pode ser interpretado como uma alteração no balanço de energia no sistema climático. A Fig.1 mostra esquemáticamente este balanço, numa versão do UNEP (1987). Em princípio, este deve estabelecer uma situação de equilíbrio natural entre a radiação que chega, proveniente do sol e aquela que sai, a partir da superfície da terra.

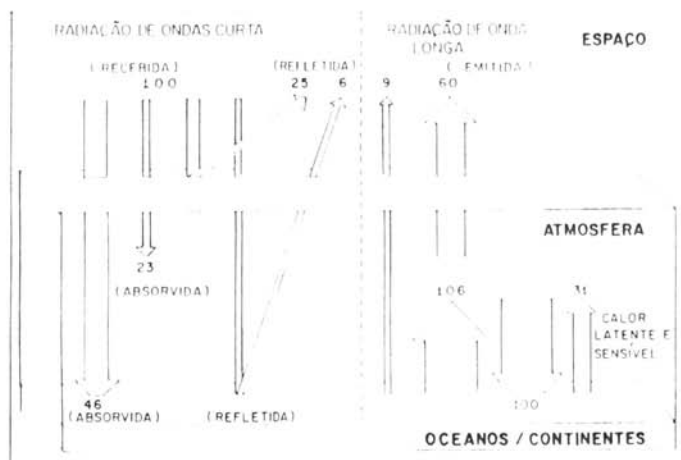


Fig.1 - Balanço de energia no sistema terra-atmosfera.

Para interpretar a Fig.1, suponha que chegue no limite superior da atmosfera 100 unidades de radiação solar. Destas, cerca de 25 unidades são refletidas pelas nuvens e pela próprias moléculas de ar, de volta para o espaço. Outras 23 unidades são absorvidas pela atmosfera, principalmente pelas moléculas de ar, vapor d'água, poeiras e nuvens. Assim, somente 52 unidades atingem a superfície da Terra, sendo que cerca de 6 unidades são refletidas e apenas 46 unidades são absorvidas pela superfície. Este processo aquece a superfície a qual emite 115 unidades de radiação para a atmosfera, sendo que 9 unidades são transmitidas diretamente para o espaço e 106 são absorvidas pela atmosfera. Além destas, 31 unidades são transferidas para a atmosfera sob forma de calor sensível e calor latente, perfazendo um total de 146 unidades de energia absorvida na atmosfera. Isto parece ser uma quantidade acima daquela absorvida pela superfície. No entanto, além das 46 unidades de radiação de ondas curtas recebida pela superfície, esta recebe adicionalmente 100 unidades de radiação infravermelha proveniente da atmosfera, ou seja, a contra-irradiação, conforme mostrado na Fig.1. Assim, no saldo tem-se 15 unidades de radiação emitida pela superfície que adicionadas às 31 unidades de calor perfazem o total de 46 unidades que é uma quantidade equivalente ao total absorvido pela superfície sob forma de ondas curtas. Qual é então o total de energia absorvida pela atmosfera? A atmosfera absorve 23 unidades de ondas curtas, mais 31 de calor a partir da superfície e mais 106 sob forma de radiação infravermelha também a partir da superfície, ou seja, um total de 160 unidades. Deste total, 100 unidades são emitidas para baixo, de volta para a superfície e 60 são emitidas para cima, de volta para o espaço. Analisando-se o sistema como um todo, verifica-se que o total de 100 unidades recebidas no topo da atmosfera retorna para o espaço, quando se somam as parcelas refletidas (25 + 6) com aquelas emitidas (60 + 9). Deve-se mencionar que os 31 por cento refletidos, representam o albedo planetário e envolvem uma parcela de energia que não participa de qualquer processo atmosférico ou terrestre, exceto pelo fato de que ela é uma função das características refletoras dos componentes do sistema climático. Por outro lado, as quantidades mencionadas acima referem-se ao balanço médio anual, válido para todo o sistema. Evidentemente, que para outros períodos e para porções do sistema, os números podem ser completamente diferentes.

A análise desse balanço ajuda compreender mais profundamente o efeito estufa. Senão vejamos: A terra irradia 115 unidades sob forma de radiação de ondas longas, infravermelha, das quais 106 são absorvidas pela atmosfera. Esta por sua vez, emite 60 unidades para o espaço, restando portanto 46 unidades, que representa exatamente a absorção pelos gases

atmosféricos. Este é o efeito estufa.

Assim, o efeito estufa deve ser visto como um processo radiativo natural que, aliás, não é um privilégio de nosso planeta Terra, como mostra a Tabela 1.

Tabela 1 - O efeito estufa em alguns planetas do sistema solar. (fonte: Houghton et al, 1990)

PLANETA	Principal Gás do EE	TS na Ausência do EE	TS Observada	Aquecimento devido ao EE
Vênus	90% CO ₂	-46 C	477 C	523 C
Terra	0,04% CO ₂	-18 C	15 C	33 C
Marte	80% CO ₂	-57 C	-47 C	10 C

TS = Temperatura da superfície; EE = Efeito estufa.

A diferença entre a temperatura efetiva na ausência do efeito estufa e aquela observada realmente, fonece o efeito do aquecimento radiativo. O planeta Vênus, cuja composição atmosférica contém mais de 90% de CO₂, apresenta-se com um forte efeito estufa, fazendo com que sua temperatura superficial aumente de 523 C. Por outro lado, Marte experimenta um aumento natural de temperatura de apenas 10 C, embora sua atmosfera contenha mais de 80% de CO₂. Isto é devido à baixa densidade da atmosfera marciana. Numa posição próxima de Marte, a Terra experimenta um aumento de temperatura de cerca de 33 C devido ao efeito estufa creditado principalmente ao vapor d'água e ao CO₂. Se não fosse esse efeito estufa natural a superfície da Terra teria uma temperatura média de cerca de -18 C, em vez dos atuais 15 C.

Assim, o efeito estufa é antes de tudo um fator positivo e benéfico, deteininan d das condições de vida animal e vegetal existentes no planeta Terra atualmente. Logo, a discussão sobre este tema deve ser remetida para a questão de sua possível intensificação e conseqüências no aquecimento global, e não para a sua simples existência.

OS GASES DO EFEITO ESTUFA

Os principais gases componentes da atmosfera terrestre que exercem influência no efeito estufa são: o vapor d'água (H₂O), o dióxido de carbono (CO₂), e o metano (CH₄). Em seguida vem os compostos fluorcarbonados (CFC), o óxido nitroso (N₂O) e o ozônio troposférico, e outros de menor importância. Todos estes componentes apresentam-se com concentrações muito pequenas na atmosfera terrestre, mas experimentam atualmente uma taxa relativamente elevada de acréscimo anual, como mostra a Tabela 2.

Tabela 2 - Principais gases de efeito estufa

Gases	Concentração (ppbv)		Taxa anual de aumento (%)	Vida Média (anos)
	era pré-industrial (1750-1800)	atual (1990)		
CO ₂	280.000	353.000	0,5	50-200
Metano	800	1.720	0,9	10
CFC-11	0	0,280	4,0	65
CFC-12	0	0,484	4,0	130
Óxido Nitroso	280	310	0,25	150
Ozônio Troposférico	-	vairável	-	-

ppbv = partes por bilhão por volume.

O vapor d'água que é o principal gás do efeito estufa na atmosfera terrestre, está presente em proporções variáveis de até 4% em volume, ou seja, cerca de duas ordens de grandeza mais que o conteúdo de CO₂. Cerca de 90% da absorção da radiação na atmosfera são processadas pelo vapor d'água, as nuvens e o CO₂, ficando os 10% restantes à cargo dos demais gases do efeito estufa.

Sobre o CO₂

A tendência de crescimento da concentração do CO₂ na atmosfera terrestre, constitui hoje o centro das atenções no quadro do aquecimento global do nosso sistema climático. As medidas sistemáticas realizadas desde 1958 no Laboratório de Mauna Loa, no Havai, mostram um aumento da concentração de 315 partes por milhão (ppm) para 350 ppm entre 1958 e 1990 (Fig. 2). Como o CO₂ é um gás que se mistura relativamente bem na atmosfera, este resultado pode ser aceito como representativo de toda atmosfera do nosso planeta. A Fig. 2 mostra um ciclo anual, refletindo a variação sazonal da liberação de CO₂ pela biosfera e uma tendência secular. O aumento da concentração no período mencionado foi de 11%. Entretanto, as análises de amostras de gelo da Antártida e da Groenlândia, permitiram deduzir que o CO₂ tem aumentado, a partir da metade do século passado, quando começou a era industrial, passando de 280 ppm para os atuais 350 ppm, com um aumento de 25% em 150 anos. Desta variação total, calcula-se que cerca de 50% ocorreram nos últimos 30 anos.

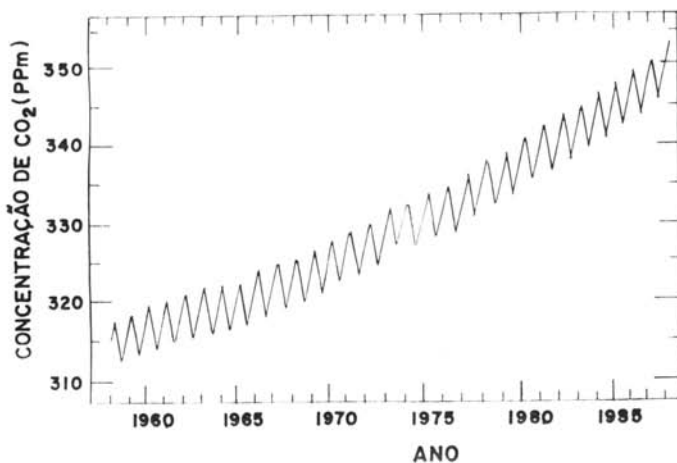


Fig.2 - Variação da concentração do CO₂ em Mauna Loa, Havai. (fonte: Lindzen, 1990).

Tendo em conta estes resultados, é razoável supor que se for mantida a tendência atual, a concentração de CO₂ continuará aumentando nos próximos anos. As previsões indicam que esta concentração deverá duplicar em relação aos níveis de 1990, entre os anos 2030 e 2050.

A causa principal do acréscimo do conteúdo de CO₂ na atmosfera é sem dúvida o aumento da queima dos combustíveis fósseis. Durante o processo de queima o carbono contido no combustível é oxidado, formando o dióxido de carbono que é liberado para a atmosfera. Além disso, a destruição das florestas têm contribuído para o aumento do CO₂ na atmosfera. Entretanto, a tendência desta contribuição é de diminuir no futuro, pois espera-se uma queda no desmatamento generalizado e um aumento na tendência de queima de combustíveis fósseis.

As estimativas recentes indicam que atualmente são lançadas cerca de 6 bilhões de toneladas de carbono para a atmosfera por ano. Desta quantidade, a metade deve ser absorvida pelos oceanos e pela biosfera e a outra metade resta na atmosfera. Na verdade, o ciclo do carbono não é tão simples assim. O carbono liberado na superfície da Terra, de origem antropogenética ou não, experimenta contínuas trocas entre a atmosfera, o oceano e a biosfera.

Portanto, para se prever as possibilidades de aumento real de CO₂ atmosférico é preciso considerar o ritmo de consumo de combustível fóssil, além do próprio ciclo do carbono no sistema climático e seu tempo de vida médio. O consumo de combustível fóssil dependerá da taxa de aumento populacional, do nível econômico-social, das possíveis substituições de fontes energéticas e do sucesso ou falha das políticas de todos os países do mundo, no controle das emissões de CO₂ pelas atividades poluidoras.

Historicamente, a emissão de CO₂ para a atmosfera pela queima de combustíveis fósseis e pelos processos industriais apresenta uma tendência exponencial crescente a partir de 1860, com um acréscimo de cerca de 4% ao ano e ligeiras estabilizações nos curtos períodos das duas grandes guerras e, também, por ocasião da grande depressão econômica dos anos trinta. A tendência atual, a partir de 1980, é de cerca de 5,7 GT/ano (Watson et al, 1990).

O segundo fator de incremento do CO₂ atmosférico é a variação da cobertura vegetal. A quantidade de carbono liberada pela superfície das áreas continentais depende da capacidade carbonífera da biomassa e dos solos, da taxa de oxidação da madeira, da taxa de decomposição de matéria orgânica no solo e das taxas de recuperação das florestas. É claro que o fato de a superfície terrestre ser bastante heterogênea em relação à cobertura vegetal e ao uso do solo, torna difícil uma avaliação da liberação total de CO₂ por estes mecanismos. Entretanto, Houghton et al (1990), estimaram que entre 1850 e 1985 foram liberadas cerca de 115 GT de CO₂ para atmosfera através destes processos. No século XIX e no início do século XX, a maior liberação de carbono por este mecanismo ocorreu nas latitudes médias e

altas, quando os países destas áreas praticamente dizimaram suas florestas. Nas últimas quatro décadas, no entanto, a maior liberação tem sido verificada nas regiões tropicais, onde se tem notado um acentuado ritmo de desmatamento.

Fazendo-se um balanço global entre 1980 e 1989, verifica-se os seguintes dados (Houghton et al, 1990):

Emissão pelos combustíveis fósseis	5,4 + -0,5 GT/ano
Emissão pelo deflorestamento	1,6 + -1,0 GT/ano
Acumulação na atmosfera	3,4 + -0,2 GT/ano
Consumo pelos oceanos	2,0 + -0,8 GT/ano
Balanço	1,6 + -1,4 GT/ano

Por este balanço verifica-se que as emissões estimadas excedem a soma da acumulação pela atmosfera mais o consumo oceânico. A explicação para esta diferença de 1,6 GT/ano ainda não é satisfatória. Entretanto, pesquisadores como Watson et al (1990), afirmam que certamente há processos de consumo ainda não bem quantificados, incluindo o crescimento das plantas pelo consumo de CO₂, o aumento da produtividade vegetal pelo próprio aquecimento e o efeito da fertilização direta na agricultura. Por outro lado Molion (1991), afirma que o carbono pode estar sendo incorporado em outros sistemas aquáticos, nos solos, na biomassa e nos sedimentos no fundo dos lagos. Estas hipóteses, ainda não quantificadas com precisão, oferecem uma explicação plausível para o não fechamento do balanço do carbono no sistema climático.

Uma discussão que sempre vem à tona sobre a questão do aumento de 25% da concentração de CO₂ atmosférico a partir do século XIX, é a que diz respeito à possível influência antropogenética. Há pelo menos três argumentos indiretos que induzem à confirmação da interferência do Homem sobre o aumento de CO₂ na atmosfera terrestre (Houghton et al, 1990): (a) As estimativas a longo prazo, não exibem qualquer valor acima de 300 ppmv durante os últimos 160.000 anos, bem menor que os atuais 350 ppmv; (b) a taxa de acréscimo de CO₂ guarda uma correlação muito forte com a taxa de consumo de combustíveis fósseis e com as mudanças de uso do solo a partir de 1958, quando começaram as medidas sistemáticas; (c) as análises das tendências dos isótopos C13 e C14, concordam qualitativamente com as encontradas nas emissões de CO₂ pelos combustíveis fósseis e pela biosfera.

Um outro efeito que deve ser contabilizado quando se deseja conhecer bem o ciclo do carbono e as razões do aumento de sua concentração são os chamados "efeitos de realimentação". São mencionados na literatura vários efeitos possíveis nos oceanos e na biosfera. Estes mecanismos atuam de uma forma intrínseca ao próprio sistema climático e podem causar um aumento ou uma diminuição nos processos de consumo e de liberação de CO₂, dependendo do tipo considerado. O exame detalhado desses mecanismos fogem ao escopo desse artigo, mas pode ser visto em Houghton et al (1990) e Lindzen (1990).

Finalizando esta análise genérica sobre o CO₂ no sistema climático terrestre, pode-se mencionar que, em vista da complexidade do tema, as explicações qualitativas a respeito do ciclo global do carbono são bastantes razoáveis. Entretanto, ainda restam grandes incertezas sobre as estimativas numéricas das fontes e dos sumidouros, e não a aparentemente não foi determinado o balanço correto entre a emissão e o consumo do CO₂.

Outros gases do efeito estufa

Além do vapor d'água e do CO₂, os demais gases de efeito estufa são listados na Tabela 2, onde se pode visualizar as suas principais propriedades. Embora as concentrações do CO₂ e do vapor d'água sejam bem superiores às dos demais gases, as contribuições destes para a mudança no balanço radiativo não são desprezíveis. A contribuição do Ozônio émpmporntnte para o efeito estufa na troposfera, além de sua principal função na absorção das radiações de curto comprimento de onda (ultravioleta). Entretanto, a sua contribuição não é quantificada do ponto de vista global, em virtude da inadequada massa de dados para avaliar a sua tendência de acréscimo.

Sobre o Metano

A concentração de metano na atmosfera terrestre dobrou desde a época pré-industrial, passando de 0,8 ppmv para 1,72 ppmv em 1990. Além disso, os registros históricos a partir da análise do ar contido no gelo, mostra valores típicos de 0,35 ppmv durante os períodos glaciais, com uma variação em fase com a variação de temperatura nos últimos 160.000 anos. A taxa de aumento atual é de 0,9% ao ano. Como o tempo de vida médio do metano na atmosfera é relativamente curto (10 anos), em comparação com os outros gases do efeito estufa, a resposta atmosférica é também mais rápida. Dessa forma, a concentração de metano deve continuar aumentando e a sua influência no efeito estufa deve ser considerada para um possível controle global das mudanças climáticas.

Sobre os halocarbonos

Os compostos de carbono contendo cloro e bromo, chamados de halocarbonos, têm importância primordial na destruição da camada de ozônio. Entretanto, estes componentes químicos têm um efeito secundário na absorção de radiação de onda longa na atmosfera, contribuindo para um aumento do efeito estufa. Os principais componentes desta categoria são os listados na Tabela 3.

Tabela 3 - Principais halocarbonos, concentrações e Tendências em 1990. (Adaptado de Watson et al, 1990).

Gases	Razão de Mistura (pptv)	Taxa Anual de acréscimo (%)	Vida Média (anos)
CCl ₃ F (CFC-11)	280	4	65
CCl ₂ F ₂ (CFC-12)	484	4	130
C ₂ Cl ₃ F ₃ (CFC-113)	60	10	90
CCl ₄	146	1,5	50
CHClF ₂ (HCFC-22)	122	7	15
CH ₃ CCl ₃	158	4	7
CBrClF ₂ (halon211)	1,7	12	25
CBrF ₃ (halon 1301)	2,0	15	110

pptv = partes por trilhão em volume.

Pela Tabela 3, verifica-se que as concentrações dos principais halocarbonos apresentam uma taxa de acréscimo anual acima de 4%, com exceção do CCl_4 , que é em geral, superior às taxas de aumento dos demais gases do efeito estufa. No entanto, o que é importante mencionar, é que a maior parte dos halocarbonos presentes na atmosfera terrestre têm origem nas atividades antropogênicas e suas fontes tradicionais são os solventes, gases de refrigeração e propelentes de aerossóis. Além disso, em geral, eles têm uma vida média relativamente longa comparado com outros gases do efeito estufa.

Sobre o óxido nitroso

A taxa anual média de acréscimo de N_2O , medida em várias partes do mundo em 1990 é de cerca de 0,2 a 0,3 % ao ano, sendo que sua concentração está em torno de 310 ppbv, o que representa em torno de 8 % a mais do que na época pré-industrial (Watson et al, 1990). As principais fontes de N_2O são os solos, os oceanos, a queima de combustíveis fósseis e de biomassa e os fertilizantes usados na agricultura. O Óxido Nitroso tem uma vida média de cerca de 150 anos. O principal processo de perda de N_2O na atmosfera é a decomposição fotoquímica na estratosfera

Sobre o Ozônio Troposférico

O ozônio presente na troposfera é considerado um gás do efeito estufa, principalmente nos trópicos e sub-trópicos. Este gás tem uma vida média de várias semanas e exibe uma ampla variação espacial e temporal nessa camada atmosférica. Não há uma massa de dados distribuídos em todo o mundo que permita uma perfeita avaliação da tendência do ozônio troposférico. Entretanto, os dados esporádicos obtidos na Europa indicam um acréscimo de 1 a 2% ao ano, entre meados dos anos de 1950 e o início dos anos de 1980. Mas, no Polo Sul foi verificado um decréscimo de 1,8% durante o verão. Infelizmente, há uma lacuna de dados nas regiões tropicais continentais.

Constituintes Menores

Além dos constituintes atmosféricos acima citados, podem ainda ser mencionados como gases que contribuem para o efeito estufa, o Monóxido de Carbono (CO) e os Óxidos de Nitrogênio (NO_x). Ambos apresentam-se com um tempo de vida relativamente curto, sendo 2 a 3 meses para o CO e entre um dia e várias semanas para os NO_x . Por este motivo esses gases apresentam-se com concentrações altamente variáveis no tempo e no espaço. Estima-se que metade do CO liberado para atmosfera (total de 2.400 Tg ao ano) seja produzido pela ação antropogênica através da queima incompleta de combustíveis fósseis e da biomassa e a outra metade pela oxidação natural e antropogênica do metano. Da mesma forma, as estimativas indicam uma forte influência antropogênica na produção de NO_x na atmosfera. Cerca da metade do NO_x é liberado pela queima de combustíveis fósseis e biomassa e pelos processos de fertilização artificial do solo para fins agrícolas. A outra metade é produzida por processos naturais de reações no solo e na atmosfera.

O AQUECIMENTO PELO EFEITO ESTUFA

Os estudos visando quantificar as variações da temperatura devido ao incremento dos chamados gases do efeito estufa ainda não permitem tirar conclusões definitivas a respeito. Entretanto, existem evidências observacionais que dão certo respaldo qualitativo aos resultados dos modelos, os quais devem ser analisados com precaução.

A associação entre a variação de temperatura da Terra e a variação do conteúdo de CO_2 em períodos simultâneos tem sido estudada por vários autores. Mitchell (1961), apresentou vários resultados envolvendo a escala secular entre 1840 e 1860, mostrando possíveis associações entre as variações dos dois parâmetros. No período de 1940 até 1960, a

tendência da temperatura era de decréscimo, enquanto que o conteúdo de CO₂ estava em ascensão. Naquela época, alguns autores chegaram a postular uma possível tendência para uma nova idade do gelo.

Estudos posteriores (p.ex Lindzen, 1990), estenderam o quadro até 1990, mostrando uma reversão para o aumento da temperatura a partir da década de 1970, acompanhando a tendência do aumento do conteúdo de CO₂ (Fig.3).

É preciso destacar que, embora no passado tenha havido tendências de aumento de temperatura global, o período atual dos últimos 20 anos, tem sido marcado por uma tendência mais acentuada, coincidindo com sérias mudanças no meio ambiente provocadas pelo ser humano. Isto se verifica não só no conteúdo dos gases do efeito estufa, como também em outros aspectos, como a cobertura vegetal, a poluição atmosférica, a queima de combustíveis fósseis, a liberação de energia para atmosfera, etc.

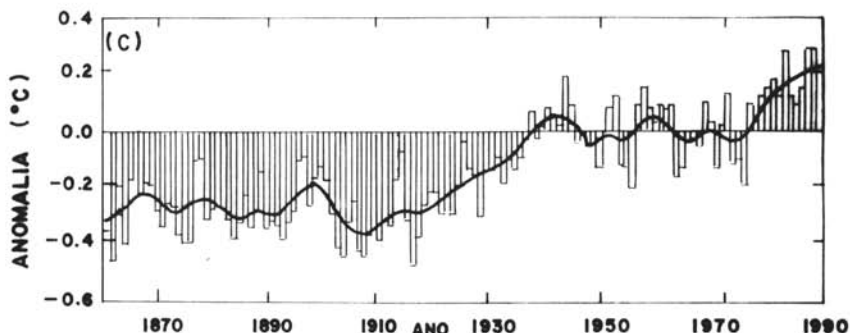


Fig.3 - Variação da temperatura do ar à superfície entre 1850 e 1990. (Fonte: Lindzen, 1990)

Na escala milenar, o estudo mais importante neste sentido foi o realizado a partir dos dados colhidos na estação Vostok, Antártida. Os resultados foram apresentados por Barnola et al (1987), e são resumidos na Fig. 4, onde se apresentam as variações de temperatura e de CO₂ nos últimos 160.000 anos. O conteúdo de CO₂ foi deduzido da análise do ar contido no gelo, enquanto a temperatura foi deduzida a partir do deutério e dos perfis de CO₂ contidos também no gelo. Observa-se uma correspondência acentuada entre as duas curvas. Entretanto, esta simultaneidade não quer dizer que exista necessariamente um mecanismo de causa e efeito. Mas, outros pesquisadores como Delmas et al (1980), têm apresentado resultados de estudos a partir do ar contido no gelo em amostras obtidas na Groenlândia, especialmente para a última idade do gelo (18.000 anos atrás) mostrando, por exemplo, que um decréscimo da ordem de 50 ppmv de CO₂, correspondeu a um brusco decréscimo de temperatura da ordem de 5 C.

Existem estudos semelhantes aos mencionados acima, comparando a variação de temperatura e o conteúdo de outros gases como o Metano (CH₄). A semelhança das curvas de variação é idêntica àquela entre CO₂ e temperatura.

Os resultados acima não contrariam os estudos feitos em laboratório, demonstrando as características de absorção do CO₂ e de outros gases através das bandas espectrais. O CO₂ se revela altamente absorptivo para radiações de comprimento de onda na faixa de 12,5 a 17,0 microns, ou seja, na faixa do infravermelho que corresponde à radiação terrestre. Enquanto o vapor d'água apresenta forte absorção na faixa de 5 a 7 microns. Dessa forma, não se pode descartar uma correspondência entre as variações da temperatura da atmosfera e do conteúdo de CO₂.

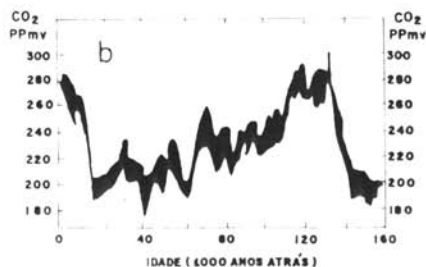
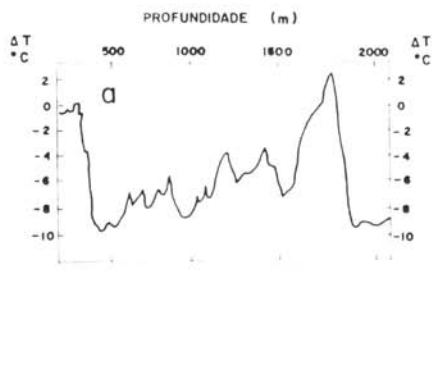


Fig.4 - Variação da temperatura e do conteúdo de CO₂ nos últimos 160.000 anos, detrimnados a partir do gelo, na base Vostok, Antártida. (Fonte: Houghton et al, 1990)

Para fins de previsão sobre o comportamento térmico da atmosfera terrestre, os pesquisadores fizeram diversas simulações numéricas para determinar qual seria a temperatura que corresponderia à uma situação em que o conteúdo de CO₂ atmosférico fosse o dobro do verificado em 1990. Como já se afirmou, isto deverá ocorrer por volta do ano 2050, segundo alguns modelos ou em 2030 segundo outros. Além dessas simulações os pesquisadores realizaram uma série de experimentos a partir de quatro cenários futuros, desde a manutenção da tendência atual da variação do CO₂ até o controle das fontes poluentes segundo diferentes alternativas. Os principais resultados destes últimos experimentos são discutidos no capítulo seguinte.

A seguir apresentam-se alguns resultados de previsões do aquecimento global a partir de simulações com modelos climáticos para a hipótese da duplicação do CO₂. Essas simulações utilizam o resultado básico segundo o qual a duplicação do CO₂ corresponderá a um acréscimo líquido de energia na troposfera de 4 W/m², se as demais propriedades atmosféricas permanecerem constantes.

Assumindo que a Terra atua como um corpo negro, pode-se calcular a variação de temperatura global, da forma mencionada por Fleagle e Businger (1980), aplicando simplesmente a Lei de Stefan-Boltzmann:

$$DT = E/(4cT^3)$$

onde $E = 4 \text{ W/m}^2$, $c = 5,67 \times 10(-8) \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ (constante de Stefan-Boltzmann e $T = 288 \text{ K}$ (temperatura da superfície atual). Substituindo estes valores, encontram-se: $DT = 1 \text{ K}$. Este valor pode ser substancialmente alterado quando se consideram as influências do vapor d'água e de outros gases do efeito estufa. Além disso, deve haver alterações devidas aos mecanismos de realimentação. Por exemplo, um aumento inicial de temperatura da superfície de um grau, provoca necessariamente um aumento da taxa de evaporação, produzindo mais vapor d'água, que pode absorver mais radiação e, portanto, produzir um aumento adicional na temperatura das baixas camadas atmosféricas. Por outro lado, em condições meteorológicas favoráveis, o vapor d'água pode condensar e formar nuvens espessas, diminuindo a radiação solar incidente e provocando uma ligeira diminuição da temperatura.

O resultado apresentado acima refere-se ao aquecimento global médio do sistema climático, calculado por um modelo simples. Entretanto, existem modelos bem mais sofisticados permitindo estimar as variações de temperatura em função da latitude e da altitude, podendo exibir as diferenças entre as áreas continentais e oceânicas e ainda de acordo com as estações do ano.

Os principais resultados em que a maioria dos modelos estão de acordo, quando se duplica o conteúdo de CO₂, foram resumidos por Mitchell et al (1990), e podem ser analisados com ajuda das Figuras 5 e 6, como se segue:

1) Todos os modelos produzem um aquecimento na superfície e na troposfera e um resfriamento na estratosfera (Fig.5). Este resultado é uma consequência direta do efeito estufa na baixa troposfera combinado com uma emissão radiativa para o espaço a partir das altas camadas atmosféricas.

2) Todos os modelos produzem um maior aquecimento em altas latitudes, especialmente no final do outono e no inverno (Fig 6). Isto resulta de vários fatores, podendo-se destacar:

(a) com o derretimento do gelo e da neve, há uma diminuição do albedo e, conseqüentemente, um aumento da absorção de energia (realimentação positiva);

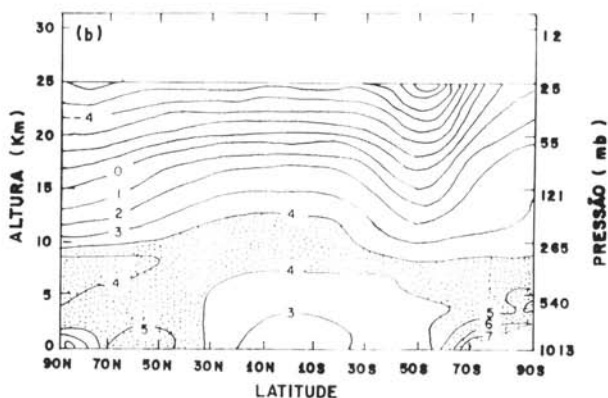


Fig.5 - Variação da Temperatura do ar, média zonal, em função da latitude e da altitude, considerando a duplicação do CO₂, para junho-julho-agosto, produzido pelo modelo com ajustamento da convecção úmida. (Fonte: Manabe e Weterald, 1988).

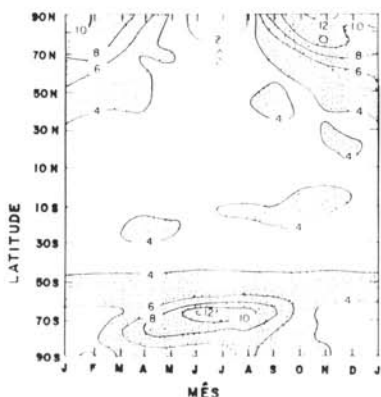


Fig.6 - Variação da Temperatura do ar, média zonal, em função dos meses do ano e da latitude, produzido pelo modelo considerando a duplicação do CO₂. (Fonte: Schlesinger e Mitchell, 1978).

(b) o aquecimento inicial leva à formação de uma fina camada de gelo oceânico, permitindo um maior fluxo de calor através deste, a partir do oceano, aumentando assim a temperatura da superfície;

(c) há um acréscimo na liberação de calor latente nas altas latitudes em virtude de um incremento no fluxo de umidade proveniente dos trópicos;

(d) em altas latitudes o aquecimento é mais confinado próximo à superfície, enquanto que nos trópicos ele é distribuído através da troposfera. Assim, um aumento na emissão de radiação de onda longa no topo da atmosfera, é menor em relação às baixas latitudes. Como resultado, se necessita de um maior aquecimento nas altas latitudes para compensar o aumento na radiação incidente devido ao efeito estufa.

3) No verão e no outono o aquecimento é menor que a média global sobre o gelo oceânico Artico em torno da Antártida (Fig.6). A temperatura da superfície do gelo oceânico atinge o ponto de fusão no verão, derretendo-o. Como a camada de mistura oceânica tem alta capacidade calorífica, ela inibe o aquecimento acima de zero grau durante os poucos meses em que não há gelo.

4) Todos os modelos produzem um aquecimento tropical menor que a média global e varia muito pouco de uma estação a outra (Fig.5). Nos trópicos a maior parte da radiação é usada no processo de evaporação na superfície, diminuindo assim a intensidade do efeito estufa. Mas, o aumento do vapor d'água atmosférico e a diminuição de temperatura com a altura facilitam a condensação que libera calor latente na alta troposfera. Por isso, se verifica um sobre-aquecimento nestes níveis em relação à baixa troposfera.

5) Em todos os modelos o aquecimento sobre os continentes, nas latitudes médias do Hemisfério Norte, é maior do que a média global (não mostrado nas figuras). A redução da evaporação nas superfícies continentais durante os períodos mais secos, implica numa diminuição do resfriamento evaporativo, logo facilita o aumento pelo efeito estufa. A redução da evaporação pode também reduzir a formação de nuvens baixas, o que facilita o aquecimento superficial, formando um mecanismo de realimentação.

CENÁRIOS FUTUROS

Com o objetivo de verificar as consequências futuras do aquecimento global decorrente do efeito estufa, os cientistas realizaram vários testes de hipóteses, imaginando diferentes cenários a respeito de um possível controle das emissões de gases pelas atividades humanas. Dentre estes cenários, um dos Grupos de Trabalho do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas apresentou na Segunda Conferência Mundial sobre o Clima, em outubro de 1990, uma seleção de quatro cenários científicos, conforme descritos a seguir:

C1: Emissões constantes de todos os gases, aos níveis de 1990, a partir daquele ano;

C2: Redução de todas emissões em 50% em 1990, permanecendo constante daí para frente;

C3: Decréscimo das emissões em 2% por ano a partir de 1990;

C4: Acréscimo das emissões em 2% por ano até o ano 2010, então decréscimo de 2% ao ano.

Alguns dos resultados podem ser sintetizados nas Figuras 7 e 8.

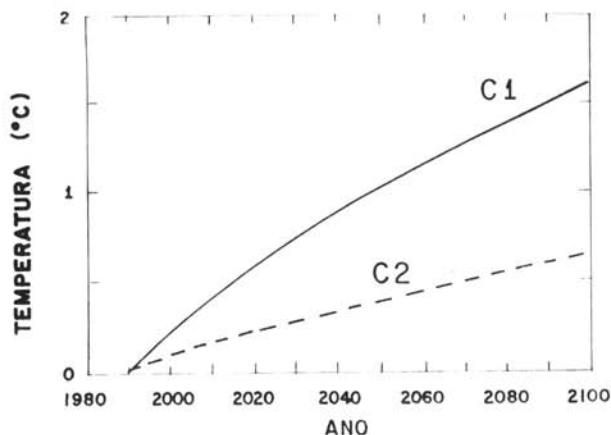


Fig.7 - Aumento da temperatura global calculada a partir dos cenários C1 e C2.

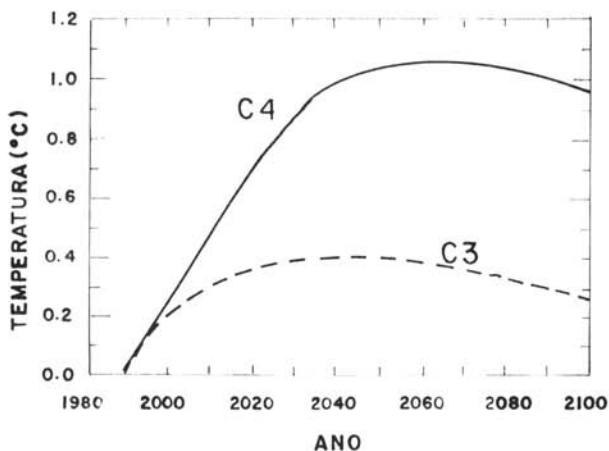


Fig.8 - Variação da temperatura global estimada a partir dos cenários C3 e C4.

Estas previsões foram feitas através de um Modelo de Circulação Geral acoplando oceano-atmosfera. Os resultados mostram que se for mantida uma taxa de emissão constante a partir de 1990 (cenário C1), a temperatura média global do ar à superfície, deverá aumentar de cerca de 2 graus centígrados até o ano 2100, enquanto que, se a houver uma redução de 50% das emissões a partir de 1990 (cenário C2), a temperatura aumentará de menos de um grau centígrado até o ano 2100. Por outro lado, se houver um controle forte das emissões, de modo a diminuir a uma taxa anual de 2% a partir de 1990 (cenário C3), a temperatura média do ar à superfície ainda continuará aumentando até cerca de 2030, estabilizando-se e diminuindo lentamente a seguir, até o ano 2100. Se as emissões crescerem a uma taxa de 2% ao ano até 2010 e daí para frente diminuírem a uma taxa de 2% ao ano (cenário C4), a temperatura do ar à superfície aumentará de cerca de um grau centígrado até mais ou menos 2050, estabilizando-se a seguir e mostrando um ligeiro decréscimo até 2100.

CONCLUSÕES

Em vista da discussão apresentada e dos resultados dos modelos de previsão da temperatura média do ar à superfície, pode-se concluir o seguinte:

1) Há um evidente acréscimo do conteúdo dos diversos gases do efeito estufa a partir da era pré-industrial até a presente data.

2) Todos os modelos de previsão apontam para um aumento gradual da temperatura média global do ar à superfície, em decorrência tanto da duplicação pura e simples do conteúdo de CO₂ atmosférico, como dos diversos cenários de controle das emissões envolvendo algum aumento da taxa anual de acréscimo.

3) Ainda há incertezas quanto aos resultados dos modelos, em função da complexidade do problema, não permitindo que todos os efeitos sejam representados adequadamente.

4) A escala temporal de cerca de dezenas de anos de observação da tendência de aumento de temperatura média global, comparada com as escalas milenares e seculares das variações climáticas, parece ser um pouco reduzida para se tirar conclusões definitivas sobre o assunto.

5) Em face da constatação da tendência de aumento da temperatura média global e, mesmo considerando as incertezas das previsões, é preciso adotar medidas acauteladoras, através de um amplo programa mundial de controle das emissões dos gases do efeito estufa, para evitar que o problema se transforme em grandes impactos e, até mesmo, de difícil retorno à normalidade.

BIBLIOGRAFIA

- BARNOLA, J.M.; RAYNAUD, D.; KOROTKEVITCH, Y.S. & LORIOUS, C.: Vostok ice core: A 160.000 year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329, pp: 408-414, 1987.
- DELMAS, R.J.; ASCENSIO, J.M. & LEGRAND, M.: Polar ice evidence that atmospheric CO₂ concentration 22000 years B.P. was 50% of present. *Nature*, 284, pp: 155-157, 1980.
- FLEAGLE, R.G. & BUSINGER, J.A.: *An Introduction to Atmospheric Physics*. International Geophysics Series, Vol 25, Academic Press, 432 p., 1980.
- HOUGHTON, J.T.; SECK, M. & MOURA, A.D.: *Scientific Assessment of Climate Change*. Report Prepared for Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Jun 1990, 365 p.
- LINDZEN, R.S.: Some coolness concerning global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 71, N.3, pp: 2-2-299191990.
- MANABE, S. & WETHERALD, R.T.: Large scale changes of soil wetness induced by an increase in atmospheric carbon dioxide. *Journal Atmospheric Science*, Vol 44, pp: 1222-1235, 1987.
- MITCHELL, J.M.: Recent secular changes of global temperature. *Annals of the New York Academy of Sciences*, Vol 95, pp: 235-250, 1961.
- MITCHELL, J.F.B.; MANABE, S.; MELESHKO, V. & TOKIOKA, T.: Equilibrium Climate Change - and its implications for the future. In: *Scientific Assessment of Climate Change*, pp:131-90.
- MOLION, L.C.B.: Arrefecendo o aquecimento Global. *boletim da Associação Brasileira de Recursos Hídricos*, N.43, jan/fev-1991.
- SCHLEINGER M.E. & MITCHELL, J.F.B.: Climate models simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. *Reviews of Geophysics*, vol 25, pp: 760-798, 1987.
- SELLERS, W.D.: *Physical Climatology*. The University Chicago Press, 3^a ed. 1969, 272 p.
- UNEP: *The Greenhouse Gases*. United Nations Environment Programme/GEMS Environment Library N^o 1, 39 p. 1987.
- WATSON, R.T.; RODHE, H.; OESCHGER, H. & SIEGENTHALER, H.: *Greenhouse Gases and Aerosols*. In: *Scientific Assessment of Climate Change*, IPCC, pp: 1-44, 1990.