

ELZA JACQUELINE LEITE MEIRELES

INTENSIFICAÇÃO DO EFEITO ESTUFA ASSOCIADA A AUMENTO NAS
CONCENTRAÇÕES DOS GASES CH₄, N₂O E CO₂

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para Obtenção do Título
de "Magister Scientiae".

VIÇOSA
MINAS GERAIS - BRASIL
JULHO - 1994

BIBLIOTECA
DEPTO. ENG. AGRÍCOLA

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV

T

M514i
1994

Meireles, Elza Jacqueline Leite, 1965-
Intensificação do efeito estufa associada a au-
mento nas concentrações dos gases CH₄, N₂O e
CO₂/ Elza Jacqueline Leite Meireles. - Viçosa :
UFV, 1994.
125p. : il.

Orientador: Adil Rainier Alves.
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal
de Viçosa.

1. Efeito estufa (Atmosfera). 2. Dióxido de
carbono atmosférico. 3. Metano atmosférico. 4.
Óxido nitroso atmosférico. I. Universidade Fede-
ral de Viçosa. II. Título.

CDD. 18 ed. 551.5112

CDD. 19 ed. 551.5112

ELZA JACQUELINE LEITE MEIRELES

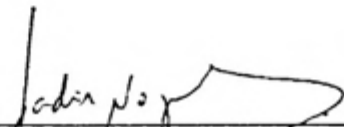
INTENSIFICAÇÃO DO EFEITO ESTUFA ASSOCIADA A AUMENTO NAS
CONCENTRAÇÕES DOS GASES CH₄, N₂O E CO₂

Tese Apresentada à Universidade
Federal de Viçosa, como Parte das
Exigências do Curso de Meteorologia
Agrícola, para Obtenção do Título
de "Magister Scientiae".

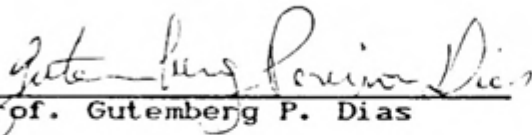
APROVADA: 07 de outubro de 1993



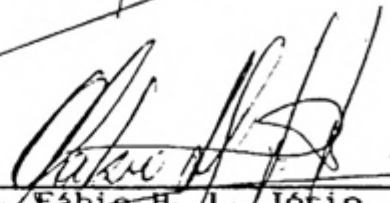
Prof. José Maria N. da Costa
(Conselheiro)



Prof. Jadir N. da Silva
(Conselheiro)



Prof. Gutemberg P. Dias



Prof. Fábio H. L. Jório



Prof. Adil Rainier Alves
(Orientador)

A Deus,
Aos meus pais, Mário e Elza.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal de Viçosa (UFV), pelos ensinamentos.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais - FAPEMIG, pelo apoio financeiro.

Ao Professor Adil Rainier Alves, pela boa amizade e pela orientação segura.

Aos Professores José Maria Nogueira da Costa e Jadir Nogueira da Silva, pela amizade e pelas sugestões.

Aos Professores do Departamento de Engenharia Agrícola da UFV, pelos ensinamentos e pela amizade.

Aos meus pais e aos meus irmãos, pela força e pelo estímulo.

Aos colegas de curso, pelo convívio sadio e alegre.

A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

BIOGRAFIA

ELZA JACQUELINE LEITE MEIRELES, filha de Mário de Andrade Meireles e Elza Leite Meireles, nasceu em Lavras, Estado de Minas Gerais, em 13 de janeiro de 1965.

Cursou o primeiro e o segundo graus em Lavras.

Em dezembro de 1988, graduou-se em Engenharia Agrícola pela Escola Superior de Agricultura de Lavras - ESAL.

Em agosto de 1990, iniciou o Curso de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, mestrado, na Universidade Federal de Viçosa, concentrando seus estudos na área de Radiação Solar e Terrestre.

CONTEÚDO

	Página
LISTA DE SÍMBOLOS.....	ix
EXTRATO.....	xiii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Aspectos Preliminares.....	1
1.2 - O Efeito Estufa.....	4
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	11
2.1 - Composição da Atmosfera.....	11
2.2 - Dióxido de Carbono.....	16
2.2.1 - Ciclo Global do Carbono.....	16
2.3 - Metano.....	19
2.3.1 - Fontes.....	20
2.3.1.1 - Solos Alagados.....	20
2.3.1.2 - Campos Inundados de Arroz.....	21
2.3.1.3 - Queima de Biomassa.....	22
2.3.1.4 - Fermentação Entérica.....	22
2.3.1.5 - Cupins.....	23
2.3.1.6 - Aterros Sanitários.....	24
2.3.1.7 - Águas Doce e Oceânica.....	25
2.3.1.8 - Mineração de Carvão.....	25

2.3.1.9. Perfuração, Transmissão e Saída do Gás CH ₄	25
2.3.1.10. Hidratos de Metano.....	25
2.3.2. Sumidouros.....	26
2.3.2.1. Reações com Radicais OH.....	26
2.3.2.2. Solo.....	28
2.4. Óxido Nitroso.....	30
2.4.1. Fontes.....	30
2.4.1.1. Oceanos.....	31
2.4.1.2. Solos.....	32
2.4.1.3. Combustão.....	34
2.4.1.4. Queima de Biomassa.....	35
2.4.1.5. Fertilizantes/Lençóis Freáticos.....	35
2.4.2. Sumidouros.....	37
2.5. <i>Feedbacks</i>	39
2.5.1. Dióxido de Carbono.....	39
2.5.1.1. <i>Feedbacks</i> Oceânicos.....	40
2.5.1.1.1. Temperatura do Oceano e o CO ₂	40
2.5.1.1.2. Circulação Oceânica e o CO ₂	40
2.5.1.1.3. Ventos e o CO ₂	41
2.5.1.1.4. Modificação do Ciclo Biogeoquímico Oceânico e o CO ₂	41
2.5.1.2. <i>Feedbacks</i> Biosféricos Terrestres.....	42
2.5.1.2.1. Fotossíntese/Respiração e o CO ₂ ...	42
2.5.1.2.2. Distribuição da Vegetação e o CO ₂	42
2.5.2. Metano e Óxido Nitroso.....	43
2.5.2.1. Variação dos Fluxos Naturais de Metano e de Óxido Nitroso.....	43

2.5.2.2. Fontes Tropicais de Metano.....	44
2.5.2.3. Metano e Óxido Nitroso no Subsolo Per- manentemente Congelado.....	44
2.5.2.4. Matéria Orgânica no Subsolo Permanente mente Congelado e o CH_4	45
2.5.2.5. Fertilizantes e o N_2O	45
2.6. Modelagem Climática.....	46
2.7. Modelagem de Bandas.....	49
3. METODOLOGIA.....	54
3.1. Características dos Modelos Atmosféricos.....	55
3.2. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via LOWTRAN 6.....	60
3.3. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via Equação de Transferência Radiativa (ETR)..	61
3.3.1. ETR com a Aproximação do Fator de Difusivi- dade.....	61
3.3.2. ETR e Quadraturas Gaussianas.....	70
3.4. Cálculo da Taxa de Aquecimento Radiativo.....	70
3.5. Tendências Futuras de ΔT	72
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	76
4.1. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação no Topo da Atmosfera Via LOWTRAN 6.....	76
4.2. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via ETR.....	79
4.2.1. Efeito Individual das Bandas do CH_4 e do N_2O sobre a Retenção de Energia no Planeta.	79
4.2.2. Efeito da Sobreposição das Bandas do CH_4 e do N_2O sobre a Retenção de Energia no Planeta.....	84

4.2.3. Efeito da Banda de 15 μm do CO_2 sobre a Retenção de Energia no Planeta.....	85
4.3. Contribuição Relativa dos Gases de Efeito Estufa (CH_4 , N_2O e CO_2) para a Retenção de Energia no Planeta.....	85
4.4. Variação da Temperatura do Planeta, Considerando-se Duplicações nas Concentrações dos Gases CH_4 , N_2O e CO_2	91
4.5. Tendências Futuras de ΔT	92
5. RESUMO E CONCLUSÕES.....	96
BIBLIOGRAFIA.....	101
APÊNDICES.....	108

LISTA DE SIMBOLOS

- $A_{\Delta\nu}(z', z, \theta)$ - Absortância atmosférica total associada à banda em questão, na camada entre os níveis z' e z , na direção θ (cm^{-1}).
- $A(u, \beta)$ - Absortância atmosférica total da banda (cm^{-1}).
- A_0 - Largura efetiva da banda (cm^{-1}).
- B - Constante rotacional do CO_2 (cm^{-1}).
- $B_{\Delta\nu}(T_s)$ - Função de Planck integrada no intervalo $\Delta\nu$, à temperatura da superfície da Terra (W.m^{-2}).
- $B_\nu[T(z')]$ - Função de Planck à temperatura $T(z')$, para o número de onda central da banda [$\text{W}/(\text{m}^2.\text{sr}.\text{cm}^{-1})$].
- $B_\nu[\bar{T}(z')]$ - Função de Planck à temperatura média da camada, para o número de onda central da banda [$\text{W}/(\text{m}^2.\text{sr}.\text{cm}^{-1})$].
- C - Concentração do agente de absorção (ppmv).
- d - Espaçamento médio das linhas (cm^{-1}).
- F - Taxa de remoção ou injeção do gás ($\text{kg}.\text{ano}^{-1}$).

$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}})$	- Densidade de fluxo de radiação no topo da atmosfera (W.m^{-2}).
$[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}})]_{(1990)}$	- Densidade de fluxo de radiação no topo da atmosfera no ano de 1990 (W.m^{-2}).
$[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}})]_{(\text{ano})}$	- Densidade de fluxo de radiação no topo da atmosfera no ano de interesse (W.m^{-2}).
$I_{\Delta\nu}^+(z, \theta)$	- Radiância dirigida para cima no intervalo $\Delta\nu$, ao nível z , na direção θ [$\text{W}/(\text{m}^2.\text{sr}.\text{cm}^{-1})$].
$I_{\Delta\nu}^+(z_0, \theta)$	- Radiância dirigida para cima no intervalo $\Delta\nu$, ao nível do solo (z_0), na direção θ [$\text{W}/(\text{m}^2.\text{sr}.\text{cm}^{-1})$].
$I_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}, \theta)$	- Radiância dirigida para cima no intervalo $\Delta\nu$, no topo da atmosfera, na direção θ [$\text{W}/(\text{m}^2.\text{sr}.\text{cm}^{-1})$].
L_0	- Número de Loschmidt ($\text{moléculas}.\text{cm}^{-3}$).
M	- Massa total do gás na atmosfera ($\text{kg}.\text{ano}^{-1}$).
M	- Peso molecular ($\text{kg}.\text{mol}^{-1}$).
N	- Número de quadraturas.
n	- Número de moléculas por unidade de volume (cm^{-3}).
N_A	- Número de Avogadro ($\text{moléculas}.\text{mol}^{-1}$).
NT	- Número total de moléculas, por quilômetro, numa coluna unitária de 1 cm^2 de área.
$P(z)$	- Pressão atmosférica ao nível z (N.m^{-2}).
\bar{P}	- Pressão média da camada atmosférica em questão, entre os níveis z_i e z_{i+1} (atm).

P_0	- Pressão de referência (1 atm).
R^*	- Constante universal dos gases ($J.mol^{-1}.K^{-1}$).
S	- Intensidade da banda [$cm^{-1}.(cm-CNTP)^{-1}$].
T	- Temperatura da superfície terrestre (K).
$T(z)$	- Temperatura ao nível z (K).
\bar{T}	- Temperatura média da camada atmosférica em questão, entre os níveis z_i e z_{i+1} (K).
$T_{(ano)}$	- Temperatura da superfície terrestre no ano desejado (K).
$T_{(1990)}$	- Temperatura da superfície terrestre no ano de 1990 (K).
$Tr_{tot}(z', z, \theta)$	- Transmitância atmosférica total, no intervalo $\Delta\nu$, do nível z' a z , na direção θ (adimensional).
Tr_{CH_4}	- Transmitância atmosférica associada à banda do CH_4 (adimensional).
Tr_{N_2O}	- Transmitância atmosférica associada à banda do N_2O (adimensional).
u	- Parâmetro de espessura ótica (adimensional).
w	- Pesos.
w	- Quantidade total do agente absorvedor (cm-CNTP).
z_{topo}	- Altura no topo da atmosfera (km).
β	- Parâmetro de forma da banda (adimensional).

β_0	- Parâmetro de forma de referência (adimensional).
ΔF	- Variação da radiação de ondas longas emitida pelo Sistema-Terra-Atmosfera (W.m^{-2}).
$\Delta \nu$	- Intervalo espectral (cm^{-1}).
ΔQ	- Variação radiativa (W.m^{-2}).
ΔT	- Variação da temperatura da superfície terrestre (K).
ΔT	- Variação relativa de temperatura (K).
Δz	- Diferença dos níveis atmosféricos z_i a z_{i+1} (km).
γ	- Largura média das linhas de absorção (cm^{-1}).
λ	- Parâmetro de <i>feedback</i> climático ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$).
θ	- Direção.
ρ	- Massa específica (kg.m^{-3}).
σ	- Constante de Stefan - Boltzmann ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$).
τ	- Período de residência do gás (anos).

EXTRATO

MEIRELES, Elza Jacqueline Leite M.S., Universidade Federal de Viçosa, julho de 1994. Intensificação do Efeito Estufa Associada a Aumento nas Concentrações dos Gases CH_4 , N_2O e CO_2 . Professor Orientador: Adil Rainier Alves. Professores Conselheiros: José Maria Nogueira da Costa e Jadir Nogueira da Silva.

Uma das preocupações atuais da comunidade científica diz respeito à intensificação do efeito estufa, associada à alteração na composição química da atmosfera. Essa alteração química pode causar variações nas concentrações dos gases de efeito estufa, como CH_4 , N_2O e CO_2 , que, modificando o balanço de energia do Sistema Terra-Atmosfera, poderão alterar o clima do planeta.

A preocupação atual do homem com relação ao equilíbrio térmico do planeta levou à determinação, neste trabalho, do impacto dos aumentos nas concentrações dos gases minoritários CH_4 , N_2O e CO_2 sobre a variação da temperatura na superfície terrestre.

Com o uso do programa LOWTRAN 6 e da equação de transferência radiativa, calcularam-se as radiâncias no topo da atmosfera, para as bandas de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 , $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O

e de 15 μm do CO_2 , para as atmosferas-padrão USA e de latitudes médias. Posteriormente, as densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera, correspondentes às bandas do CH_4 , N_2O e CO_2 , foram determinadas para cada modelo atmosférico, por simples integrações zenital e azimutal.

Finalmente, as contribuições das diferentes bandas para a taxa de aquecimento radiativo do planeta, para diferentes concentrações de CH_4 , N_2O e CO_2 , foram obtidas mediante o uso de um modelo do tipo Zero-Dimensional.

Assim, com base nos resultados do presente trabalho, podem-se destacar as seguintes conclusões:

- O programa LOWTRAN 6 não considera isoladamente o CH_4 e o N_2O , não permitindo o estudo do efeito isolado das bandas desses gases para a intensificação do efeito estufa.

- O CH_4 e o N_2O são gases radiativamente importantes, tal como o CO_2 , uma vez que estes gases, com as concentrações duplicadas, são capazes de intensificar o aquecimento do planeta numa proporção correspondente a 57% do aquecimento associado à duplicação do CO_2 .

- Pelo presente modelo, a duplicação na concentração do CO_2 de 320 para 640 ppmv implicou a retenção adicional de $5,46 \text{ W.m}^{-2}$ no planeta, valor esse bastante razoável quando comparado com os de outros modelos (Goody, Malkmus, Goody e Belton).

- A continuarem no ritmo atual os aumentos nas concentrações dos gases de efeito estufa (CH_4 , N_2O e CO_2), no ano 2100 o planeta estará aquecido, de acordo com o presente modelo, cerca de 2,1 K, sendo 1,4 K associado ao CO_2 , 0,6 K ao CH_4 e 0,1 K ao N_2O .

1. INTRODUÇÃO

1.1. Aspectos Preliminares

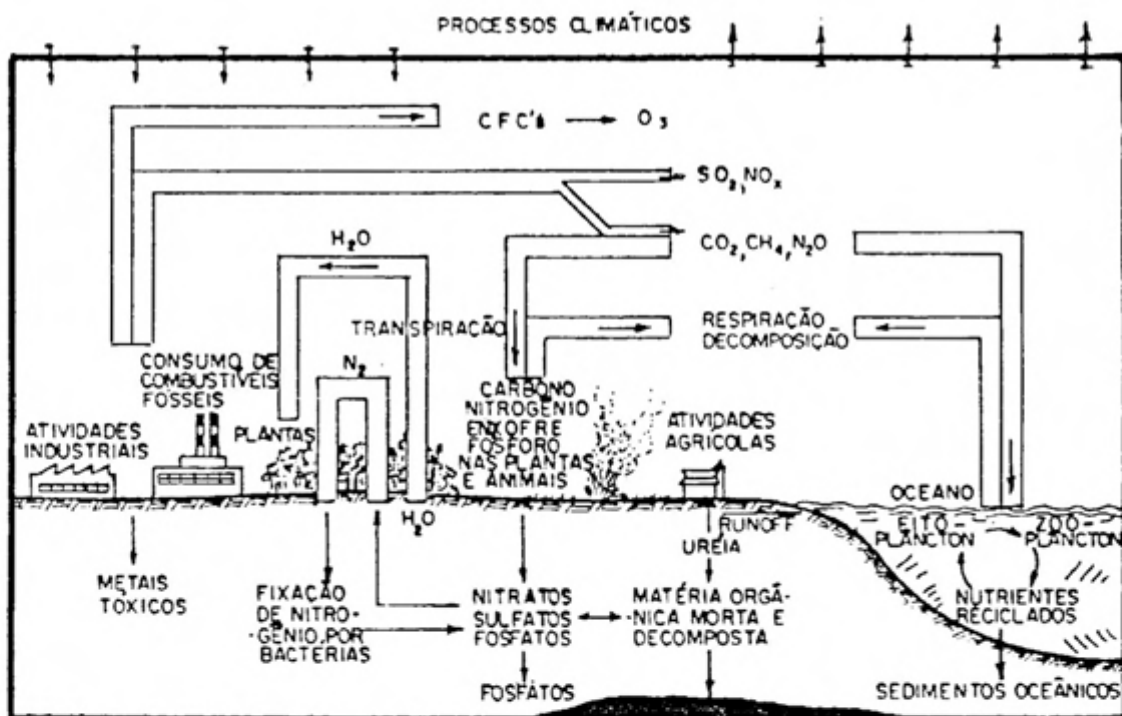
As mudanças climáticas do planeta Terra, em todas as escalas, não podem ser explicadas por um único processo. Vários fatores podem contribuir para essas modificações, como a deriva continental, as alterações na topografia do planeta, as mudanças na atividade solar, as alterações da órbita terrestre e da obliquidade da eclíptica, as erupções vulcânicas e, finalmente, as causas antropogênicas.

Neste século, o homem vem promovendo transformações no planeta, cuja velocidade e extensão não têm precedentes. Dentre elas, as que acarretam maior risco para o futuro da espécie humana e da própria vida relacionam-se com a química das águas e da atmosfera. O desenvolvimento industrial acelerado, a explosão demográfica, o desmatamento e o próprio cultivo da terra são exemplos de atividades antropogênicas que resultam, invariavelmente, em agressões ao meio ambiente em escala global.

A mudança global do meio ambiente relaciona-se diretamente com o transporte de elementos químicos no Sistema Terra-Atmosfera (Figura 1). Neste contexto, segundo CLARK (1989), os oceanos desempenham um importante papel, graças à grande inércia imposta às mudanças climáticas e por atuarem como reservatório para o carbono e a água.

A agricultura, por outro lado, afeta o sistema climático pela alteração dos fluxos de nitratos, fosfatos e componentes do carbono, como bem ilustra a Figura 1. Os processos de respiração e a decomposição da matéria orgânica liberam o CO_2 e o CH_4 , respectivamente. A queima de combustíveis fósseis libera grandes quantidades de CO_2 , que à semelhança do CH_4 , quando acumulados na atmosfera, tendem a aquecer o planeta. As emissões de SO_2 e de óxido de nitrogênio (NO_x) causam chuva ácida. As emissões industriais de gases como os clorofluorcarbonetos (CFC's) causam a destruição do O_3 , contribuindo para as alterações climáticas.

Uma das conseqüências dessa mudança química são as variações das concentrações de alguns gases de efeito estufa, como CO_2 , NO_x , CH_4 e CFC's, que, modificando o balanço de energia do Sistema Terra-Atmosfera, poderão alterar o clima do planeta (RAMANATHAN et alii, 1985b).



FONTE: CLARK, 1989.

FIGURA 1 - Ciclos de Elementos Químicos e suas Interações no Sistema Terra-Atmosfera.

Os *feedbacks* climáticos são vários e de difícil modelagem. A título de exemplificação, considere-se como passo inicial de um possível processo em que haja ligeira elevação do valor da irradiância solar. Isso acarretaria um maior aquecimento do planeta, levando a uma alteração nos gradientes térmicos meridionais. E essa elevação da temperatura do planeta, por sua vez, aumentaria a taxa de evaporação e de liberação do CO_2 pelos oceanos. A maior evaporação proporcionaria maior nebulosidade, aumentando o albedo planetário, o que resultaria em menor absorção de radiação solar. Como se vê, esse mecanismo de interação apresenta *feedback* negativo. Muitas outras interações, com *feedbacks* positivos ou negativos, existem na natureza e agem para amplificar ou amortecer pequenas perturbações iniciais, conferindo ao sistema climático um caráter não-linear e altamente complexo.

1.2. O Efeito Estufa

A atmosfera terrestre é constituída de gases que permitem a passagem da radiação solar, porém absorvem grande parte da radiação infravermelha termal (IV), que é emitida pela superfície terrestre. Essa propriedade inerente à atmosfera terrestre é denominada "efeito estufa", em analogia ao que ocorre numa casa de vegetação. Vale ressaltar que numa casa de vegetação o principal efeito da cobertura de vidro é o de impedir a convecção, ou a saída do ar. Desta maneira, as altas temperaturas no interior da

estufa não são atribuídas à absorção da radiação IV (LIOU, 1980; FLEAGLE e BUSINGER, 1980).

O balanço de energia do planeta ilustrando o efeito estufa é, de forma simplificada, apresentado na Figura 2. Observa-se que a superfície terrestre, que se encontra a uma temperatura média de 288 K, emite cerca de 390 W.m^{-2} , na forma de radiação IV, dos quais apenas 236 W.m^{-2} se perdem para o espaço, ficando 154 W.m^{-2} retidos no Sistema Terra-Atmosfera. Os contribuintes atmosféricos mais importantes para o efeito estufa são o vapor d'água, o dióxido de carbono e as nuvens, constituindo cerca de 90% do efeito total. Assim, os 10% restantes são devidos ao ozônio, metano, óxido nítrico etc. (RAMANATHAN et alii, 1985a).

Com eventual aumento nas concentrações dos gases de efeito estufa, a radiação IV emitida para o espaço reduzir-se-á, causando desequilíbrio no balanço global de radiação. Para que nova situação de equilíbrio seja estabelecida, o planeta terá que se aquecer, irradiando mais energia para o espaço.

Uma das grandes preocupações atuais diz respeito à intensificação do efeito estufa, associada à alteração na composição química da atmosfera (WATSON et alii, 1990; SHINE et alii, 1990; SCHNEIDER, 1989; BLAKE e ROWLAND, 1986; RAMANATHAN et alii, 1985ab).

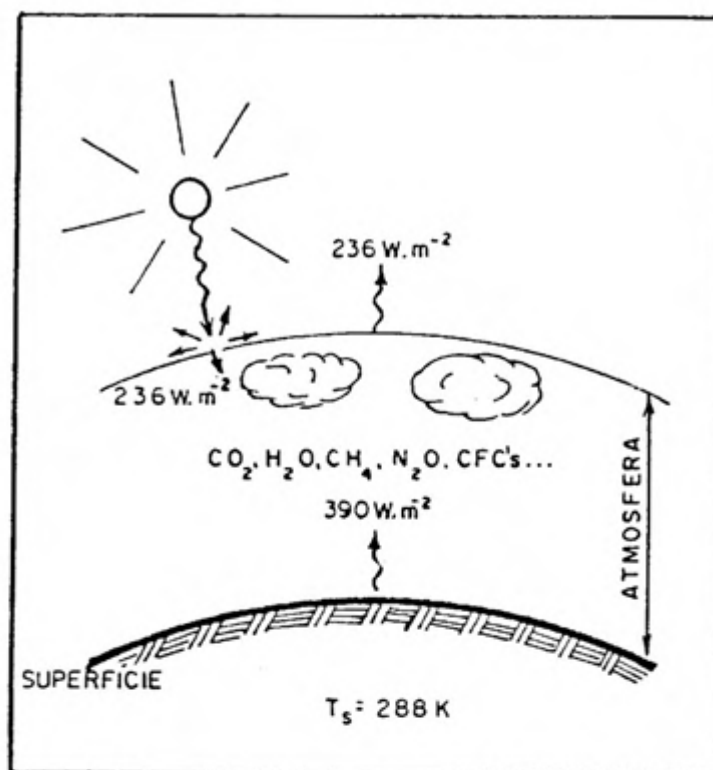


FIGURA 2 - Balanço Global e Anual de Energia e o Efeito Estufa.

Até cerca de duas décadas atrás, os estudos sobre o efeito estufa levavam em conta tão somente o CO_2 , o gás de efeito estufa até então conhecido. Segundo ROWLAND (1989), a concentração do CO_2 atmosférico aumentou de 315 para 350 ppmv, de 1957 a 1988, em virtude da queima de combustíveis fósseis, além de uma contribuição adicional associada ao desmatamento tropical. WATSON et alii (1990) relataram que a concentração deste constituinte em 1990 foi de 354 ppmv, sendo 25% maior do que o valor de 280 ppmv correspondente ao período pré-industrial (1700 a 1800), o que resultou numa taxa de aumento de aproximadamente 1,8 ppmv (0,5%) ao ano, em virtude das emissões antropogênicas.

O ozônio, por outro lado, tem sua concentração na troposfera altamente variável, dependendo da latitude, longitude, altitude e estação do ano (Chatfield e Harrison, 1977; Logan, 1985, citados por WATSON et alii, 1990). Sua distribuição é controlada por processos dinâmicos, radiativos e fotoquímicos. A presença do O_3 na superfície é bastante reduzida, podendo ser aumentada pelas atividades industriais e com a queima de combustíveis fósseis. Neste caso, é considerado poluente, em virtude de seu poder oxidante, causando grandes danos à vegetação e à saúde animal (VIANELLO e ALVES, 1991).

A concentração atmosférica de N_2O atual (310 ppbv) é, agora, 8% maior do que na era pré-industrial e está aumentando numa taxa em torno de 0,8 ppbv (0,25%) ao ano, em virtude de causas antropogênicas e naturais (WATSON et alii, 1990). Segundo Weiss (1981), citado por STORDAL e ISAKSEN (1987), o aumento anual observado no período de 1976 a 1980 foi de 0,2% ao ano. As principais fontes antropogênicas de N_2O são os fertilizantes (RAMANATHAN et alii, 1985b; Crutzen, 1974; Logan et alii, 1978, citados por HANSEN et alii, 1989) e a queima de combustíveis fósseis (RAMANATHAN et alii, 1985b). Quanto aos sumidouros, eles não são bem conhecidos, exceto sua fotodissociação na estratosfera.

Os CFC's não se encontravam presentes na atmosfera na era pré-industrial, mas nos dias de hoje as concentrações atmosféricas de halocarbonos produzidos antropogenicamente são de 0,28 ppbv (CFC-11) e de 0,48 ppbv (CFC-12) (WATSON et alii, 1990). As concentrações encontradas para os CFC-11

e CFC-12, no ano de 1980, foram de 0,18 e 0,28 ppbv, respectivamente, e seus incrementos até o ano 2030 estão estimados em torno de 3% ao ano (RAMANATHAN et alii, 1985b; WATSON et alii, 1990).

O metano é outro gás de efeito estufa que vem merecendo grande atenção, em virtude de aumento em sua concentração, associado às fontes antropogênicas e naturais (HOUGH, 1991; WANG et alii, 1990; KHALIL e RASMUSSEN, 1987; RASMUSSEN e KHALIL, 1981). Esse gás, é produzido por ampla variedade de fontes anaeróbicas, sendo removido principalmente por meio de reações com radicais de hidroxila (OH) na troposfera (WATSON et alii, 1990). Apresenta grande potencial de contribuição para as mudanças climáticas no próximo século (Ehhalt, 1985, citado por ZANDER et alii, 1989; RAMANATHAN et alii, 1985b).

A atual concentração de CH_4 na atmosfera é de 1,72 ppmv, sendo mais do dobro do valor no período pré-industrial (0,8 ppmv). A taxa de aumento do CH_4 é de aproximadamente 0,015 ppmv (0,9%) ao ano (WATSON et alii, 1990). Conforme relatos de Ramanathan (1975), Lacis et alii (1981), Machta (1983) e Ramanathan et alii (1985), citados por BLAKE e ROWLAND (1986), a taxa de incremento do metano foi de 0,018 ppmv ao ano, durante o período de janeiro de 1978 a dezembro de 1983. Segundo KHALIL e RASMUSSEN (1987), o aumento anual da concentração global do CH_4 foi de 1,5 ppbv (de 1700 a 1900), 2,2 ppbv (de 1900 a 1925), 6,4 ppbv (de 1927 a 1956) e 11 ppbv (de 1962 a 1973), elevando-se ainda mais durante a década de 80, na faixa de 0,017 ppmv ao

ano. Medições atmosféricas têm demonstrado aumento de 1% ao ano na concentração do CH_4 desde 1977, segundo dados de Blake e Rowland (1988) e Khalil e Rasmussen (1986), citados por WANG et alii (1990).

Os efeitos do CO_2 sobre o clima do planeta, como mencionado anteriormente, têm recebido especial atenção. Entretanto, os efeitos combinados de outros gases de efeito estufa podem contribuir, na mesma ordem de grandeza que o CO_2 , para o aquecimento global (WMO, 1982a; Chamberlain et alii, 1982; Alexandrov et alii, 1981; Ramanathan, 1982; Hansen et alii, 1982; Wuebbles, 1983a, citados por RAMANATHAN et alii, 1985b; KERR, 1983; Lacis et alii, 1981; Hansen et alii, 1988, citados por LASHOF e AHUJA, 1990; DOE, 1985b; WMO, 1986, citados por WANG et alii, 1990; Lacis et alii, 1981, citados por HANSEN et alii, 1984). Estima-se que a variação da temperatura de equilíbrio do planeta, em decorrência do acréscimo das concentrações de CH_4 , N_2O , O_3 , CFC-11 e CFC-12, atingirá, na metade do século XXI, cerca de 50% da variação associada ao CO_2 . É importante salientar que, no presente, a concentração de alguns desses gases está crescendo mais rapidamente que a de CO_2 , de modo que o efeito climático combinado pode tornar-se equivalente ao de uma duplicação da concentração de CO_2 , já no ano 2030 (RABELLO, 1987). Conforme dados de WMO (1982), referenciados por WISCOMBE (1983), o efeito combinado desses gases poderá superar o do CO_2 já no ano 2000.

Os gases CH_4 e N_2O apresentam concentrações muito inferiores à do CO_2 , mas são importantes para o efeito

estufa, porque, por molécula, absorvem a radiação IV mais intensamente do que o CO_2 (Rodhe, 1989; Isakseen, 1989, citados por LEVANDER, 1990; Lacis et alii, 1981, citados por LASHOF e AHUJA, 1990; HANSEN et alii, 1988). Apresentando menor espessura ótica, os efeitos radiativos do CH_4 e do N_2O variam linearmente com suas concentrações, enquanto o CO_2 , óticamente mais espesso, responde logaritmicamente (WISCOMBE, 1983). Os efeitos climáticos de pequenos, mas constantes, aumentos de CH_4 e N_2O podem ser substanciais, porque o metano e o óxido nítrico, molécula por molécula, são 20 e 200 vezes, respectivamente, mais efetivos do que o CO_2 , no que se refere à elevação da temperatura do planeta (Lacis et alii, 1981; Wang e Molnar, 1985, citados por KHALIL e RASMUSSEN, 1989; RAMANATHAN et alii, 1985b).

Tendo em vista o exposto anteriormente e a preocupação atual do homem com relação ao equilíbrio térmico do planeta, o presente trabalho tem como objetivo principal a avaliação do impacto dos aumentos nas concentrações dos gases minoritários CO_2 , CH_4 e N_2O sobre a variação da temperatura da superfície terrestre.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Composição da Atmosfera

A atmosfera apresenta composição química praticamente uniforme até cerca de 85 km de altitude. Nesta camada, denominada homosfera, os constituintes gasosos estão presentes em proporções aproximadamente constantes. Acima desta altitude, sua composição começa a variar, especialmente em virtude da separação gravitacional dos constituintes químicos e da ação da radiação solar, que dissocia alguns e estimula a formação de outros constituintes. Essa porção da atmosfera é denominada heterosfera (PRUPPACHER e KLETT, 1980).

FLEAGLE e BUSINGER (1980) classificaram os constituintes gasosos do ar atmosférico cujas concentrações variam com a altitude como "variáveis", e aqueles em que as concentrações permanecem praticamente constantes com a altitude até cerca de 85 km, como "não-variáveis", conforme ilustrado nos Quadros 1 e 2.

QUADRO 1 - Constituintes "Não-Variáveis" do Ar Atmosférico

Constituinte	Conteúdo (% por Volume)*
Nitrogênio - N ₂	78,084
Oxigênio - O ₂	20,948
Argônio - Ar	0,934
Neônio - Ne	1,818 x 10 ⁻³
Hélio - He	5,240 x 10 ⁻⁴
Metano - CH ₄	2,000 x 10 ⁻⁴
Criptônio - Kr	1,140 x 10 ⁻⁴
Hidrogênio - H ₂	0,500 x 10 ⁻⁴
Xenônio - Xe	0,087 x 10 ⁻⁴

* Eliminados os constituintes variáveis.
 FONTE: FLEAGLE e BUSINGER, 1980.

QUADRO 2 - Constituintes "Variáveis" do Ar Atmosférico

Constituinte	Conteúdo (% por Volume)
Vapor d'água - H ₂ O	0 a 7
Dióxido de carbono - CO ₂	0,033
Ozônio - O ₃	0 a 0,1
Dióxido de enxofre - SO ₂	0 a 1 x 10 ⁻⁴
Dióxido de nitrogênio - NO ₂	0 a 2 x 10 ⁻⁶

FONTE: FLEAGLE e BUSINGER, 1980.

É importante mencionar que a troposfera é a camada da atmosfera onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos.

No Quadro 3, apresenta-se a relação detalhada dos constituintes troposféricos do ar, sendo a predominância de N_2 e O_2 e a presença dos gases inertes He, Ar, Ne, Kr e Xe consideradas resultantes de uma seqüência evolucionária na atmosfera. Esses sete gases apresentam períodos de residência extremamente longos, enquanto os demais gases, mostrados no Quadro 3, participam de ciclos químicos relativamente rápidos e apresentam período de residência na atmosfera da ordem de poucas décadas ou menos.

Uma das maneiras de classificação dos constituintes da atmosfera é de acordo com o seu período de residência. Define-se o período de residência de determinado gás como sendo a razão entre o seu conteúdo atmosférico e a sua taxa de remoção (ou injeção, pois na média, para toda a atmosfera, essas taxas se igualam) - IRIBARNE e CHO (1980), isto é:

$$\tau = \frac{M}{F} \quad (1)$$

em que

τ = período de residência do gás (anos);

M = massa total do gás na atmosfera ($kg \cdot ano^{-1}$); e

F = taxa de remoção ou injeção do gás ($kg \cdot ano^{-1}$).

O parâmetro τ é de extrema importância nos estudos da química da atmosfera, pois é um indicador de quão ativo o

gás é num ciclo. Por exemplo, se M é pequena e o gás muito reativo, τ será pequeno e a concentração do gás variável, uma vez que ele "não dispõe" de tempo suficiente para se dispersar uniformemente dos locais das fontes.

Em termos de período de residência, os constituintes atmosféricos são classificados em três categorias, conforme relataram PRUPPACHER e KLETT (1980):

(1) Constituintes "quase-constantes" - apresentam períodos de residência de milhares de anos ou mais.

(2) Constituintes de variação lenta - apresentam períodos de residência de alguns meses a anos.

(3) Constituintes de variação rápida - apresentam períodos de residência de poucos dias ou menos.

Os constituintes gasosos "quase-constantes" na atmosfera são o N_2 , O_2 , Ar, He, Ne, Kr e Xe. Os constituintes gasosos de variação lenta incluem o CH_4 , O_3 , N_2O , CO, CO_2 e H_2 , e aqueles de variação rápida correspondem a SO_2 , H_2S , NO, NO_2 e NH_3 . Os únicos gases que podem ser considerados "permanentes" são os gases nobres, Ne, Ar, Kr e Xe, uma vez que possuem fontes ou sumidouros desprezíveis na atmosfera. Todos os outros gases, incluindo O_2 , H_2 , He e N_2 , possuem fontes e sumidouros e, portanto, períodos de residência finitos.

No Quadro 4, apresentam-se períodos de residência de alguns gases presentes na troposfera/ baixa estratosfera.

QUADRO 3 - Composição da Troposfera

Gás	Razão de Mistura Volumétrica
Nitrogênio - N_2	0,781 (no ar seco)
Oxigênio - O_2	0,209 (no ar seco)
Argônio - Ar	$9,34 \times 10^{-3}$ (no ar seco)
Vapor d'água - H_2O	Até 4×10^{-2}
Dióxido de carbono - CO_2	2 a 4×10^{-4}
Neônio - Ne	$1,82 \times 10^{-5}$
Hélio - He	$5,24 \times 10^{-6}$
Metano - CH_4	1 a 2×10^{-6}
Criptônio - Kr	$1,14 \times 10^{-6}$
Hidrogênio - H_2	4 a 10×10^{-7}
Óxido nitroso - N_2O	2 a 6×10^{-7}
Monóxido de carbono - CO	1 a 20×10^{-8}
Xenônio - Xe	$8,7 \times 10^{-8}$
Ozônio - O_3	Até 5×10^{-8}
Dióxido de nitrogênio - NO_2	Até 3×10^{-9}
Óxido nítrico - NO	Até 3×10^{-9}
Dióxido de enxofre - SO_2	Até 2×10^{-8}
Hidrogênio sulfídrico - H_2S	2 a 20×10^{-9}
Amônia - NH_3	Até 2×10^{-8}
Formaldeído - CH_2O	Até 1×10^{-8}
Ácido nítrico - HNO_3	Até 1×10^{-9}
Metil clorídrico - CH_3Cl	Até 3×10^{-9}
Ácido hidrocloreídrico - HCl	Até $1,5 \times 10^{-9}$
Freon-11 - $CFCI_3$	Cerca de 8×10^{-11}
Freon-12 - CF_2Cl_2	Cerca de 8×10^{-10}
Carbono tetracloreídrico - CCl_4	Cerca de 10^{-10}

FONTE: PARKER, 1980.

QUADRO 4 - Período de Residência de Alguns Gases na Troposfera e Estratosfera

Constituinte	Período de Residência na Troposfera
O_2	2.000 a 9.700 anos
H_2	4 a 13 anos
CO	0,2 a 1 ano
CO_2	~ 7 anos (ciclo oceano-atmosfera-biosfera) ~ 13 a 15 anos (ciclo atmosfera-biosfera)
O_3	1 a 4 meses (troposfera) 1 a 2 anos (baixa estratosfera)
CH_4	2 a 12 anos
N_2O	4 a 16 anos (troposfera) ~ 150 anos (estratosfera)
NO_x	poucos dias

FONTES: IRIBARNE e CHO, 1980; PRUPPACHER e KLETT, 1980.

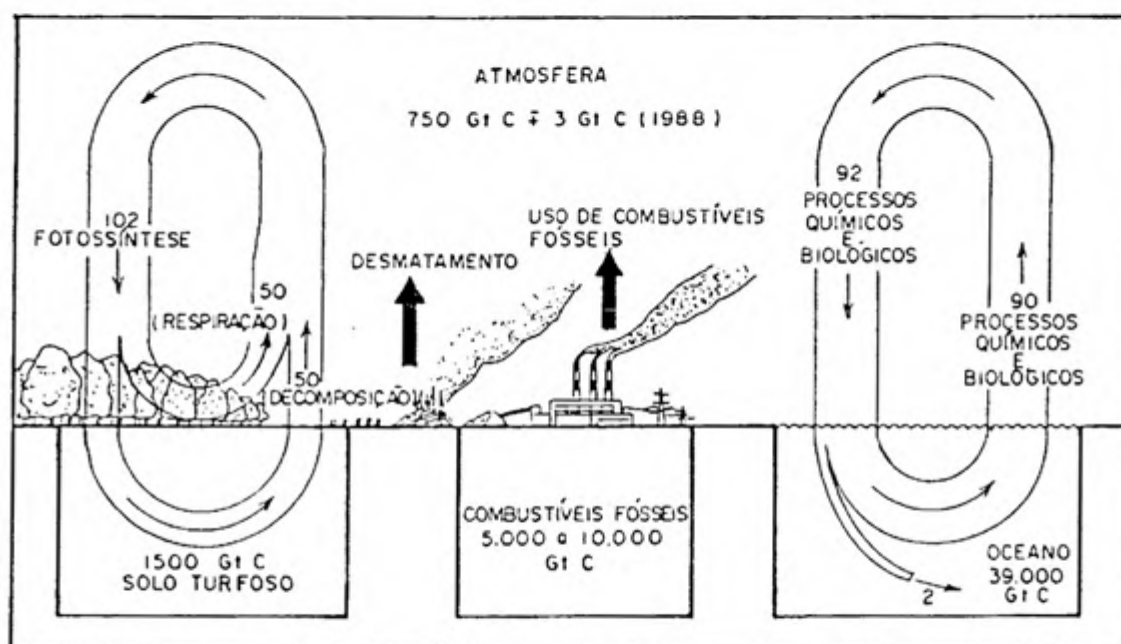
2.2. Dióxido de Carbono

2.2.1. Ciclo Global do Carbono

O dióxido de carbono é de suma importância em vários processos que se desenvolvem na Terra. Participa, por exemplo, da fotossíntese, como fonte de carbono para a formação da matéria que compõe as plantas terrestres e marinhas; da manutenção das características alcalinas da água do mar; e da composição das carapaças e dos esqueletos de animais e plantas aquáticos (RABELLO, 1987).

O ciclo global do carbono é representado, esquematicamente, na Figura 3.

Segundo LEGGETT (1990), a biota terrestre absorve cerca de 102 Gt de carbono por ano (102 Gt C/ano) na forma de CO_2 , o qual é retirado da atmosfera pelo processo da fotossíntese. A respiração da biota repõe cerca de 50 Gt C/ano à atmosfera, e a decomposição bacteriana da matéria orgânica, principalmente nas camadas superficiais do solo, adiciona, aproximadamente, outros 50 Gt C/ano à atmosfera. Portanto, há praticamente equilíbrio do carbono entre a biota terrestre e a atmosfera, sendo apenas 2 Gt C/ano retidas pela biota terrestre.



FONTE: LEGGETT, 1990.

FIGURA 3 - Diagrama do Ciclo Global do Carbono.

Com relação ao complexo oceânico, aproximadamente 92 Gt C/ano, na forma de CO_2 , são retiradas da atmosfera, resultantes de processos químicos e biológicos. O dióxido de carbono aparece em solução como íons de bicarbonato, sendo os fitoplânctons sumidouros para ele, por meio da fotossíntese. Pelas superfícies aquíferas, cerca de 90 Gt C/ano retorna à atmosfera, como consequência da liberação direta de CO_2 , pelo processo físico de difusão, bem como biologicamente mediante a respiração pelos fitoplânctons. Desse balanço, resulta o "seqüestro" anual de cerca de 2 Gt de carbono pelos oceanos, quantidade essa que, adicionada àquela retida pela biota terrestre, resulta num "seqüestro" de 4 Gt C/ano (LEGGETT, 1990).

Na ausência de influência humana, a quantidade de carbono na biota terrestre, nos oceanos e na atmosfera, estaria em equilíbrio, sendo o saldo negativo de 4 Gt C/ano compensado pelas atividades vulcânicas. Entretanto, desde o início da era industrial, as atividades antropogênicas vêm exercendo influência cada vez maior no ciclo do carbono (LEGGETT, 1990).

A queima de combustíveis fósseis, bem como a remoção e queima de florestas pelo homem, adiciona à atmosfera, respectivamente, cerca de 5 e 2 Gt C ao ano. Portanto, somando-se esses valores à retirada de aproximadamente 2 Gt C/ano pelos oceanos e às duas Gt C/ano retidas na biota terrestre, o saldo resultante é positivo, ou seja, de 3 Gt C/ano na atmosfera (LEGGETT, 1990).

As reservas de combustíveis fósseis contém entre

5.000 e 10.000 Gt C. Na forma de carvão e óleo, existem 4.000 Gt C, sendo 730 Gt C encontradas somente na China (LEGGETT, 1990). O solo turfoso e os oceanos têm, respectivamente, reservas de 1.500 e 39.000 Gt C, como indicado na Figura 3.

As maiores trocas de CO_2 na atmosfera ocorrem com a biota terrestre e a superfície oceânica. Os fluxos associados à queima de combustíveis fósseis e ao desmatamento são muito menores, mas suficientemente grandes para modificar o equilíbrio natural (WATSON et alii, 1990).

As emissões antropogênicas de CO_2 foram estimadas em $5,7 \pm 0,5$ Gt C, em 1987, em consequência da queima de combustíveis fósseis, e 0,6 a 2,5 Gt C (em 1980) em razão de desmatamento (WATSON et alii, 1990). O aumento do CO_2 atmosférico durante a década passada correspondeu a $48 \pm 8\%$ da emissão total no mesmo período, sendo o restante absorvido pelos oceanos e solos. O período gasto para o CO_2 atmosférico se ajustar às mudanças nas fontes e nos sumidouros é da ordem de 50 a 200 anos, determinado, principalmente, pela troca lenta de carbono entre a superfície e as camadas mais profundas dos oceanos. Conseqüentemente, o CO_2 emitido hoje na atmosfera poderá influenciar a concentração atmosférica desse gás por muitos séculos.

2.3. Metano

O metano é um gás minoritário ativo química e radiativamente, o qual é produzido por uma ampla variedade

de fontes anaeróbicas (pântanos, campos inundados de arroz, fermentação entérica em animais etc.), sendo removido, principalmente, por meio de reações com radicais de hidroxila (OH) na troposfera (WATSON et alii, 1990).

2.3.1. Fontes

O metano é emitido na atmosfera por intermédio de fontes naturais e antropogênicas. A maioria do CH_4 atmosférico é produzido microbianamente sob condições anaeróbicas, em diversos ambientes, como os estômagos de ruminantes e dos cupins (CRUTZEN et alii, 1986), solos inundados agricultáveis (Cicerone et alii, 1983; Holzapfel-Pschorn e Seiler, 1986, citados por BARTLETT et alii, 1988) e uma variedade de solos inundados naturais.

2.3.1.1. Solos Alagados

A magnitude da contribuição global dos solos alagados para o metano atmosférico é difícil, em razão das variabilidades temporal e espacial das fontes. As emissões são influenciadas por fatores ambientais locais e variações nas escalas temporais (Crill et alii, 1988a; Bartlett et alii, 1987; Holzapfel-Pschorn e Seiler, 1986; Harriss et alii, 1982; Svensson e Rosswall, 1984; Wilson et alii, 1989, citados por BARTLETT et alii, 1990).

Estima-se que a taxa de emissão global do CH_4 em solos alagados é de aproximadamente 110 Tg por ano (110 Tg

CH_4 /ano), ou 25% da fonte biogênica global (KHALIL e RASMUSSEN, 1983). Os solos alagados de regiões tropicais e de altas latitudes são de grande importância para a emissão do CH_4 , pois contribuem com cerca de 29 e 57%, respectivamente, para o fluxo global de 110 Tg CH_4 /ano (Mathews e Fung, 1987, citados por BARTLETT et alii, 1990).

BARTLETT et alii (1990) estimaram uma emissão anual de CH_4 equivalente a 111 Tg. E os resultados alcançados indicam que os solos turfosos de latitudes mais altas contribuíram menos para esse total, enquanto as áreas tropicais são relativamente mais importantes.

Visto que o CH_4 é produzido mediante processos biológicos em condições anaeróbicas, quaisquer fatores afetando as características físicas, químicas ou biológicas dos solos poderão também afetar as taxas de emissão desse gás (WATSON et alii, 1990).

2.3.1.2. Campos Inundados de Arroz

Os campos inundados de arroz são fontes importantes de CH_4 , com estimativas de fluxo global entre 25 a 170 Tg CH_4 /ano (Neve e Scharpenscel, 1984; Yagi e Minami, 1990; Holzappel-Pschorn e Seiller, 1986; Cicerone e Shetter, 1981; Cicerone et alii, 1983, citados por WATSON et alii, 1990).

A liberação de metano dos campos inundados de arroz não é quantitativamente bem documentada, ou não existem medições apropriadas que possam indicar a possível influência da mudança dos tipos de cultivo de arroz e das variedades de plantas utilizadas (Cicerone et alii, 1983;

Seiler et alii, 1984a, citados por BLAKE e ROWLAND, 1986). Segundo WATSON et alii (1990), uma das dificuldades na obtenção de estimativa precisa é que quase 90% da área mundial de colheita de arroz inundado se encontra na Ásia, e cerca de 60% na China e Índia, onde não se encontram dados detalhados disponíveis.

2.3.1.3. Queima de Biomassa

O metano é também formado, especialmente nos trópicos, pela queima de biomassa, como: incêndios em savanas, desmatamento de áreas para o cultivo agrícola com queimadas posteriores e uso de lenha (Seiler, 1984, citado por SEILER e CONRAD, 1987).

A queima de biomassa nas regiões tropicais e subtropicais contribui com cerca de 20 a 80 Tg CH_4 /ano para a taxa de emissão global (Andreae et alii, 1988; Bingemer e Crutzen, 1987; Crutzen et alii, 1985; Crutzen et alii, 1989; Greenberg et alii, 1984; Stevens et alii, 1990; Quay et alii, 1990, citados por WATSON et alii, 1990).

HOGAN et alii (1991), entretanto, estimaram que as emissões de CH_4 resultantes da queima de biomassa para abertura de novas áreas para posterior plantio são da ordem de 50 a 100 Tg CH_4 /ano.

2.3.1.4. Fermentação Entérica

Os gases traços são produzidos em grandes quantidades durante a digestão de biomassa por uma variedade de animais

(superiores e inferiores) com diferentes dietas, podendo ser lançados na atmosfera.

Grandes quantidades de CH_4 são produzidas nos rumens, por exemplo, de gado, ovelhas e antílopes. As emissões de CH_4 dependem da população de animais, como também da quantidade e do tipo de alimento que consomem (WATSON et alii, 1990).

CRUTZEN et alii (1986) estimaram que a emissão de CH_4 para a atmosfera por animais ruminantes, incluindo todo o gado, ovelhas e animais selvagens, corresponde a 65 a 100 Tg CH_4 /ano.

O metano total produzido por animais tem aumentado em torno de 1% ao ano durante os últimos 25 anos, em razão do crescimento das populações de gado, ovelhas e outros ruminantes domésticos. Dados referentes a quantidade e distribuição total dos ruminantes domésticos (FAO, 1983, citada por SEILER e CONRAD, 1987) indicam que cerca de 30 a 50% da emissão global deste gás por esses ruminantes ocorre nos trópicos.

2.3.1.5. Cupins

A degradação da biomassa no aparelho digestivo dos cupins e de alguns insetos comedores de madeira é outra fonte de metano (Breznak, 1982 e 1984, citado por SEILER e CONRAD, 1987). A importância relativa dos cupins como fonte global de CH_4 é assunto muito discutido, com estimativas variando de 2 a 150 Tg CH_4 /ano (Zimmerman et alii, 1982;

Rasmussen e Khalil, 1983; Zimmerman e Greenberg, 1983; Khalil e Rasmussen, 1983b; Collins e Wood, 1984; Zimmerman et alii, 1984; Seiler et alii, 1984, citados por FRASER et alii, 1986). Segundo Cicerone e Oremland (1988), Zimmerman et alii (1982), Rasmussen e Khalil (1983), Seiler et alii (1982) e Fraser et alii (1986b), citados por WATSON et alii (1990), essas estimativas dos fluxos de metano pelos cupins abrangem amplo intervalo de 10 a 100 Tg CH₄/ano.

FRASER et alii (1986), por sua vez, com base em experimentação, relataram que enquanto existem grandes variações no total de CH₄ produzido por diferentes espécies de cupins, bem como no consumo de biomassa por esses insetos, a fonte total de metano advinda dos cupins é, provavelmente, menor que 15 Tg CH₄/ano, contribuindo, assim, com menos de 5% para a emissão global desse gás.

2.3.1.6. Aterros Sanitários

A decomposição anaeróbica de lixos orgânicos em aterros sanitários pode ser uma fonte antropogênica do metano atmosférico, contribuindo com cerca de 50 ± 20 Tg CH₄/ano (CRUTZEN, 1991). É necessário o estudo de vários fatores para se quantificar, mais precisamente, a magnitude dessa fonte, incluindo quantidades, tendências, tipos de materiais dos lixos e práticas de aterros sanitários (Bingemer e Crutzen, 1987, citados por WATSON et alii, 1990).

2.3.1.7. Águas Doce e Oceânica

As águas doce e oceânica são consideradas as fontes menos importantes do metano atmosférico, com emissões de 1 a 25 e 5 a 20 Tg CH₄/ano, respectivamente. Tais fluxos foram estimados com base numa série de dados entre o final de 1960 e o início de 1970 (WATSON et alii, 1990).

2.3.1.8. Mineração de Carvão

O metano é liberado na atmosfera por meio da ventilação em minas de carvão e pela gaseificação do carvão durante o transporte para o local de uso. Estima-se que o fluxo global de CH₄ pela mineração de carvão é de cerca de 10 a 50 Tg CH₄/ano (Cicerone e Oremland, 1988; ICF, 1990, citados por WATSON et alii, 1990).

2.3.1.9. Perfuração, Transmissão e Saída do Gás CH₄

Sendo o metano o maior componente do gás natural, o vazamento em oleodutos e reservatórios de óleo e gás representam fonte significativa para o CH₄ atmosférico (Cicerone e Oremland, 1988, citados por WATSON et alii, 1990). O fluxo global dessas fontes é estimado em 25 a 50 Tg CH₄/ano (WATSON et alii, 1990).

2.3.1.10. Hidratos de Metano

Segundo EHRlich (1990), a desestabilização de hidratos de metano libera cerca de 0 a 100 Tg CH₄/ano.

Análises isotópicas confirmam que cerca de 20% do metano liberado hoje na atmosfera é antigo. Uma das fontes de metano antigo estende-se por debaixo do oceano, onde é armazenado na forma de hidratos de metano, ou seja, estruturas reticulares de metano e água. As estruturas dependem de baixas temperaturas e altas pressões no fundo do oceano para sua estabilidade. Os hidratos de metano foram encontrados no fundo do oceano Ártico e em sedimentos de suas depressões. Se águas mais aquecidas atingirem o fundo dos oceanos, o metano poderá ser liberado (PEARCE, 1989).

2.3.2. Sumidouros

2.3.2.1. Reações com Radicais OH

A concentração atmosférica do metano está aumentando em torno de 1% ao ano, segundo CRUTZEN (1991). Tal aumento provém do desequilíbrio entre as taxas de produção (aumentando graças às atividades antropogênicas) e as de remoção.

BLAKE e ROWLAND (1986) mencionaram que na troposfera praticamente toda a remoção do CH_4 atmosférico ocorre por meio de reações com radicais OH, conforme a reação (1), assim



A intensidade deste sumidouro pode estar relacionada às possíveis variações na intensidade da fonte, isto é, no número absoluto de radicais OH produzidos na atmosfera e nas alterações em sua concentração média, de modo que esta

última controla o período de residência médio do CH_4 e de outros gases que reagem, principalmente, com os radicais OH. Segundo EHRLICH (1990), aproximadamente 90% das emissões anuais de metano são destruídas por meio das reações com OH, conferindo ao metano período de residência relativamente curto, em torno de 10 anos.

Segundo CRUTZEN (1987), a fonte importante de radicais OH na atmosfera é representada pelas reações (2) e (3), mostrando que este radical é produzido pela fotólise do ozônio mediante a absorção da radiação solar ultravioleta:



seguida pela reação do átomo de oxigênio eletronicamente excitado (O) com o vapor d'água, ou seja:



O metano contribui para a formação de O_3 , que é outro gás de efeito estufa. Juntamente com outros hidrocarbonetos e monóxido de carbono (CO), o CH_4 pode ser fotooxidado na presença de óxidos de nitrogênio para formar O_3 . Uma duplicação nas emissões de CH_4 , por exemplo, aumentaria o O_3 troposférico se, também, a concentração dos óxidos de nitrogênio continuasse aumentando em decorrência das atividades antropogênicas (CRUTZEN, 1987).

Cerca de 10% de metano não é destruído na baixa atmosfera, e ele aumenta na estratosfera, onde é oxidado, formando moléculas de água. Estima-se que aproximadamente a metade do vapor d'água presente na estratosfera é originada do CH_4 . Assim, aumento na concentração do CH_4 atmosférico causaria maior quantidade de vapor d'água estratosférico, o

que intensificaria o efeito estufa, podendo também aumentar as nuvens estratosféricas polares, que estão sendo relacionadas à destruição da camada de ozônio nas regiões polares (Blake, 1989, citado por EHRlich, 1990).

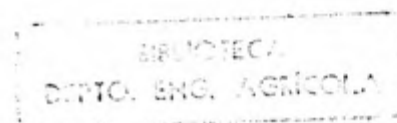
As reações entre CH_4 e OH geralmente representam um sumidouro de 400 a 600 Tg de CH_4 por ano (WATSON et alii, 1990). CRUTZEN e GIDEL (1983), por sua vez, mencionaram que a perda de CH_4 pela reação com OH é cerca de 300 Tg/ano, sendo 70% dela de ocorrência nos trópicos.

VAGHJIANI e RAVISHANKARA (1991) demonstraram que a taxa na qual o CH_4 reage com os radicais OH tem sido superestimada acima de 25%. Como este é um dos principais sumidouros para o metano atmosférico, o resultado requer uma reconsideração cuidadosa sobre o balanço deste gás.

2.3.2.2. Solo

Os solos aerados representam um mecanismo secundário de remoção para o metano. A ordem de magnitude deste sumidouro é estimada em 30 Tg CH_4 /ano, conforme dados de Harriss et alii (1982), citados por WATSON et alii (1990) e SEILER e CONRAD (1987).

Em síntese, as principais fontes e sumidouros do CH_4 são apresentados no Quadro 5, com os valores médios da emissão e remoção do CH_4 atmosférico.



QUADRO 5 - Fontes e Sumidouros do Metano

Fonte	Taxa Anual (Tg CH ₄ /Ano)
Solos alagados (pântanos, tundras etc.)	115
Campos inundados de arroz	110
Fermentação entérica	80
Perfuração, transmissão e saída do gás CH ₄	45
Queima de biomassa	40
Cupins	40
Aterros sanitários	40
Mineração de carvão	35
Oceanos	10
Águas doces	5
Hidratos de metano	5
TOTAL	525
Sumidouro	
Solos	30
Reações com radicais OH na atmosfera	500
TOTAL	530
Acréscimo na atmosfera	
	44

2.4. Óxido Nitroso

O elemento químico mais importante contendo nitrogênio, do ponto de vista climático, é o N_2O (RAMANATHAN et alii, 1985b). O óxido nitroso é um gás traço ativo química e radiativamente, o qual é produzido por ampla variedade de fontes biológicas no solo e na água, sendo removido na estratosfera, principalmente, por meio de fotólise e reações com átomos de oxigênio eletronicamente excitados (WATSON et alii, 1990).

2.4.1. Fontes

A concentração atmosférica de óxido nitroso está aumentando numa taxa em torno de 0,25% ao ano, graças às causas antropogênicas e naturais (WATSON et alii, 1990). As principais fontes antropogênicas de N_2O são os fertilizantes (RAMANATHAN et alii, 1985b; Crutzen, 1974; Logan et alii, 1978, citados por STORDAL e ISAKSEN, 1987) e os processos de combustão (RAMANATHAN et alii, 1985b; Weiss e Craig, 1976; Pierotti e Rasmussen, 1976, citados por STORDAL e ISAKSEN, 1987).

A concentração média global de óxido nitroso em 1987 era de 303 ppbv, aumentando na razão de 0,55 ppbv/ano (Weiss, 1981, citado por HAO et alii, 1987), ou 0,8 ppbv/ano (Khalil e Rasmussen, 1983, citados por HAO et alii, 1987). No início da década de 60, as concentrações encontravam-se entre 290 e 295 ppbv (Craig et alii, 1976, citados por HAO et alii, 1987) e, no período pré-industrial, entre 280 e 290

ppbv (Pearman et alii, 1986, citados por HAO et alii, 1987).

Segundo McElroy e Wofsy (1986), citados por HAO et alii (1987), sendo o período de residência do N_2O muito longo e a taxa de aumento da concentração pequena, as fontes atmosféricas excedem os sumidouros em mais de 30%.

2.4.1.1. Oceanos

Os oceanos são fontes importantes de N_2O , mas não as principais (McElroy e Wofsy, 1986, citados por WATSON et alii, 1990; Weiss, 1981; McElroy, 1980, citados por HAMRUD, 1983). Com base nas medições dos gradientes de concentração entre a atmosfera e as superfícies aquíferas (Butler et alii, 1990, e dados-não publicados da NOAA GMCC, citados por WATSON et alii, 1990) e nas estimativas do coeficiente de troca do gás, estimou-se que a fonte oceânica contribuiu com cerca de 1,4 a 2,6 Tg de nitrogênio por ano (1,4 a 2,6 Tg N /ano), resultado significativamente inferior às estimativas anteriores (Elkins et alii, 1978; Cohen e Gordon, 1979; Cline et alii, 1987, citados por WATSON et alii, 1990). É difícil uma determinação precisa do fluxo anual global do N_2O no oceano, em virtude das incertezas associadas à quantificação do coeficiente de troca do gás e porque a pressão parcial do N_2O nas superfícies aquíferas é altamente variável, espacial e temporariamente (WATSON et alii, 1990).

2.4.1.2. Solos

A denitrificação em condições aeróbicas é considerada como a principal fonte de N_2O atmosférico (Keller et alii, 1986; Matson e Vitousek, 1989; Slemr et alii, 1984, citados por WATSON et alii, 1990). A nitrificação sob condições anaeróbicas pode, entretanto, produzir altos valores de N_2O por unidade de nitrogênio transformado. A quantificação das emissões globais de N_2O pelos solos é difícil, em virtude da heterogeneidade de ecossistemas terrestres e da variabilidade nas condições ambientais que controlam os fluxos desse gás (WATSON et alii, 1990).

LIPSCHULTZ et alii (1981) relataram que a nitrificação em solos é uma fonte potencialmente significativa de NO e N_2O . Entre 0,3 e 10% da amônia oxidada pela bactéria do solo *Nitrosomonas europaea* é convertida nesses gases. A fonte global de NO associada à nitrificação é de $15 \cdot 10^6$ t de N por ano (t N/ano), com uma fonte para N_2O de 5 a 10^7 t N/ano.

Os ecossistemas tropicais têm importante função no ciclo global de N_2O (Crutzen et alii, 1985; McElroy e Wofsy, 1986; Rosswall e Paustian, 1984, citados por KELLER et alii, 1988). Segundo Keller et alii (1983 e 1986), citados por KELLER et alii (1988), alguns estudos indicam que os solos tropicais correspondem aproximadamente à metade das fontes globais de N_2O e, talvez, a três quartos das fontes pré-industriais (Hao et alii, 1987, citados por KELLER et alii, 1988). Estima-se que alterações nas fontes biogênicas de N_2O causem maior impacto nas concentrações deste gás,

afetando, conseqüentemente, a química da estratosfera e o balanço de radiação da atmosfera.

Slemr et alii (1984), citados por SEILER e CONRAD (1987), calcularam a emissão de N_2O em solos subtropicais e temperados naturais como sendo de 4,5 Tg N/ano. Para isso, cerca de 1 a 2 Tg N/ano puderam ser adicionadas pela produção em solos tropicais, de modo que a emissão total de N_2O em solos pode ser em torno de 6 ± 3 Tg N/ano. Este número é questionável, em virtude da limitação dos dados disponíveis atualmente e da grande variação temporal e espacial das taxas de emissão de óxido nitroso, nos solos, em diferentes climas.

Segundo SEILER e CONRAD (1987), existe, geralmente, um saldo de produção de óxido nitroso atmosférico pelos solos tropicais aerados em contraste com o metano. Por causa da dependência das taxas de emissão de N_2O da temperatura do solo, grande parte global deste gás é liberada pelos solos subtropicais (3 Tg N/ano) e tropicais (2 Tg N/ano).

O fluxo global de óxido nitroso pelas florestas tropicais é estimado entre 2,2 e 3,7 Tg N/ano (WATSON et alii, 1990). O impacto do desmatamento sobre as emissões de N_2O nos solos tropicais é desconhecido, porém com alguns estudos apontando que, em áreas desmatadas, as emissões são intensificadas por um fator de três (Luizão et alii, 1990, citados por WATSON et alii, 1990), enquanto outros estudos concluem que os fluxos desse gás diminuem, se a vegetação não retornar (Robertson e Tiedje, 1988, citados por WATSON et alii, 1990).

A Floresta Amazônica parece ser grande fonte de gases traços, incluindo o óxido nitroso. Segundo McElroy e Wofsy (1986), citados por LIVINGSTON et alii (1988), as concentrações de N_2O troposférico na Floresta Amazônica são maiores do que a média global, embora a maioria das fontes ainda não tenha sido identificada.

2.4.1.3. Combustão

Até então, a queima de combustíveis fósseis foi considerada importante fonte de óxido nitroso atmosférico (Pierotti e Rasmussen, 1976; Weiss e Craig, 1976; Hao et alii, 1987, citados por WATSON et alii, 1990). A última estimativa do fluxo global de N_2O por intermédio dos processos de combustão está entre 0,1 e 0,3 Tg N/ano, muito menor que valores estimados anteriormente, da ordem de 3,2 Tg N/ano (WATSON et alii, 1990).

SEILER e CONRAD (1987), por sua vez, estimaram que a emissão global de N_2O pela queima de combustíveis fósseis é de cerca de 2 ± 1 Tg N/ano.

Estudos desenvolvidos por HAO et alii (1987) confirmaram os resultados anteriores (Pierotti e Rasmussen, 1976; Weiss e Craig, 1976, citados por HAO et alii, 1987), que apontaram a queima de combustíveis fósseis como fator importante no aumento observado de N_2O atmosférico. As fontes de N_2O relacionadas à combustão aumentaram rapidamente durante o século XX, em paralelo com o volume de carvão que vem sendo queimado, excedendo a 3.10^6 t N/ano.

2.4.1.4. Queima de Biomassa

A queima de biomassa é considerada fonte de N_2O atmosférico de importância menor, com um fluxo global menor que 0,2 Tg N/ano (Muzio e Kramlich, 1988; Crutzen, 1989; Winstead et alii, 1990; Griffith et alii, 1990, citados por WATSON et alii, 1990).

A queima de combustíveis fósseis e de biomassa têm sido considerada fonte global significativa de óxido nítrico. Uma descoberta recente, em produtos manufaturados, tem demonstrado aumentos nos níveis de N_2O na combustão das amostras de gás coletadas e armazenadas em frascos antes das análises químicas. Tal fato resultou na degradação da queima de combustíveis fósseis e no questionamento da queima de biomassa como importantes fontes de óxido nítrico (Cofer et alii, 1990; Lobert et alii, 1990, citados por COFER et alii, 1991). Em análises realizadas por COFER et alii (1990), demonstrou-se que a queima da biomassa contribui aproximadamente com 7% da emissão de N_2O atmosférico, contrariando as estimativas anteriores, que superestimavam, em algumas vezes, esse valor (WMO, 1985, citada por COFER et alii, 1991).

2.4.1.5. Fertilizantes/Lençóis Freáticos

A produção de óxido nítrico por meio do uso de nitratos e fertilizantes de amônio é difícil de quantificar, porque os fluxos desse gás são dependentes de vários fatores, incluindo tipo de fertilizante, tipo de solo,

temperatura do solo, clima e práticas agrícolas (por exemplo, aração, semeadura, irrigação). A conversão do fertilizante nitrogenado em N_2O ocorreu na razão de 0,01 a 2,0% (Conrad et alii, 1983; Bremner et alii, 1981, citados por WATSON et alii, 1990). Essa razão, juntamente com a produção global de fertilizante de 55 Tg N/ano em 1980, resultou na emissão total de N_2O de 0,01 a 1,1 Tg N/ano (Conrad et alii, 1983, citados por WATSON et alii, 1990). A lixiviação de fertilizantes nitrogenados pelos solos por meio dos lençóis freáticos pode resultar em fluxos adicionais de óxido nitroso acima de 1,1 Tg N/ano (Conrad et alii, 1983; Ronen et alii, 1988, citados por WATSON et alii, 1990). Conseqüentemente, o fluxo anual de N_2O liberado pelo uso de fertilizantes é cerca de 0,01 a 2,2 Tg N.

Aparentemente, solos inundados emitem quantidade muito pequena de N_2O para a atmosfera. A emissão deste gás em campos inundados de arroz, com e sem adubação, e em pântanos resultou num fluxo menor do que 0,1 Tg de N_2O por ano, que é relativamente pequeno, se comparado ao de outras fontes naturais de N_2O . A razão mais provável para a baixa emissão de N_2O em solos inundados é que as condições estritamente anaeróbicas favorecem a denitrificação do nitrato para N_2 em vez de N_2O (Firestone, 1982; Delwiche, 1978, citados por SEILER e CONRAD, 1987).

Enquanto muitos estudos indicam que somente 1 a 2% de todo o fertilizante nitrogenado é liberado como N_2O ao ano como resultado da fertilização, taxas muito maiores são liberadas especialmente de solos ricos em fertilizantes

orgânicos (RAMANATHAN et alii, 1985b).

DUXBURY et alii (1982) mencionaram que a aplicação de nitrogênio em solos cultivados, na forma de fertilizantes ou culturas fixadoras de N, pode aumentar as emissões de N_2O pelos solos, reduzindo os níveis de ozônio estratosférico (Crutzen e Ehhalt, 1977; McElroy et alii, 1977, citados por DUXBURY et alii, 1982), e elevar a temperatura média mundial.

2.4.2. Sumidouros

Os sumidouros de N_2O não são bem conhecidos, exceto a decomposição fotoquímica na estratosfera (IRIBARNE e CHO, 1980), isto é:



A decomposição fotoquímica na atmosfera provoca perda de cerca de 10 Tg N/ano (WATSON et alii, 1990).

Em síntese, as principais fontes e sumidouros do N_2O são apresentados no Quadro 6, com os valores médios da emissão e remoção do N_2O atmosférico.

QUADRO 6 - Fontes e Sumidouros do Óxido Nitroso

	Taxa Anual (Tg N/Ano)
Fonte	
Oceanos	1,40 - 2,6
Solos (Florestas tropicais)	2,20 - 3,7
(Florestas temperadas)	0,70 - 1,5
Combustão	0,10 - 0,3
Queima de biomassa	0,02 - 0,2
Fertilizantes/lençóis freáticos	0,01 - 2,2
TOTAL	4,40 - 10,5
Sumidouro	
Fotólise na estratosfera	7,00 - 13,0
Acréscimo na atmosfera	3,00 - 4,5

2.5. Feedbacks

Os aumentos das concentrações dos gases de efeito estufa na atmosfera terrestre podem, obviamente, alterar o clima global. As atividades antropogênicas estão modificando a composição global da atmosfera, a qual afeta os processos de emissão e os períodos de residência de muitos gases de efeito estufa. Dessa forma, o Sistema Terra-Atmosfera pode ser caracterizado por *feedbacks* relacionados às concentrações dos gases de efeito estufa. Esse sistema, a biosfera, está sendo afetado pelas atividades antropogênicas, e sua resposta dependerá da natureza daqueles *feedbacks*, os quais podem atuar amplificando (*feedback* positivo) ou atenuando (*feedback* negativo) pequenas perturbações iniciais.

Alguns dos possíveis *feedbacks* que podem alterar significativamente as concentrações futuras dos gases de efeito estufa, no contexto do aquecimento global, são discutidos nos itens subsequentes.

2.5.1. Dióxido de Carbono

Em virtude da ação antropogênica, o ciclo global do carbono atmosférico poderá ser modificado. Em consequência, o equilíbrio térmico do planeta poderá modificar-se, sendo importantes, para tal, os mais variados processos de *feedbacks*, mencionados nos próximos itens.

2.5.1.1. Feedbacks Oceânicos

2.5.1.1.1. Temperatura do Oceano e o CO₂

Todo o fluxo de dióxido de carbono entre a atmosfera e as águas superficiais oceânicas ocorre em razão da diferença de pressão parcial do gás, na atmosfera e na água (Takahashi, 1989, citado por LEGGETT, 1990). Supondo-se que haja elevação na temperatura dos oceanos, em razão de um possível aumento do CO₂ atmosférico, ocorrerá diminuição da solubilidade do CO₂ e, conseqüentemente, aumentará sua pressão parcial na superfície. Esse aumento de pressão reduzirá a absorção de CO₂ atmosférico pelos oceanos, o que caracteriza um *feedback* positivo (WATSON et alii, 1990).

2.5.1.1.2. Circulação Oceânica e o CO₂

A circulação de massas oceânicas é complexa e determinada pelo sistema climático. Elevando-se a temperatura da superfície oceânica, em razão de um possível aumento do CO₂ atmosférico, as termoclinas tornam-se mais estáveis e resistentes à mistura vertical de água, o que dificultará a absorção do CO₂ atmosférico pelos oceanos (WATSON et alii, 1990), uma vez que a produtividade do fitoplâncton estará limitada pela redução no fornecimento de nutrientes. Este *feedback* positivo é conhecido como "multiplicador plâncton" (LEGGETT, 1990).

2.5.1.1.3. Ventos e o CO₂

A ordem de magnitude da transferência de CO₂ entre a superfície oceânica e a atmosfera, ou vice-versa, depende da turbulência da camada superficial do oceano e, assim, da velocidade do vento acima dela (Takahashi, 1989, citado por LEGGETT, 1990). Maiores velocidades causarão maior transferência de CO₂, influenciando, assim, os "feedbacks" anteriormente mencionados. Os modelos do ciclo do carbono mostram, entretanto, que o saldo de absorção de CO₂ pelos oceanos não é sensível aos coeficientes de transferência do gás, porque este é controlado, principalmente, pela mistura vertical e não pela troca turbulenta (Oeschger et alii, 1975; Broecker et alii, 1980; Sarmiento et alii, 1990, citados por WATSON et alii, 1990), o que caracteriza esse efeito como de segunda ordem.

2.5.1.1.4. Modificação do Ciclo Biogeoquímico Oceânico e o CO₂

O aquecimento dos oceanos, em razão de um possível aumento do CO₂ atmosférico, poderá levar à decomposição acelerada do carbono orgânico dissolvido na água, convertendo-o em CO₂ e, assim, amplificando o aumento de dióxido de carbono atmosférico (Brewer, 1990, citado por WATSON et alii, 1990), caracterizando um *feedback* positivo.

2.5.1.2. Feedbacks Biosféricos Terrestres

2.5.1.2.1. Fotossíntese/Respiração e o CO₂

Experimentos de curto prazo, sob condições controladas em casas de vegetação, indicam aumento nas taxas de fotossíntese e crescimento na maioria das plantas, decorrente de níveis mais elevados de CO₂.

A elevação da temperatura, associada a um possível incremento do CO₂ atmosférico, provoca o aumento das taxas de respiração (liberação de CO₂) e de fotossíntese (absorção de CO₂) das plantas e dos microrganismos. Entretanto, a respiração aumenta mais rapidamente do que a fotossíntese. Assim, com a elevação global da temperatura, o CO₂ atmosférico aumentará, caracterizando um *feedback* positivo. Atualmente, esses processos estão praticamente equilibrados, no que se referem às trocas de CO₂ (LEGGETT, 1990).

2.5.1.2.2. Distribuição da Vegetação e o CO₂

Mudanças climáticas associadas ao aumento do CO₂ na atmosfera poderão determinar variações no tipo e na localização geográfica da vegetação. Se a mudança no clima ocorre lentamente, a distribuição das plantas pode-se modificar, adaptando-se ao novo sistema climático. Se, contudo, a mudança climática é mais rápida, a adaptação de florestas densas, por exemplo, poderá ser prejudicada, acarretando maior liberação de CO₂ na atmosfera, o que

caracteriza um *feedback* positivo (WATSON et alii, 1990).

2.5.2. Metano e Óxido Nitroso

O metano e o óxido nitroso têm fortes bandas de absorção no IV termal, contribuindo significativamente para o balanço de energia do Sistema Terra-Atmosfera (Lacis et alii, 1981, citados por SEILER e CONRAD, 1987). A variação nas taxas de CH_4 e N_2O associadas à produção e à decomposição biogênicas decorrentes de atividades antropogênicas, como o desmatamento, o aumento do uso de fertilizantes minerais e a irrigação artificial, pode afetar a composição química da troposfera e, possivelmente, o clima do planeta (SEILER e CONRAD, 1987).

Alguns *feedbacks* climáticos envolvendo o CH_4 e o N_2O são apresentados nos tópicos subsequentes.

2.5.2.1. Variação dos Fluxos Naturais de Metano e de Óxido Nitroso

Se se considerar um possível aquecimento da Terra em consequência do aumento das concentrações atmosféricas dos gases de efeito estufa, as fontes naturais do CH_4 e do N_2O (solos, pântanos e oceanos) poderão elevar as emissões desses gases, em decorrência do aumento da produtividade biológica e, assim, elevar a concentração atmosférica desses constituintes, caracterizando um *feedback* positivo (KHALIL e RASMUSSEN, 1989).

HAMEED e CESS (1983) mencionam que, se ocorrer elevação da temperatura do planeta, os solos liberarão maior quantidade de CH_4 para a atmosfera, o que aumentará a concentração do CH_4 atmosférico, representando um mecanismo de *feedback* positivo.

2.5.2.2. Fontes Tropicais de Metano

Os campos inundados de arroz e os solos alagados naturais constituem as maiores fontes de CH_4 em regiões tropicais. Ocorrendo um possível aquecimento global em razão do aumento das concentrações dos gases de efeito estufa, haverá incremento da evaporação, da nebulosidade e da precipitação, o que acarretará aumento da umidade no solo, elevando a atividade microbiana em condições anaeróbicas e, conseqüentemente, o fluxo de CH_4 . E isso proporcionará aumento de CH_4 atmosférico, caracterizando, assim, um mecanismo de *feedback* positivo (WATSON et alii, 1990). Mayer (1982), Baker et alii (1977) e outros, citados por BLAKE e ROWLAND (1986), têm demonstrado correlação positiva entre as emissões de CH_4 em pântanos e a temperatura.

2.5.2.3. Metano e Óxido Nitroso no Subsolo Permanentemente Congelado

Se ocorrer uma possível elevação da temperatura do planeta em razão do aumento das concentrações dos gases de efeito estufa, os ecossistemas de solos inundados poderão

aumentar os fluxos de CH_4 e de N_2O no subsolo permanentemente congelado, no alto Ártico, o que proporcionará o incremento das concentrações desses constituintes na atmosfera, caracterizando um mecanismo de *feedback* positivo (KHALIL e RASMUSSEN, 1989).

2.5.2.4. Matéria Orgânica no Subsolo Permanentemente Congelado e o CH_4

Caso ocorra o aquecimento do planeta em razão da elevação das concentrações dos gases de efeito estufa, o aumento da temperatura provocará uma decomposição microbiológica acelerada da matéria orgânica presente no subsolo permanentemente congelado, nas altas latitudes, que por sua vez emitirá mais CH_4 para a atmosfera, caracterizando, assim, um processo de *feedback* positivo (Whalen e Reeburgh, 1988; Crill et alii, 1988, citados por WATSON et alii, 1990).

2.5.2.5. Fertilizantes e o N_2O

Se se admitir um aumento populacional no futuro, maior quantidade de alimentos deverá ser produzida, e o solo, encontrando-se mais degradado, necessitará de uma maior utilização de produtos químicos (fertilizantes) para se tornar mais fértil. Considerando-se um possível aquecimento global, resultante do aumento das concentrações dos gases de efeito estufa, e supondo que ocorram

aplicações de fertilizantes nitrogenados no solo, essa elevação de temperatura proporcionará aumento na concentração do N_2O atmosférico (Burns e Hardy, 1975; Crutzen, 1976; Johnston, 1977, citados por WANG e SZE, 1980), caracterizando, assim, um mecanismo de *feedback* positivo.

Como visto anteriormente, o Sistema Terra-Atmosfera está sujeito às várias mudanças nas concentrações de seus constituintes, decorrentes das atividades naturais e antropogênicas. Os processos de *feedbacks* envolvidos neste sistema são muitos e de grande complexidade, o que dificulta a quantificação desses constituintes, em razão das variações que podem ocorrer em suas fontes e sumidouros. Apesar das dificuldades discutidas, vários modelos numéricos já foram desenvolvidos para estimar a influência que as variações das concentrações dos gases de efeito estufa exercem sobre o clima do planeta.

Alguns modelos climáticos são apresentados nos tópicos subsequentes.

2.6. Modelagem Climática

Uma avaliação quantitativa das mudanças climáticas, associadas às alterações na composição química da atmosfera, é difícil de obter (WANG et alii, 1976). A modelagem climática envolve grande número de processos complexos, que relacionam a interação atmosfera-oceano-criosfera-superfície do solo e os mais diversos mecanismos de *feedback*.

Vários modelos climáticos têm-se desenvolvido,

empregando como base de dados as variações das concentrações dos gases de efeito estufa, para estimar mudanças climáticas. Dentre esses, encontram-se os Modelos do Balanço de Energia (MBE), os Modelos Radiativos-Convectivos (MRC) e os Modelos de Circulação Geral (MCG).

Um dos objetivos básicos da modelagem climática é determinar, qualitativa e quantitativamente, as várias interações e os mecanismos de *feedbacks* entre os componentes do sistema climático, isto é, a superfície, o oceano, a atmosfera e a criosfera.

O ideal para o estudo de mudanças climáticas seria um modelo climático que reunisse esses quatro componentes, suas interações e todos os mecanismos de *feedback*. Porém, atualmente, não existe um único modelo capaz de incorporar todos esses processos (RAMANATHAN e COAKLEY JR., 1978). Com o intuito de buscar uma solução aproximada, os modelos climáticos atuais foram desenvolvidos, incorporando-se números limitados de processos interativos.

Os modelos climáticos mais simples são os do tipo Zero-Dimensional (LASHOF, 1989). Em tais modelos, a variação da temperatura do planeta é estimada em função do balanço de energia no topo da tropopausa, não se considerando os processos de *feedback* climáticos, que envolvem, por exemplo, temperatura, umidade e nuvens, dentre muitos outros elementos climáticos (RAMANATHAN et alii, 1985-a).

A seguir, na hierarquia dos modelos, vêm os modelos unidimensionais, envolvendo duas categorias. A primeira é a dos modelos do balanço de energia à superfície, sendo a

latitude a única dimensão considerada. Tais modelos são normalmente sensíveis às pressuposições estabelecidas, apresentando, às vezes, valores superestimados do parâmetro de *feedback* climático (RAMANATHAN et alii, 1985a). A segunda categoria compreende os modelos do balanço de energia numa coluna vertical, ou seja, os modelos radiativos-convectivos, que, por sua vez, têm como dimensão a altitude. Os MRCs calculam a distribuição vertical de temperatura global da atmosfera e da superfície. São modelos muito simples, embora sua aplicabilidade seja limitada ao sistema climático real. E essa limitação está associada à incapacidade de simular o mecanismo de *feedback*, considerando-se a temperatura da superfície e a cobertura de nuvens. O modelo mostra que o valor do "lapse rate" crítico de temperatura adotado para o ajustamento convectivo é significativamente maior do que aquele observado na troposfera, em escala global (RAMANATHAN e COAKLEY JR., 1978).

Por fim, vêm os Modelos (tridimensionais) de Circulação Geral (MCG) da atmosfera, que são os modelos climáticos mais sofisticados. Os MCG baseiam-se nas leis físicas de conservação, as quais descrevem a redistribuição de "momentum", calor e vapor d'água, por intermédio da circulação atmosférica. Todos esses processos são parametrizados com base nas equações primitivas, que descrevem o comportamento dos fluidos (ar e água) para um sistema em rotação sujeito à influência do aquecimento diferenciado (contraste de temperatura entre o Pólo e o

Equador), causado pela fonte externa de calor, o Sol. Essas equações são equações diferenciais parciais, não-lineares, que, por não apresentarem soluções analíticas, exigem o uso de métodos numéricos para a sua solução. Os MCG requerem capacidade computacional muito grande, necessitando de computadores potentes e rápidos, sendo imprescindível a cooperação da comunidade de modelagem climática mundial (GATES et alii, 1990).

No MCG, a parametrização da radiação é o resultado mais importante para experimentos de mudanças climáticas, uma vez que, por meio dela, os efeitos dos gases de efeito estufa são avaliados e incorporados aos mecanismos da circulação geral. A parametrização da radiação calcula o balanço radiativo de radiação solar incidente e da radiação terrestre, a reflexão, a emissão e a absorção desses fluxos na atmosfera. A absorção e a emissão são calculadas em várias bandas espectrais (largas), considerando-se a concentração dos diferentes absorvedores e emissores, como CO_2 , vapor d'água, ozônio e aerossóis (CUBASCH e CESS, 1990).

2.7. Modelagem de Bandas

Para a utilização dos modelos climáticos, devem ser considerados os efeitos das concentrações dos gases de efeito estufa no balanço de energia do planeta. Uma maneira de calcular a influência desses gases no processo de transferência radiativa é por meio da utilização de modelos

para calcular as absorptâncias das bandas espectrais dos gases de interesse.

O estudo do clima e suas variações envolve a modelagem de diversos processos físicos, dentre os quais se destaca o processo de transferência radiativa, que envolve a radiação solar e a de ondas longas. Assim, é de suma importância que a evolução da modelagem desses processos físicos, para fins climáticos, se iniciem com os processos radiativos (LUTHER e FOUQUART, 1984).

Durante anos, muitos métodos têm sido desenvolvidos para calcular a absorção da radiação IV pelas moléculas. Particularmente, duas técnicas tornaram-se populares no tratamento da absorção molecular. A primeira refere-se ao método de faixas espectrais estreitas. Esta aproximação iniciou-se com os trabalhos de Goody (1952) e Malkmus (1967), ambos citados por KIEHL e RAMANATHAN (1983), e tem sido aplicada em estudos de sensoriamento remoto e de modelagem climática (Hunt e Mattingly, 1976; Ellingson e Gille, 1978; Gilie, 1973; Grove e Tuck, 1980; Haigh e Pyle, 1979, citados por KIEHL e RAMANATHAN, 1983). A segunda aproximação para o cálculo da absorptância da banda é conhecida como o método de faixas espectrais largas e, conforme dados de KIEHL e RAMANATHAN (1983), foi utilizada inicialmente por Edwards e Menard (1964) e Goody e Belton (1967) e, posteriormente, por Cess e Ramanathan (1972).

Um "Workshop" sobre a Intercomparação de Códigos de Radiação de Modelos Climáticos (ICRMC) foi realizado em Frescati (Italia) em 1984, patrocinado pela Organização

Meteorológica Mundial (OMM) e pelo Departamento de Energia dos Estados Unidos da América, sob a coordenação dos doutores Frederick Luther e Yves Fouquart. Segundo LUTHER e FOUQUART (1984), dentre os modelos utilizados para efeito de comparação no ICRMC encontram-se os sofisticados modelos do tipo "Line by Line" (LBL), os de faixas espectrais estreitas e os de faixas espectrais largas.

Os modelos do tipo LBL são tomados como referência, em virtude de seu alto grau de sofisticação, pois consideram individualmente os milhares de linhas de absorção dos diferentes constituintes atmosféricos.

Um modelo é classificado como de faixa espectral estreita se os cálculos são efetuados em intervalos espectrais menores que 100 cm^{-1} ou iguais. Se os intervalos forem maiores que 100 cm^{-1} , o modelo é do tipo faixa espectral larga.

Vale ressaltar que, dentre os diversos modelos do tipo faixa espectral estreita testados para o cálculo de fluxos de radiação, nenhum utilizou as funções de transmissão ou as radiâncias fornecidas pelo programa computacional LOWTRAN, que é um dos melhores disponíveis atualmente.

Os modelos de faixas espectrais estreitas incorporam a estrutura espectral detalhada sobre intervalos espectrais estreitos, permitindo, assim, o cálculo das radiâncias espectrais. Citam-se, aqui, os modelos clássicos de Goody e o de Malkmus, os quais utilizam os parâmetros da banda determinados por meio dos dados de linhas espectrais, para

cada gás e cada intervalo espectral.

Os modelos de faixas espectrais largas calculam a absorptância da banda inteira e são os mais utilizados para estudos de modelagem climática (KIEHL e RAMANATHAN, 1983). Esses modelos empregam expressões analíticas derivadas da teoria, ou de dados de laboratórios, para tratar a absorção dentro de uma banda inteira (RAMANATHAN et alii, 1985a).

Como exemplos de aplicação dos modelos de faixas espectrais largas, pode-se citar o de Cess e Ramanathan, na forma apresentada por DONNER e RAMANATHAN (1980), o qual se aplica às bandas do CH_4 , centrada em $7,7 \mu\text{m}$, e do N_2O , centrada em $7,8 \mu\text{m}$. Esse modelo é o mais preciso, no que diz respeito à banda do metano (KIEHL, 1986). Para o tratamento da banda do CO_2 , centrada em $15 \mu\text{m}$, é bastante comum a utilização do modelo de Goody e Belton, conforme dados de KIEHL e RAMANATHAN (1983).

Como visto anteriormente, a modelagem climática envolve muitas incertezas relacionadas às complexas interações dos diversos componentes do sistema climático e os incontáveis mecanismos de *feedbacks*, sendo, portanto, necessárias simplificações de várias naturezas.

Alguns modelos contendo representações da química da atmosfera e do ciclo do carbono têm sido utilizados para fazer projeções futuras das concentrações atmosféricas dos gases de efeito estufa, considerando-se as emissões antropogênicas destes gases. A projeção futura das concentrações dos gases de efeito estufa envolve um conhecimento quantitativo da relação entre as emissões

desses gases e as concentrações troposféricas, uma vez que esta projeção requer uma descrição tridimensional da dinâmica atmosférica, da química atmosférica, das fontes e dos sumidouros.

Esse complexo problema já foi tratado de forma simplificada, INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE - IPCC (1990), fornecendo projeções futuras sobre as concentrações dos diferentes gases de efeito estufa, como CO_2 , CH_4 e N_2O , as quais serão utilizadas no presente trabalho.

3. METODOLOGIA

Neste trabalho, utilizaram-se dois modelos atmosféricos-padrões, correspondentes à atmosfera de latitudes médias (verão, 45°N) e à atmosfera-padrão USA (1962), designados Modelos 1 e 2, respectivamente. Esses modelos são caracterizados pela distribuição de temperatura, pressão, umidade, ozônio, aerossóis e gases uniformemente misturados (CO_2 , CH_4 , N_2O , CO , N_2 e O_2), conforme dados de KNEIZYS et alii (1983).

Uma vez definidos os perfis atmosféricos, empregou-se o programa computacional LOWTRAN 6 (KNEIZYS et alii, 1983) na determinação das radiâncias no topo da atmosfera, para as bandas de 7,7 μm do CH_4 , de 7,8 μm do N_2O e de 15 μm do CO_2 . As radiâncias foram também determinadas, utilizando-se diretamente a equação de transferência radiativa (ETR), sendo, para tanto, empregado o modelo de Cess e Ramanathan, na forma apresentada por DONNER e RAMANATHAN (1980), para o cálculo das absorptâncias atmosféricas totais das bandas do CH_4 e do N_2O , de modo que uma isole o efeito da outra, uma

vez que suas bandas se sobrepõem. Para o cálculo da absorptância atmosférica total da banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , utilizou-se o modelo de Goody e Belton (1967), citado por KIEHL e RAMANATHAN (1983).

Uma vez conhecidas as radiâncias, as densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera, correspondentes às bandas do CH_4 , N_2O e CO_2 , foram determinadas para cada modelo atmosférico, por simples integrações angular (método das quadraturas gaussianas ou usando o fator de difusividade) e azimutal (considerando a simetria azimutal para o campo de radiação).

Por fim, as contribuições das diferentes bandas para a taxa de aquecimento radiativo do planeta, para diferentes concentrações de CH_4 , N_2O e CO_2 , foram obtidas por um modelo do tipo Zero-Dimensional (RAMANATHAN et alii, 1985a).

3.1. Características dos Modelos Atmosféricos

A atmosfera foi dividida em 33 camadas, a partir da superfície do solo ($Z = 0 \text{ km}$) até 100 km , com intervalos de 1 km (0 a 25 km), 5 km (25 a 50 km), 20 km (50 a 70 km) e 30 km (70 a 100 km).

Os perfis de temperatura e pressão para os dois modelos atmosféricos são apresentados nas Figuras 4, 5, 6 e 7. Em tais modelos, as concentrações do CH_4 , N_2O e CO_2 permaneceram constantes com a altitude, sendo, respectivamente, iguais a $1,60$, $0,28$ e 330 ppmv . Com o intuito de verificar a aplicabilidade desta consideração,

para o caso do CH_4 e do N_2O , realizaram-se, também, cálculos, que possibilitaram a variação da concentração com a altura, usando os perfis apresentados por KYLE (1991), ligeiramente modificados, de modo que as concentrações dos gases, à superfície, fossem as mesmas apresentadas nos modelos-padrão. Tais perfis são apresentados nas Figuras 8 e 9. Vale ressaltar que a redução na concentração do CH_4 e do N_2O , acima da troposfera, se deve a reações fotoquímicas.

Para o CH_4 e o N_2O , o intervalo espectral utilizado foi de 1.200 a 1.400 cm^{-1} , pois, para números de onda inferiores a 1.200 cm^{-1} ou superiores a 1.400 cm^{-1} , a absorção torna-se praticamente nula, como ilustrado nas Figuras 10 e 11.

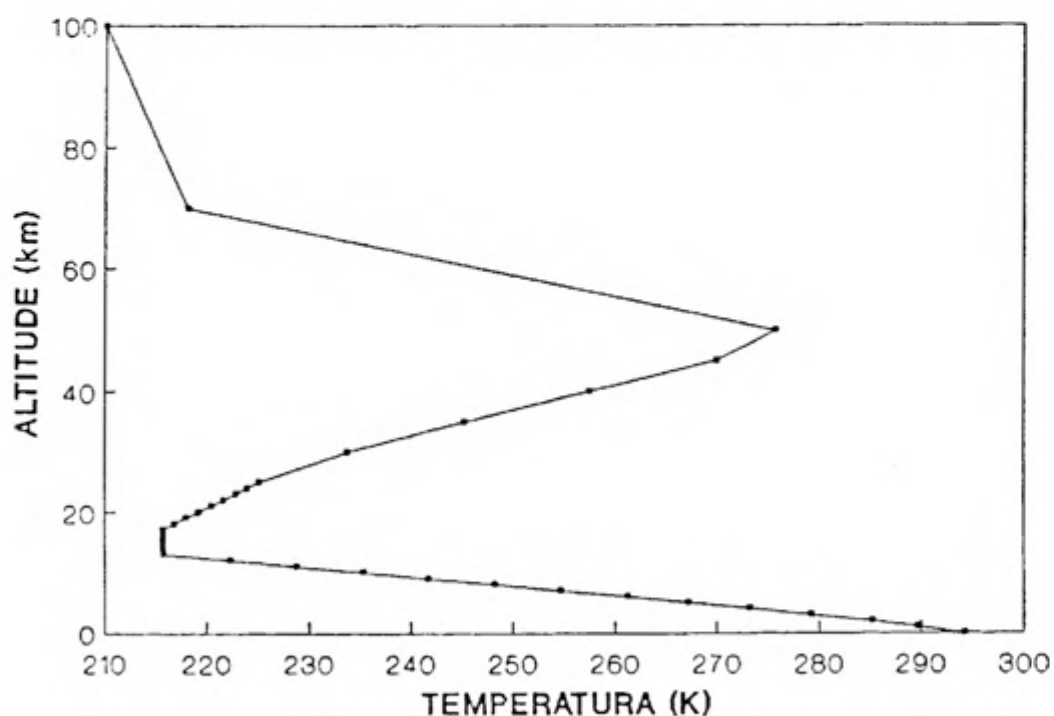


FIGURA 4 - Perfil de Temperatura como Função da Altitude para a Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

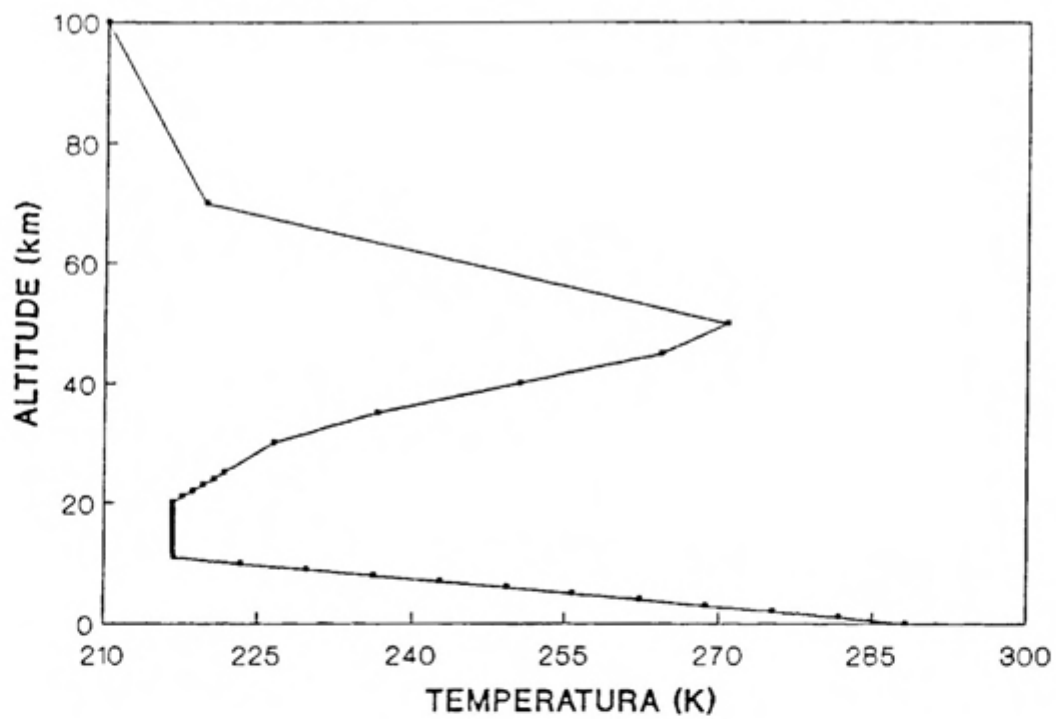


FIGURA 5 - Perfil de Temperatura como Função da Altitude para a Atmosfera-Padrão USA (1962).

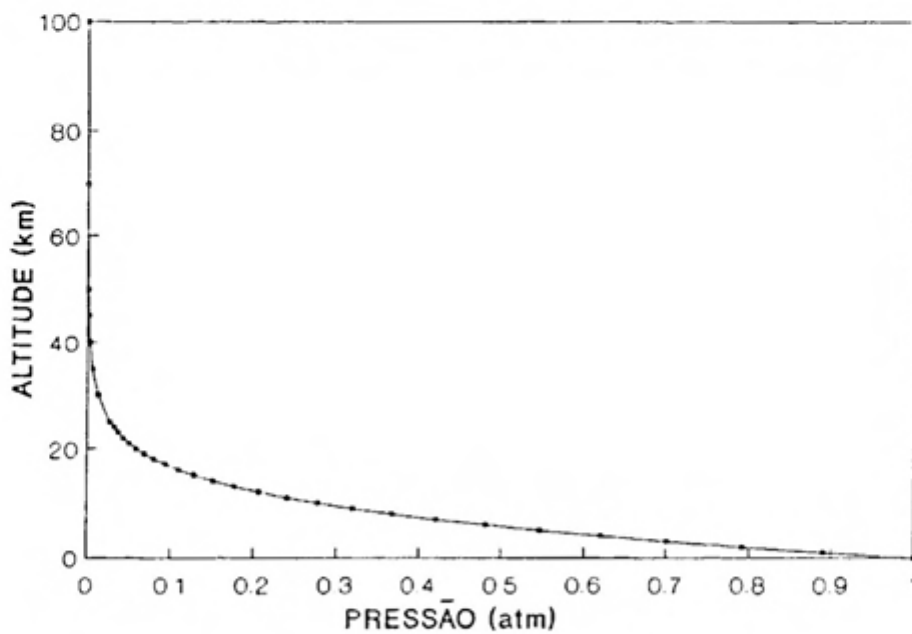


FIGURA 6 - Pressão Atmosférica em Função da Altitude para a Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

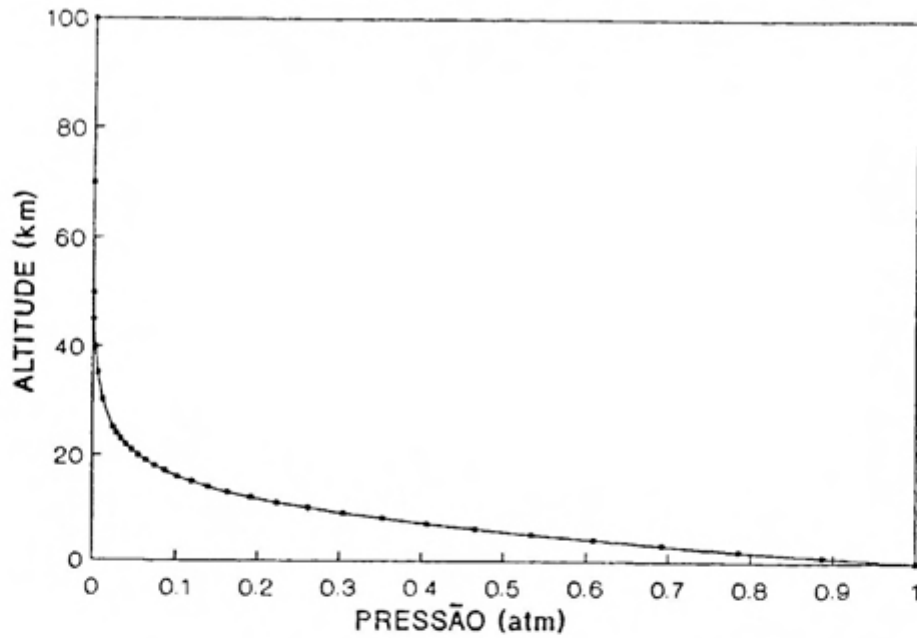
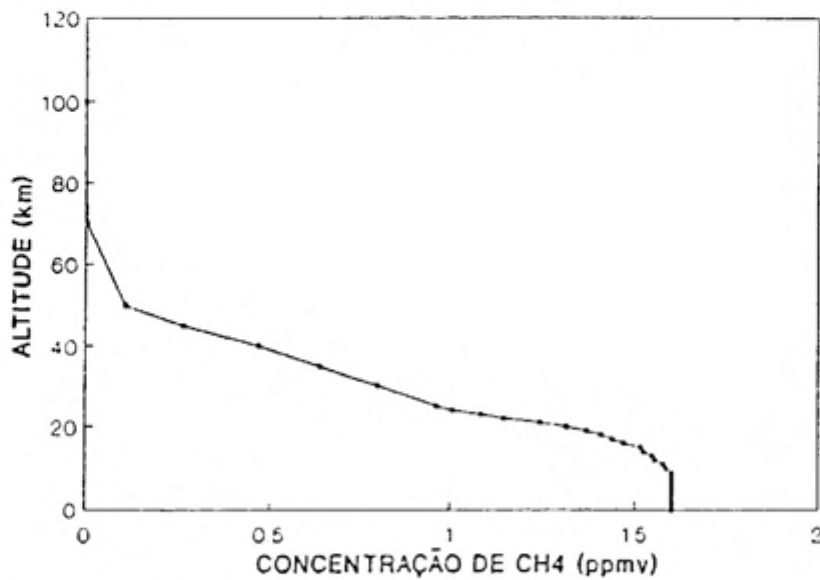
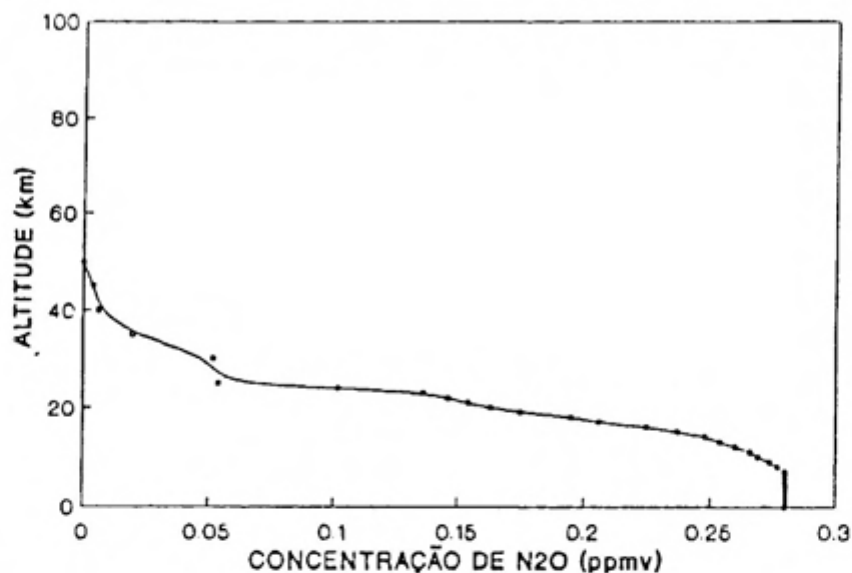


FIGURA 7 - Pressão Atmosférica em Função da Altitude para a Atmosfera-Padrão USA (1962).



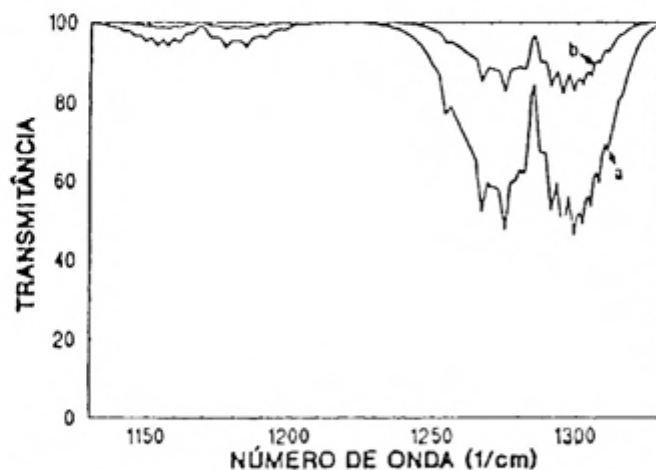
FONTE: KYLE, 1991, Modificado.

FIGURA 8 - Concentração de Metano, em ppmv, em Função da Altitude.



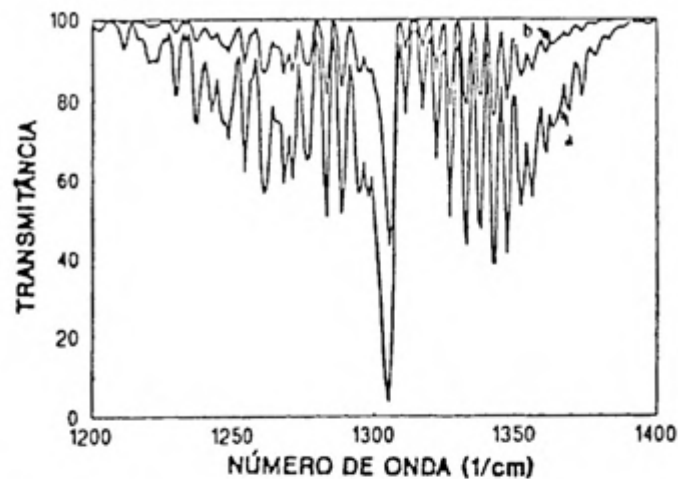
FONTE: KYLE, 1991, Modificado.

FIGURA 9 - Concentração de Óxido Nitroso, em ppmv, em Função da Altitude .



FONTE: KYLE, 1991.

FIGURA 10 - Transmitância Atmosférica para a Banda de 7,8 μm do Óxido Nitroso, do Topo da Atmosfera à Superfície (Curva a) e do Topo da Atmosfera à Altitude de 10 km (Curva b).



FONTE: KYLE, 1991.

FIGURA 11- Transmissância Atmosférica para a Banda de $7,7 \mu\text{m}$ do Metano, do Topo da Atmosfera à Superfície (Curva a) e do Topo da Atmosfera à Altitude de 10 km (Curva b).

3.2. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via LOWTRAN 6

As radiâncias espectrais no topo da atmosfera (considerado à altura de 100 km), para várias direções, foram inicialmente determinadas, utilizando-se o programa LOWTRAN 6. A seguir, as densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera, $F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}})$ foram calculadas por integrações angulares das radiâncias e admitindo-se a simetria azimutal para o campo de radiação, isto é:

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = 2\pi \cdot \int_0^{\pi/2} I_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}, \theta) \cdot \text{sen}\theta \cdot \text{cos}\theta \cdot d\theta \quad (2)$$

em que

$\Delta\nu$ = intervalo espectral (de 1.200 a 1.400 cm^{-1} para o CH_4 e N_2O e de 550 a 800 cm^{-1} para o CO_2);

z_{topo} = 100 km;

$I_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}, \theta)$ = radiância [$\text{W}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1})$] no intervalo $\Delta\nu$, no topo da atmosfera, na direção θ , para as bandas de ($\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$) e do CO_2 ; e

θ = direção.

A integração angular da equação (2) foi feita pelo método das quadraturas gaussianas, considerando-se, para efeito de análise da isotropia do campo de radiação, diferentes números (N) de quadraturas, sendo, de forma simplificada, representada por

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = 2 \cdot \pi \cdot \sum_{i=1}^N I_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}, \theta_i) \cdot \text{sen}\theta_i \cdot \text{cos}\theta_i \cdot w_i, \quad (3)$$

em que

N = número de quadraturas consideradas; e

w = pesos.

3.3. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via Equação da Transferência Radiativa (ETR)

3.3.1. ETR com a Aproximação do Fator de Difusividade

As radiâncias dirigidas para cima, $I_{\Delta\nu}^+(z, \theta)$, no intervalo de número de onda $\Delta\nu$, em um dado nível z, numa direção definida pelo ângulo θ , considerando isoladamente

cada constituinte atmosférico (CH_4 , N_2O e CO_2), foram calculadas, utilizando-se a ETR com a aproximação do fator de difusividade, cujo valor recomendado é de 1,66, conforme relatos de vários autores, como PALTRIDGE e PLATT (1976) e LIOU (1980), isto é:

$$I_{\Delta\nu}^+(z, \theta) = I_{\Delta\nu}^+(z_0, \theta) + \int_{z_0}^z A_{\Delta\nu}(z', z, \theta) \cdot \frac{dB_{\nu}[T(z')]}{dz'} \cdot dz', \quad (4)$$

em que

$I_{\Delta\nu}^+(z, \theta)$ = radiância [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1})$] no intervalo de número de onda $\Delta\nu$, ao nível z , na direção θ ;

$I_{\Delta\nu}^+(z_0, \theta)$ = radiância [$\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{cm}^{-1})$] no intervalo de número de onda $\Delta\nu$, ao nível do solo (z_0), na direção θ ;

$A_{\Delta\nu}(z', z, \theta)$ = absorptância atmosférica total associada à banda em questão, na camada entre os níveis z' e z , na direção θ , em cm^{-1} ;

$B_{\nu}[T(z')]$ = função de Planck à temperatura $T(z')$, para o número de onda central da banda, o qual assume os respectivos valores de 1.306, 1.285 e $667,4 \text{ cm}^{-1}$, para o CH_4 , N_2O e CO_2 ; e $\theta = 52,96^\circ$, correspondente ao fator de difusividade igual a 1,66.

No caso de bandas sobrepostas, como as de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 e de $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O , preferiu-se utilizar a ETR na forma de transmitâncias, isto é:

$$I_{\Delta\nu}^+(z, \theta) = I_{\Delta\nu}^+(z_0, \theta) \cdot \text{Tr}_{\text{tot}}(z_0, z, \theta) + \int_{z_0}^z B_{\nu}[\bar{T}(z')] \cdot \frac{d\text{Tr}_{\text{tot}}(z', z, \theta)}{dz'} dz', \quad (5)$$

em que

$\text{Tr}_{\text{tot}}(z', z, \theta)$ = transmitância atmosférica total, no intervalo $\Delta\nu$, do nível z' a z , obtida pelo produto das transmitâncias individuais Tr_{CH_4} e $\text{Tr}_{\text{N}_2\text{O}}$, propriedade multiplicativa das transmitâncias (GOODY, 1964), ou seja:

$$\text{Tr}_{\text{tot}} = \text{Tr}_{\text{CH}_4} \cdot \text{Tr}_{\text{N}_2\text{O}}; \quad (6)$$

As transmitâncias atmosféricas (Tr) associadas às bandas isoladas do CH_4 e do N_2O foram obtidas por meio da seguinte equação:

$$\text{Tr} = 1 - \frac{A_{\Delta\nu}(z', z, \theta)}{\Delta\nu}; \text{ e} \quad (7)$$

$\bar{B}_{\nu}[\bar{T}(z')]$ = função de Planck à temperatura média da camada, para os números de onda centrais das bandas do CH_4 (1306^{-1}cm^{-1}) e do N_2O (1285 cm^{-1}).

Em virtude da sobreposição das bandas de CH_4 e do N_2O , utilizou-se o modelo de Cess e Ramanathan para o cálculo das absorptâncias atmosféricas individuais associadas às bandas do CH_4 e do N_2O .

Para a aplicação desse modelo, fez-se o uso de dados dos perfis de temperatura, da pressão e das concentrações do CH_4 e do N_2O , conforme os modelos atmosféricos apresentados anteriormente. Como já mencionado, em tais modelos as concentrações de CH_4 e N_2O são constantes com a altura. Com o intuito de verificar a aplicabilidade desta consideração, realizaram-se também cálculos, com os quais foi possível a variação da concentração com a altura, usando os perfis apresentados por KYLE (1991).

De acordo com o modelo de Cess e Ramanathan, a absorptância atmosférica, associada a cada banda do CH_4 e do N_2O , assume a seguinte forma:

$$A(u, \beta) = 2 \cdot A_o \cdot \ln \left[1 + \frac{u}{[4 + u \cdot (1 + 1/\beta)]^{1/2}} \right], \quad (8)$$

sendo

u = parâmetro de espessura ótica (adimensional);

β = parâmetro de forma da banda (adimensional); e

A_o = largura efetiva da banda (cm^{-1}).

O parâmetro de espessura ótica, u , é dado pela equação

$$u = \frac{S \cdot w}{A_o} \quad (9)$$

em que

S = intensidade da banda ($\text{cm}^{-1} \cdot (\text{cm-CNTP})^{-1}$);

w = quantidade total do agente absorvedor (CH_4 ou N_2O) na camada atmosférica em questão, em cm-CNTP, obtida como a média aritmética entre as quantidades do agente absorvedor nos níveis inferior e superior da camada (Equação 36 - Apêndice A).

A intensidade da banda S, em $\text{cm}^{-1} \cdot (\text{cm-CNTP})^{-1}$, foi determinada, para o metano, como

$$S = 168 \cdot \left[\frac{300}{\bar{T}} \right], \quad (10)$$

em que

\bar{T} = temperatura média (K) da camada atmosférica em questão, que foi obtida tomando-se a média aritmética entre as temperaturas dos níveis inferior e superior da camada.

O coeficiente 168 da Equação 10, à semelhança de outros que aparecem em equações posteriores para a determinação dos parâmetros das bandas, foi obtido em laboratório, mediante experimentos conduzidos por diversos pesquisadores (Burch e Williams, 1962a, citados por DONNER e RAMANATHAN, 1980).

Para o óxido nitroso, utilizou-se $S = 218 \text{ cm}^{-1} \cdot (\text{cm-CNTP})^{-1}$, para o intervalo de 1.200 a 1.400 cm^{-1} (RAMANATHAN et alii, 1985a).

O parâmetro A_0 , em cm^{-1} , foi determinado como segue:

a) Para o Metano

$$A_o = 52. \left[\frac{\bar{T}}{300} \right]^{1/2} \quad (11)$$

b) Para o Óxido Nitroso

$$A_o = 20,4 \cdot \left[\frac{\bar{T}}{300} \right]^{1/2} \quad (12)$$

O parâmetro de forma, β , é calculado conforme segue:

$$\beta = \beta_o \cdot \left[\frac{\bar{P}}{P_o} \right], \quad (13)$$

em que

β_o = parâmetro de forma (de referência);

\bar{P} = pressão média da camada atmosférica em questão,
entre os níveis z_i e z_{i+1} ; e

P_o = pressão de referência (1 atm).

O parâmetro β_o foi calculado da seguinte maneira:

a) Para o Metano

$$\beta_o = 0,17 \cdot \left[\frac{300}{\bar{T}} \right]^{1/2}; \text{ e} \quad (14)$$

b) Para o Óxido Nitroso

$$\beta_o = 1,12 \cdot \left[\frac{300}{\bar{T}} \right]^{1/2} \quad (15)$$

A pressão média de cada camada foi calculada por meio da seguinte equação:

$$\bar{P} = P(z) = P(z_i) \cdot \exp[-k \cdot (z - z_i)], \quad (16)$$

sendo

$$k = \ln [P(z_i) / P(z_{i+1})] / (z_{i+1} - z_i). \quad (17)$$

KNEIZYS et alii (1983) mencionaram que a atmosfera pode ser modelada como um conjunto de conchas concêntricas esfericamente com limites nas altitudes z_i , $i = 1, n$ e que entre tais limites o perfil de temperatura pode ser considerado como linear, enquanto a pressão e a densidade apresentam perfis exponenciais. Neste trabalho, a pressão média da camada atmosférica entre 70 e 100 km foi obtida por interpolação linear.

A absorvância atmosférica total, associada à banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , foi obtida pelo modelo de Goody e Belton, como segue:

$$A(u, \beta) = 2 \cdot A_0 \cdot \ln \left[1 + \frac{u}{[4 + (u/\beta)]^{1/2}} \right]. \quad (18)$$

A largura efetiva da banda (A_0), o parâmetro de espessura ótica (u) e o parâmetro de forma da banda (β) foram determinados conforme recomendações de Edwards e Menard (1964), citados por KIEHL e RAMANATHAN (1983), como

$$A_0 = 22,18 \cdot \left[\frac{\bar{T}}{296} \right]^{1/2}, \quad (19)$$

$$u = \frac{S \cdot w}{A_0}, \quad (20)$$

e

$$\beta = \frac{4 \cdot \gamma}{d}, \quad (21)$$

em que

S = intensidade da banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , igual a $220 \text{ cm}^{-1} \cdot (\text{cm-CNTP})^{-1}$ (RAMANATHAN et alii, 1985a);

w = quantidade total do agente absorvedor (CO_2) na camada atmosférica em questão, em cm-CNTP , obtida como a média aritmética entre as quantidades do agente de absorção nos níveis inferior e superior da camada (Equação 36 - Apêndice A);

γ = largura média das linhas de absorção (cm^{-1}); e

d = espaçamento médio das linhas (cm^{-1}).

Os parâmetros γ e d foram determinados para a banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , segundo relatos de RAMANATHAN (1976), como segue:

$$\gamma(\bar{T}) = 0,067 \cdot \left[\frac{300}{\bar{T}} \right]^{2/3} \quad (22)$$

$$d = 4 \cdot B, \quad (23)$$

sendo B a constante rotacional do CO_2 ($B = 0,39 \text{ cm}^{-1}$).

De posse das radiâncias calculadas via ETR e com a aproximação do fator de difusividade, determinaram-se as densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera [$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}})$], considerando, separadamente, as bandas de CH_4 , N_2O e CO_2 , para cada modelo atmosférico, conforme a seguinte equação:

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = \pi \cdot B_{\Delta\nu}(T_s) + \int_{z_0}^z A_{\Delta\nu}(z', z, \theta) \cdot \frac{d\pi B_{\nu}[T(z')]}{dz'} \cdot dz' \quad (24)$$

ou, ainda,

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = \pi \cdot B_{\Delta\nu}(T_s) + \sum_{i=1}^{39} (\pi \cdot B_{\nu}[T(z)] - \pi \cdot B_{\nu}[T(z_0)]) \cdot A_{\Delta\nu}(z', z, \theta) \dots \dots \dots (25)$$

em que

$B_{\Delta\nu}(T_s)$ = função de Planck integrada no intervalo $\Delta\nu$,
à temperatura da superfície da Terra.

Considerando-se, agora, a sobreposição das bandas do CH_4 e do N_2O , as densidades de fluxo foram obtidas como segue:

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = \pi \cdot B_{\Delta\nu}(T_s) \cdot \text{Tr}_{\text{tot}}(z_0, z, \theta) + \int_{z_0}^z \pi \cdot B_{\nu}[\bar{T}(z')] \cdot \frac{d\text{Tr}_{\text{tot}}(z', z, \theta)}{dz'} \cdot dz' \quad (26)$$

ou

$$F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) = \pi \cdot B_{\Delta\nu}(\bar{T}_s) \cdot \text{Tr}_{\text{tot}}(z_0, z, \theta) +$$

$$+ \sum_{i=1}^{33} [\pi \cdot B_{\Delta\nu}(\bar{T}_i, z') \cdot (\text{Tr}_{\text{tot}}(z, z, \theta) - \text{Tr}_{\text{tot}}(z_0, z, \theta))] \dots\dots\dots(27)$$

3.3.2. ETR e Quadraturas Gaussianas

As radiâncias dirigidas para cima, $I_{\Delta\nu}^+(z, \theta)$, no intervalo de número de onda $\Delta\nu$, em um dado nível z , numa direção (θ) definida de acordo com o número de quadraturas usado, foram calculadas, considerando-se isoladamente cada constituinte (CH_4 , N_2O e CO_2) e utilizando a equação (4). No caso da sobreposição de bandas (CH_4 e N_2O), a equação utilizada foi a (5).

Posteriormente, as densidades de fluxo no topo da atmosfera foram obtidas por meio de integrações angulares das radiâncias e pelo método das quadraturas gaussianas, de acordo com a equação (3), e admitindo-se a simetria azimutal do campo de radiação.

3.4. Cálculo da Taxa de Aquecimento Radiativo

As contribuições das diferentes bandas para a taxa de

aquecimento radiativo do planeta, variando-se as concentrações do CH_4 , do N_2O e do CO_2 , foram obtidas por meio de um modelo do tipo Zero-Dimensional (RAMANATHAN et alii, 1985a), isto é:

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{\lambda}, \quad (28)$$

em que

ΔT = variação da temperatura da superfície terrestre (K);

ΔQ = variação radiativa (W.m^{-2}); e

λ = parâmetro de *feedback* climático ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$).

O termo ΔQ corresponde ao mecanismo radiativo forçante associado às variações nas concentrações dos gases de efeito estufa. Em se tratando de bandas no IV termal, ΔQ nada mais é do que a variação na quantidade de energia (radiação de ondas longas) que se perde para o espaço, isto é, $\Delta Q = \Delta F$, sendo ΔF a variação da radiação de ondas longas emitida pelo Sistema Terra-Atmosfera (W.m^{-2}).

As variações radiativas (ΔF) foram determinadas pela diferença das densidades de fluxo no topo da atmosfera (inicial menos final), considerando-se variações nas concentrações dos constituintes atmosféricos em estudo.

O parâmetro de *feedback* climático foi estimado pela equação

$$\lambda = 4 \cdot \sigma \cdot T^3, \quad (29)$$

em que

σ = constante de Stefan-Boltzmann, cujo valor é igual a $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; e

T = temperatura da superfície terrestre (K).

Para a temperatura efetiva do planeta igual a 255 K, tem-se

$$\lambda = 3,76 \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}.$$

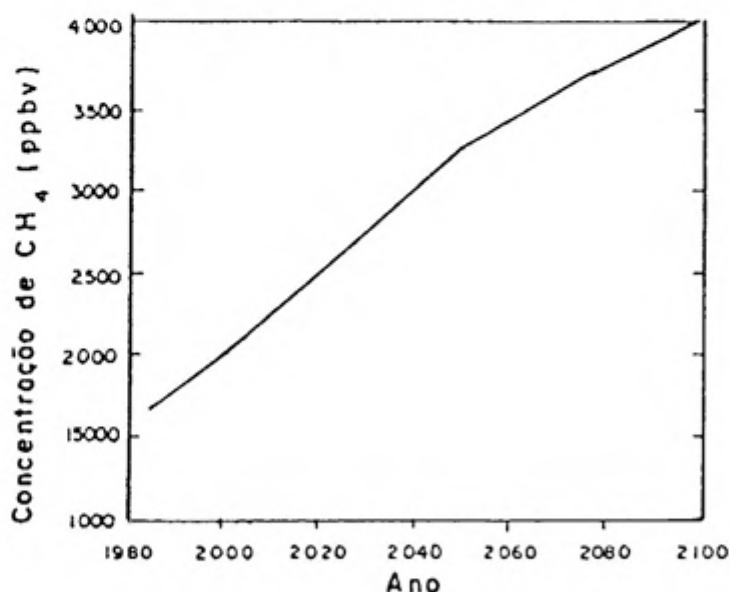
3.5. Tendências Futuras de ΔT

Conforme mencionado anteriormente, a projeção futura das concentrações dos gases de efeito estufa envolve um conhecimento quantitativo da relação entre as emissões destes gases e as concentrações troposféricas, uma vez que essa projeção requer uma descrição tridimensional da dinâmica atmosférica, da química atmosférica, das fontes e dos sumidouros.

Esse complexo problema foi tratado de forma simplificada no IPCC (1990), onde se consideraram vários cenários futuros, envolvendo as emissões de CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC's, CO e NO_x até o ano 2100. Tais cenários foram classificados em Cenários A, B, C e D, de acordo com, por exemplo, o crescimento da economia e da população mundial. No Cenário A, a principal fonte de energia continua sendo o petróleo; a eficiência de conversão energética ainda é modesta; o desmatamento continua de forma intensa, assim como as emissões de metano e óxido nitroso; etc. No Cenário B, a fonte básica de energia são os combustíveis com baixo teor de carbono e o desmatamento é revertido. A energia

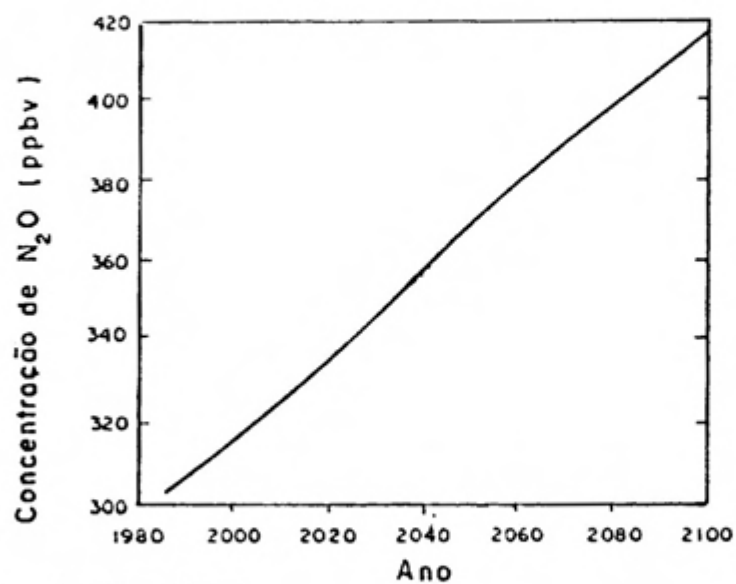
nuclear entra no Cenário C, a partir da segunda metade do século XXI, e as emissões de CFC's são extintas. No Cenário D, o uso de fontes renováveis de energia e energia nuclear reduz as emissões de CO_2 na atmosfera, de forma que em meados do século XXI sua concentração deverá atingir a metade daquela de 1985.

No presente trabalho, para efeito de estimativa de tendências climáticas futuras, optou-se pelo Cenário A, cujas concentrações do CO_2 , CH_4 e N_2O são apresentadas nas Figuras 12, 13 e 14. Considerando as variações nas concentrações do CH_4 , N_2O e CO_2 apresentadas nessas figuras, para o período de 1990 a 2100 calcularam-se as variações radiativas e o aquecimento adicional da superfície terrestre, para os Modelos Atmosféricos 1 e 2.



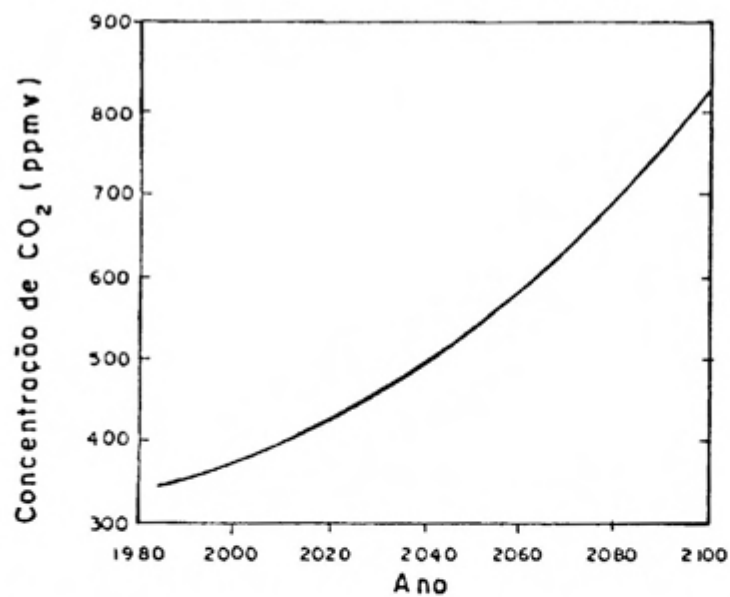
FONTE: IPCC, 1990.

FIGURA 12 - Projeção Futura da Concentração do Metano.



FONTE: IPCC, 1990.

FIGURA 13 - Projeção Futura da Concentração do Óxido Nitroso.



FONTE: IPCC, 1990.

FIGURA 14 - Projeção Futura da Concentração do Dióxido de Carbono.

As variações radiativas foram calculadas como

$$\Delta F_{\text{ano}} = \left[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) \right]_{(1990)} - \left[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) \right]_{(\text{ano})}, \quad (30)$$

sendo

$\left[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) \right]_{(1990)}$ = densidade de fluxo de radiação no topo da atmosfera, no ano de 1990; e

$\left[F_{\Delta\nu}^+(z_{\text{topo}}) \right]_{(\text{ano})}$ = densidade de fluxo de radiação no topo da atmosfera, no ano de interesse.

As variações relativas de temperatura foram obtidas pela equação

$$\Delta T = T_{(\text{ano})} - T_{(1990)} \quad (31)$$

em que

$T_{(\text{ano})}$ = temperatura da superfície terrestre no ano desejado (K); e

$T_{(1990)}$ = temperatura da superfície terrestre no ano de 1990 (K).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação no Topo da Atmosfera Via LOWTRAN 6

Determinaram-se as radiâncias atmosféricas no topo da atmosfera, para a banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da mistura ($\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$) e para a banda de 550 a 800 cm^{-1} μm do CO_2 , para os Modelos Atmosféricos 1 e 2, usando diretamente o programa computacional LOWTRAN 6. Foram consideradas, para efeito de análise da isotropia do campo de radiação, duas e oito direções (Quadro 7).

Como resultado, as densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera, obtidas por integração gaussiana para duas e oito quadraturas, para os gases e bandas em estudo, são apresentadas no Quadro 8, para os Modelos Atmosféricos 1 e 2. Observa-se, nesse quadro, que o erro máximo, quando se usam duas em vez de oito quadraturas, é da ordem de 1,4%, o que indica existir alto grau de isotropia do campo de radiação para essa condição.

.QUADRO 7 - Pesos, Abscissas e Ângulos Utilizados para a Integração Gaussiana (ABRAMOWITZ e STEGUN, 1972)

Quadraturas (n)	Abscissas (μ_i)	Ângulos (θ)	Pesos (w_i)
2	0,2113248654	77,80°	0,5000000000
	0,7886751346	37,94°	0,5000000000
8	0,0198550718	88,86°	0,0506142681
	0,1016667613	84,16°	0,1111905172
	0,2372337950	72,28°	0,1568533229
	0,4082826788	65,90°	0,1813418917
	0,5917173212	53,72°	0,1813418917
	0,7627662050	40,29°	0,1568533229
	0,8983332387	26,06°	0,1111905172
	0,9801449282	11,44°	0,0506142681

Para analisar o possível efeito da duplicação das concentrações dos gases em estudo sobre a retenção de energia no planeta, determinaram-se, novamente, os fluxos via LOWTRAN 6, com oito quadraturas, os quais são apresentados no Quadro 9. Nesse quadro, observa-se que a duplicação da concentração da mistura ($\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$) está relacionada com uma retenção de cerca de $1,7 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto a duplicação do CO_2 se relaciona com uma retenção de aproximadamente $2,7 \text{ W.m}^{-2}$, isto é, 1,6 vez maior.

Vale ressaltar que, pela forma como o programa LOWTRAN 6 foi desenvolvido, não se pode ter o efeito isolado das bandas do CH_4 e N_2O sobre a intensificação do efeito estufa.

QUADRO 8 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para Duas e Oito Direções, pelo Método das Quadraturas Gaussianas Cujas Radiâncias Foram Obtidas Via LOWTRAN 6, para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da Mistura ($CH_4 + N_2O$) e para a Banda de 550 a 800 cm^{-1} do CO_2

Modelo	Gases	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)	
		Quadraturas	
		2	8
1*	($CH_4 + N_2O$)	21,81	21,88
	(CO_2)	64,77	63,87
2**	($CH_4 + N_2O$)	18,95	19,02
	(CO_2)	59,69	58,91

* Atmosfera de latitudes médias (verão)

** Atmosfera-Padrão USA (1962)

4.2. Cálculo das Densidades de Fluxo de Radiação Via ETR

4.2.1. Efeito Individual das Bandas do CH₄ e do N₂O sobre a Retenção de Energia no Planeta

Para obter o efeito individual das bandas do CH₄ e N₂O sobre a intensificação do efeito estufa, o que não é possível via LOWTRAN 6, desenvolveu-se, neste trabalho, um modelo radiativo com base nos cálculos de absorvância de Cess e Ramanathan (Apêndice B).

Com o propósito de validar o modelo ora desenvolvido, os resultados obtidos foram comparados com os de outros modelos (RAMANATHAN et alii, 1985a), incluindo-se um do tipo "Line By Line" (LBL), como pode ser visto no Quadro 10. Quando comparado com o modelo de referência LBL, o presente modelo apresentou um desvio de $0,25 \text{ W.m}^{-2}$, valor esse compatível com os desvios apresentados pelos clássicos modelos de Goody e de Malkmus, de faixas espectrais estreitas.

Com o uso do referido modelo radiativo, calcularam-se, então, as densidades de fluxo no topo da atmosfera separadamente, para o CH₄ e o N₂O, as quais são apresentadas nos Quadros 11 e 12. Nesses quadros, CV significa "concentração variável com a altura"; CC, "concentração constante" (1,60 ppmv para o CH₄ e 0,28 ppmv para o N₂O); FD, "cálculo da densidade de fluxo, usando-se o fator de difusividade"; e 3Q, "cálculo da densidade de fluxo com três quadraturas".

QUADRO 9 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) e Variações Radiativas (ΔF) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para Oito Direções, pelo Método das Quadraturas Gaussianas, Cujas Radiâncias Foram Obtidas Via LOWTRAN 6, para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da Mistura ($CH_4 + N_2O$) e para a Banda de 550 a 800 cm^{-1} do CO_2 , Considerando-se as Concentrações dos Gases Iguais ao seu Valor, à Superfície, e Duplicadas, para os Modelos Atmosféricos 1 e 2

Gases	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)	
	Modelo 1	Modelo 2
$(CH_4 + N_2O)$	21,88	19,02
$2 \times (CH_4 + N_2O)$	20,11	17,38
$\Delta F (W.m^{-2})$	1,77	1,64
CO_2	63,87	58,91
$2 \times CO_2$	61,19	56,26
$\Delta F (W.m^{-2})$	2,68	2,65

Valores iniciais: $[CH_4] = 1,60$ ppmv, $[N_2O] = 0,28$ ppmv, e
 $[CO_2] = 330$ ppmv.

QUADRO 10 - Variação Radiativa, Considerando-se a Duplicação da Concentração do CH_4 de 1,75 para 3,50 ppmv, com o Uso de Diferentes Modelos

Modelo	ΔF^* (W.m^{-2})	Desvio (W.m^{-2})
"Line by line"	1,78	-
Goody	2,05	+0,27
Malkmus	1,99	+0,21
Presente modelo	2,03	+0,25

*Atmosfera de latitudes médias/verão (McCLATCHEY et alii, 1971), com o topo da atmosfera a 25 km.

Pelos resultados apresentados nos Quadros 11 e 12, pode-se concluir que a utilização de perfis variáveis para as concentrações do CH_4 e N_2O é irrelevante, visto que os desvios nos fluxos, com CV e CC, são da ordem de apenas 0,5% para o N_2O e de 0,8% para o CH_4 , tanto para os cálculos usando a aproximação do fator de difusividade quanto para os cálculos com três quadraturas.

Optou-se pelo uso de três quadraturas, uma vez que ALVES (1987) mencionou ser este um número suficiente no IV termal, acrescido do fato de terem sido observadas pequenas diferenças nos fluxos quando se utilizou de duas e oito quadraturas, nos cálculos para o LOWTRAN apresentados anteriormente.

QUADRO 11 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} do N_2O , com Concentração de 0,28 ppmv (à Superfície) e Duplicação, para Perfis Verticais com Concentração Constante (CC) e Variável (CV), Considerando-se a Aproximação do Fator de Difusividade (FD), bem como Três Quadraturas Gaussianas (3Q), para os Modelos Atmosféricos 1 e 2

Modelo	Gás	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)			
		CV, FD	CV, 3Q	CC, FD	CC, 3Q
1	(N_2O)	25,98	25,95	25,86,	25,83
	$2x(N_2O)$	24,89	24,87	24,76	24,74
	$\Delta F (W.m^{-2})$	1,09	1,08	1,10	1,09
2	(N_2O)	22,63	22,60	22,53	22,51
	$2x(N_2O)$	21,65	21,63	21,54	21,53
	$\Delta F (W.m^{-2})$	0,98	0,97	0,99	0,98

QUADRO 12 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} do CH_4 , com Concentração de 1,6 ppmv (à Superfície)⁴ e Duplicação, para Perfis Verticais de Concentração Constante (CC) e Variável (CV), Considerando-se a Aproximação do Fator de Difusividade (FD), bem como Três Quadraturas Gaussianas (3Q), para os Modelos Atmosféricos 1 e 2

Modelo	Gás	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)			
		CV, FD	CV, 3Q	CC, FD	CC, 3Q
1	(CH_4)	22,49	22,41	22,34	22,26
	$2x(CH_4)$	20,54	20,46	20,36	20,28
	$\Delta F (W.m^{-2})$	1,95	1,95	1,98	1,98
2	(CH_4)	19,33	19,26	19,21	19,14
	$2x(CH_4)$	17,55	17,48	17,41	17,34
	$\Delta F (W.m^{-2})$	1,78	1,78	1,80	1,80

Com relação às variações radiativas, ΔF , apresentadas nos Quadros 11 e 12, observou-se que a duplicação na concentração do N_2O implica retenção de cerca de 1 W.m^{-2} , enquanto, duplicando o CH_4 , a retenção seria de aproximadamente 2 W.m^{-2} .

É importante ressaltar que os resultados para o N_2O (Quadro 11) foram obtidos sem considerar a presença do CH_4 e vice-versa (Quadro 12). Esse efeito, o da sobreposição das bandas, é discutido nos tópicos subseqüentes.

4.2.2. Efeito da Sobreposição das Bandas do CH_4 e do N_2O sobre a Retenção de Energia no Planeta

Comparando os Quadros 11 e 13, observa-se, como era esperado, redução nas densidades de fluxo de radiação no topo da atmosfera, quando, além do N_2O , o CH_4 também está presente. Raciocínio análogo aplica-se à comparação dos Quadros 12 e 14.

Com relação ao aquecimento do planeta, a duplicação na concentração do N_2O , na presença do metano, proporcionou retenções de cerca de $0,8 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 1) e $0,7 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 2), enquanto, duplicando o CH_4 na presença do N_2O , obtiveram-se retenções de $1,7 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 1) e $1,6 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 2).

Esses resultados, quando comparados com os dos Quadros 11 e 12, mostram claramente a "competição" entre as bandas do CH_4 e do N_2O , uma vez que o intervalo de frequências dessas bandas é praticamente o mesmo.

4.2.3. Efeito da Banda de 15 μm do CO_2 sobre a Retenção de Energia no Planeta

Da mesma forma como se utilizou do método de Cess e Ramanathan para o cálculo da absorptância atmosférica associada às bandas do CH_4 e N_2O , quando se considerou, neste trabalho, a banda de 15 μm do CO_2 , no presente modelo foi usado o método de Goody e Belton para a obtenção das absorptâncias atmosféricas.

Com o intuito de analisar o comportamento do presente modelo, aplicado ao CO_2 , várias comparações são feitas com os resultados de outros modelos (KIEHL e RAMANATHAN, 1983), as quais estão apresentadas no Quadro 15.

Nesse quadro, verifica-se uma retenção de 5,46 W.m^{-2} de energia no planeta, associada à duplicação na concentração do CO_2 de 320 para 640 ppmv, obtida pelo presente modelo. Este valor difere em cerca de 1 W.m^{-2} daqueles obtidos pelos modelos de Goody, Malkmus e Goody e Belton, o que é bastante razoável, uma vez que entre os modelos de faixas espectrais estreitas ocorrem divergências maiores que 2 W.m^{-2} (LUTHER e FOUQUART, 1984).

4.3. Contribuição Relativa dos Gases de Efeito Estufa (CH_4 , N_2O e CO_2) para a Retenção de Energia no Planeta

Efetuuou-se uma comparação entre as variações radiativas associadas à duplicação nas concentrações do CH_4 e do N_2O com relação à do CO_2 , como pode ser visto no Quadro 16.

QUADRO 13 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) e Variações Radiativas (ΔF) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da Mistura ($CH_4 + N_2O$), Duplicando-se a Concentração do N_2O , Enquanto o CH_4 Permaneceu Constante, para Perfis Verticais com Concentração Constante (CC) e Variável (CV), Considerando-se a Aproximação do Fator de Difusividade (FD), bem como Três Quadraturas Gaussianas (3Q), para os Modelos Atmosféricos 1 e 2

Modelo	Gases	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)			
		CV, FD	CV, 3Q	CC, FD	CC, 3Q
1	($N_2O + CH_4$)	20,53	20,48	20,29	20,25
	($2 \times N_2O + CH_4$)	19,76	19,72	19,52	19,49
	ΔF ($W.m^{-2}$)	0,77	0,76	0,77	0,76
2	($N_2O + CH_4$)	17,56	17,52	17,38	17,34
	($2 \times N_2O + CH_4$)	16,88	16,86	16,69	16,68
	ΔF ($W.m^{-2}$)	0,69	0,66	0,69	0,66

Valores iniciais: [CH_4] = 1,60 ppmv e [N_2O] = 0,28 ppmv.

QUADRO 14 - Densidades de Fluxo de Radiação ($W.m^{-2}$) e Variações Radiativas (ΔF) no Topo da Atmosfera (100 km), Calculadas para a Banda de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da Mistura ($CH_4 + N_2O$), Duplicando-se a Concentração do CH_4 , Enquanto o N_2O Permanece Constante, para Perfis Verticais com Concentração Constante (CC) e Variável (CV), Considerando-se a Aproximação do Fator de Difusividade (FD), bem como Três Quadraturas Gaussianas (3Q), para os Modelos Atmosféricos 1 e 2

Modelo	Gases	Densidades de Fluxo ($W.m^{-2}$)			
		CV, FD	CV, 3Q	CC, FD	CC, 3Q
1	($CH_4 + N_2O$)	20,53	20,48	20,29	20,25
	($2 \times CH_4 + N_2O$)	18,79	18,75	18,54	18,51
	ΔF ($W.m^{-2}$)	1,74	1,73	1,75	1,74
2	($CH_4 + N_2O$)	17,56	17,52	17,38	17,34
	($2 \times CH_4 + N_2O$)	15,98	15,95	15,79	15,76
	ΔF ($W.m^{-2}$)	1,58	1,57	1,59	1,57

Valores iniciais: [CH_4] = 1,60 ppmv e [N_2O] = 0,28 ppmv.

QUADRO 15 - Variação Radiativa*, Considerando-se a Duplicação da Concentração do CO₂ de 320 para 640 ppmv, com o Uso de Diferentes Modelos

Modelo	ΔF (W.m ⁻²)	Desvio (W.m ⁻²)
Presente modelo (banda larga)	5,46	-
Goody (banda estreita)	4,20	+1,26
Malkmus (banda estreita)	4,22	+1,24
Goody e Belton (banda larga)	4,62	+0,84

*Atmosfera de latitudes médias/verão (McCLATCHEY et alii, 1971), com o topo da atmosfera a 25 km.

Para o Modelo 1, utilizando-se a aproximação do fator de difusividade nos cálculos das densidades de fluxo (1^o caso), as variações radiativas determinadas para o CH₄ e o N₂O foram, respectivamente, de 39,50 e 17,38% daquela referente ao CO₂. Usando-se três quadraturas para a obtenção das densidades de fluxo (2^o caso), as variações radiativas para o CH₄ e o N₂O corresponderam a 40,18 e 17,55%, respectivamente, com relação ao CO₂. O Modelo 2, no primeiro caso, apresentou variações radiativas correspondentes a 39,55% para o CH₄ e 17,16% para o N₂O, quando relacionadas à variação de 4,02 W.m⁻² (CO₂), enquanto no segundo caso os valores de 39,95 e 16,79% corresponderam às variações radiativas do CH₄ e do N₂O, com relação ao $\Delta F(\text{CO}_2) = 3,93 \text{ W.m}^{-2}$.

QUADRO 16 - Variações Radiativas (ΔF) Resultantes da Duplicação das Concentrações do CH_4 , N_2O e CO_2 , Obtidas para os Modelos Atmosféricos 1² e 2, com Perfis Verticais do Tipo CC

Gases	ΔF (W.m^{-2})			
	Modelo 1		Modelo 2	
	FD	3Q	FD	3Q
$2 \times \text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O} + \text{CO}_2$	1,75	1,74	1,59	1,57
$2 \times \text{N}_2\text{O} + \text{CH}_4 + \text{CO}_2$	0,77	0,76	0,69	0,66
$2 \times \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$	4,43	4,33	4,02	3,93

Valores iniciais: $[\text{CH}_4] = 1,60$ ppmv; $[\text{N}_2\text{O}] = 0,28$ ppmv; e
 $[\text{CO}_2] = 330$ ppmv.

Como se observa no Quadro 17, os resultados do presente modelo foram compatíveis com aqueles apresentados no IPCC (1990) e por HANSEN et alii (1988), no que diz respeito ao efeito dos aumentos das concentrações dos gases de efeito estufa sobre ΔF , no período de 1980 a 1990. De acordo com esses resultados, pode-se concluir que o CH_4 e o N_2O são, como o CO_2 , gases traços radiativamente importantes, especialmente o CH_4 , devendo também ser considerados nos estudos de mudanças climáticas.

QUADRO 17 - Estimativas dos Efeitos dos Aumentos* nas Concentrações dos Gases de Efeito Estufa sobre a Retenção de Energia no Planeta, no Período de 1980 a 1990, de Acordo com Diferentes Modelos

Gas	IPCC	Hansen et alii	Presente Modelo
CO ₂	55%	50%	51%
CH ₄	15%	18%	22%
N ₂ O	6%	6%	3%
CFC-11 e CFC-12	17%	14%	-
O ₃ (superfície)	-	12%	-
Outros CFC's	7%	-	-

* CO₂ - de 337 a 354 ppmv; CH₄ - de 1,57 a 1,72 ppmv; e N₂O - de 0,303 a 0,310 ppmv.

A contribuição relativa percentual do metano, óxido nitroso e dióxido de carbono para a intensificação do efeito estufa (em termos de ΔF) é ilustrada na Figura 15, onde estão incluídos também os CFC's (valores extraídos de WATSON et alii, 1990). Vale observar que as contribuições dos diferentes gases, para a intensificação do efeito estufa, se referem ao período de 1980 a 1990, quando, segundo WATSON et alii (1990), os gases sofreram as seguintes variações: CH₄ - de 1,57 a 1,72 ppmv; N₂O - de 0,303 a 0,310 ppmv; e CO₂ - de 337 a 354 ppmv. Nesse período, os cálculos indicaram o CO₂ como responsável por 51% da intensificação do efeito estufa, enquanto CH₄, N₂O e CFC's contribuíram com 22, 3 e 24%, respectivamente.

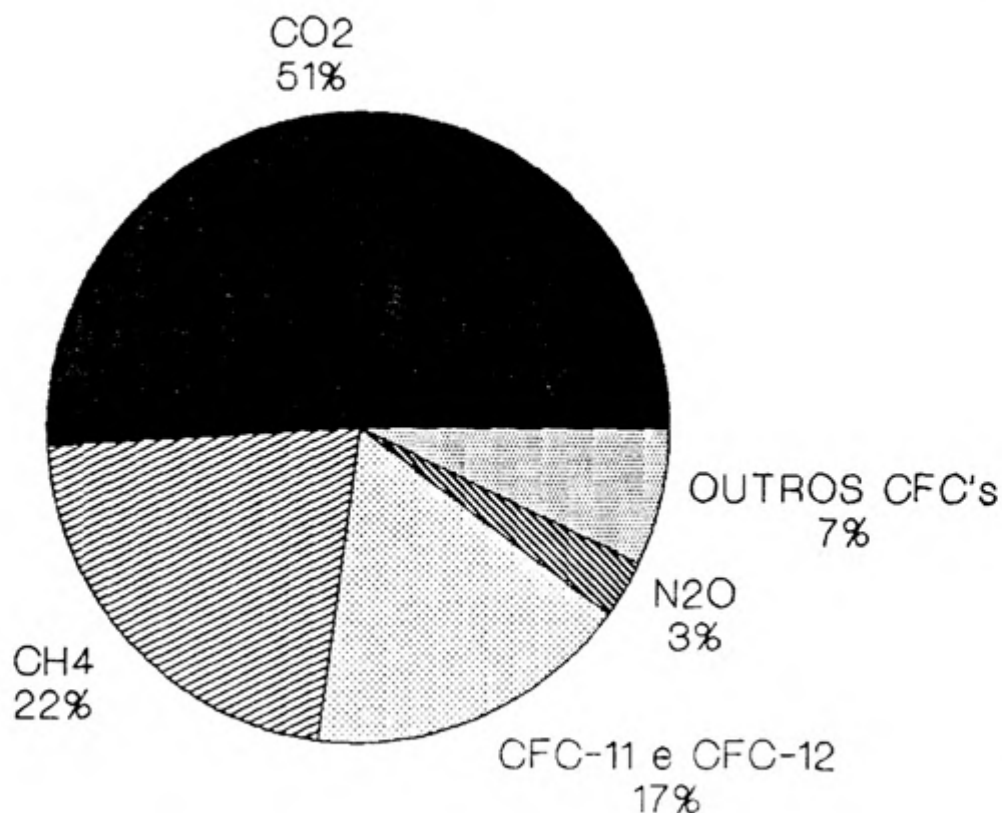


FIGURA 15 - Contribuição Relativa Percentual (em Termos de ΔF) de CH_4 , N_2O , CO_2 e CFC's para a Intensificação do Efeito Estufa.

4.4. Variação da Temperatura do Planeta, Considerando-se Duplicações nas Concentrações dos Gases CH_4 , N_2O e CO_2

Para fins de estudos climáticos, considerando-se o topo da atmosfera a 11 km (limite superior da troposfera), como sugerem vários autores, bem como a atmosfera-padrão USA (1962), as variações radiativas (ΔF) resultantes da duplicação do CH_4 , N_2O e CO_2 foram, respectivamente, de 1,79, 0,97 e 3,82 $W.m^{-2}$, lembrando que as densidades de fluxo foram determinadas por intermédio da ETR, com a

aproximação do fator de difusividade. Quando o topo foi considerado a 100 km de altura, onde as concentrações desses gases praticamente se reduzem a zero, encontraram-se $\Delta F(\text{CH}_4) = 1,80 \text{ W.m}^{-2}$, $\Delta F(\text{N}_2\text{O}) = 0,99 \text{ W.m}^{-2}$ e $\Delta F(\text{CO}_2) = 4,02 \text{ W.m}^{-2}$. Nesse caso, as concentrações permaneceram constantes com a altitude e as densidades de fluxo foram calculadas pela ETR, com a aproximação do fator de difusividade (1,66). Assim, comparando os valores de ΔF acima, verificou-se que diferiram muito pouco entre si, em decorrência de os gases absorvedores apresentarem maiores espessuras óticas na troposfera (Apêndice C).

De acordo com os dados do Quadro 18, verifica-se que o CH_4 e o N_2O são gases radiativamente importantes, tal como o CO_2 , para a intensificação do efeito estufa, uma vez que, com as concentrações duplicadas, eles são capazes de intensificar o aquecimento do planeta numa proporção correspondente a 57% do aquecimento associado à duplicação do CO_2 .

4.5. Tendências Futuras de ΔT

Se continuarem no ritmo atual os aumentos nas concentrações dos gases de efeito estufa (CH_4 , N_2O e CO_2), conforme se observa no Cenário A ilustrado nas Figuras 12, 13 e 14, no ano 2100 o planeta teria aquecido aproximadamente 2,09 K, sendo 1,44 K associado ao CO_2 , 0,57 K ao CH_4 e 0,08 K ao N_2O , considerando-se a atmosfera de latitudes médias, como pode ser visto na Figura 16. Esse

aquecimento global corresponderia a uma retenção adicional, no IV termal, de $7,86 \text{ W.m}^{-2}$. Entretanto, para a atmosfera-padrão USA (1962), as contribuições seriam de $1,31 \text{ K}$ (CO_2), $0,57 \text{ K}$ (CH_4) e $0,07 \text{ K}$ (N_2O), totalizando-se um aquecimento de $1,95 \text{ K}$, correspondente à variação radiativa de $7,33 \text{ W.m}^{-2}$ (Figura 17).

QUADRO 18 - Variação da Temperatura do Planeta (ΔT) Causada pela Duplicação das Concentrações do CH_4 , N_2O e CO_2

Gases	Concentração inicial (ppmv)	ΔT (K)			
		Modelo 1		Modelo 2	
		CC, FD	CC, 3Q	CC, FD	CC, 3Q
CH_4	1,60	0,47	0,46	0,42	0,42
N_2O	0,28	0,20	0,20	0,18	0,18
CO_2	330	1,18	1,15	1,07	1,05

Outro ponto que se pode observar nas Figuras 16 e 17, em comparação com os resultados apresentados na Figura 15, é com relação à evolução da contribuição relativa dos diferentes gases para a intensificação do efeito estufa. Tomando como exemplo a Figura 16, observa-se que, ao ser

considerada apenas a variação da concentração do CH_4 , no ano 2100 a variação radiativa seria de $2,15 \text{ W.m}^{-2}$, correspondendo a 39,7% daquela associada ao CO_2 , enquanto para o N_2O a variação radiativa seria de $0,29 \text{ W.m}^{-2}$, correspondendo a 5,4% com relação à do CO_2 . Tal resultado indica que, a continuar no ritmo atual o aumento nas concentrações dos gases minoritários CH_4 , N_2O e CO_2 , a tendência é aumentar a importância relativa deste último sobre os demais gases para o aquecimento global do planeta.

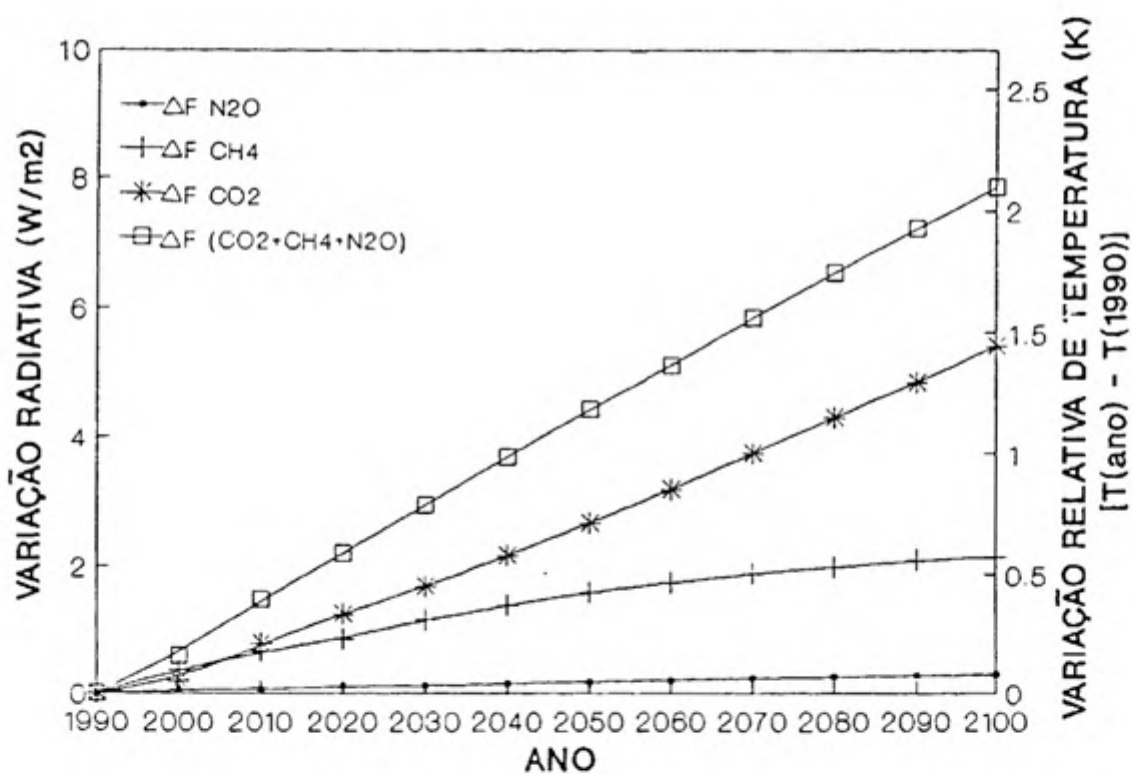


FIGURA 16 - Variação Radiativa (W.m^{-2}) e Variação da Temperatura do Planeta em Relação à do Ano de 1990, Estimadas, Considerando-se as Alterações nas Concentrações do CH_4 , N_2O e CO_2 no Mesmo Ritmo Atual (IPCC, 1990), no Período de 1990 a 2100, para a Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

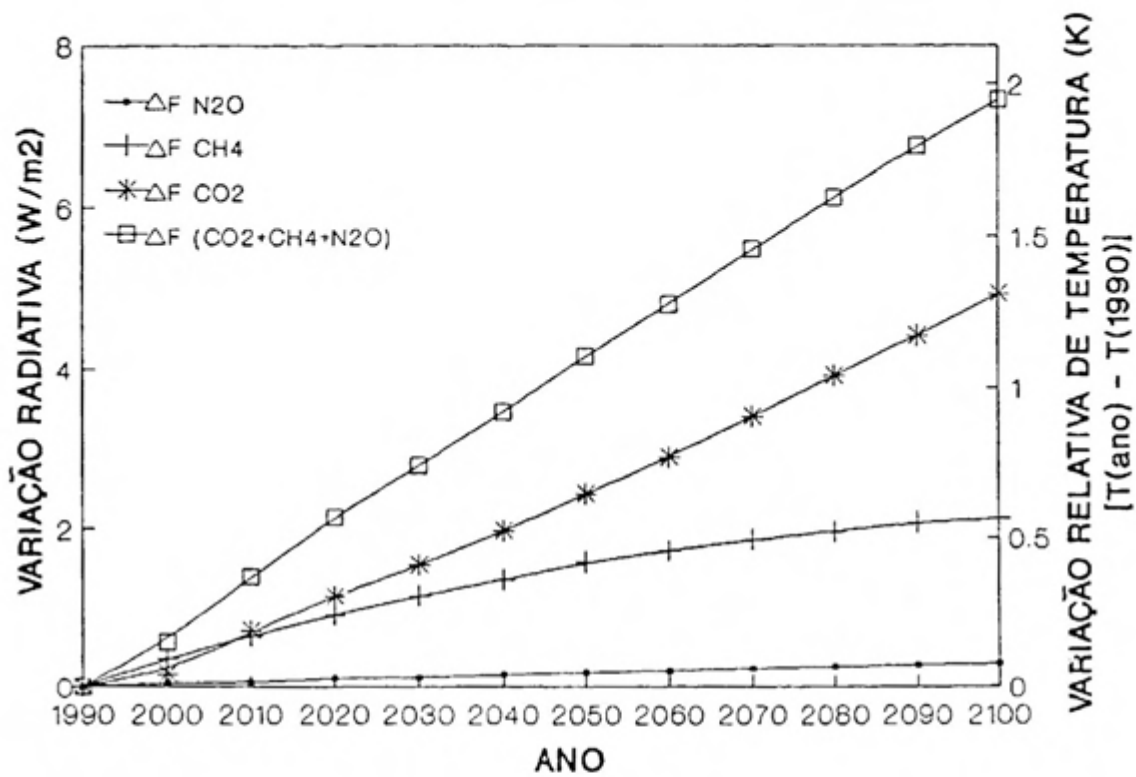


FIGURA 17 - Variação Radiativa ($W \cdot m^{-2}$) e Variação da Temperatura do Planeta em Relação à do Ano de 1990, Estimadas, Considerando-se as Alterações nas Concentrações do CH₄, N₂O e CO₂ no Mesmo Ritmo Atual (IPCC, 1990), no 2º Período de 1990 a 2100, para a Atmosfera-Padrão USA (1962).

5. RESUMO E CONCLUSÕES

Neste século, o homem vem promovendo transformações globais relacionadas com a química das águas e da atmosfera. Uma das conseqüências dessa mudança química são as variações das concentrações de alguns gases de efeito estufa, como CO_2 , N_2O , CH_4 e CFC's, que, modificando o balanço de energia do Sistema Terra-Atmosfera, poderão alterar o clima do planeta, provocando a intensificação do efeito estufa.

Até cerca de duas décadas atrás, os estudos sobre o efeito estufa levavam em conta tão somente o CO_2 , o gás de efeito estufa até então conhecido. A concentração deste constituinte em 1990 foi de 354 ppmv, sendo 25% maior do que aquela correspondente ao período pré-industrial (1700 a 1800), resultando numa taxa de aumento em torno de 0,5% ao ano devido às emissões antropogênicas.

O óxido nitroso, por sua vez, tem aumentado sua concentração em cerca de 0,25% ao ano, sendo agora 8% maior do que na era pré-industrial, em virtude das causas antropogênicas e naturais.

O metano é outro gás de efeito estufa que vem merecendo grande atenção, em virtude do incremento de sua concentração, associado às fontes antropogênicas e naturais. A atual concentração de CH_4 na atmosfera é de 1,72 ppmv, sendo mais que o dobro do valor no período pré-industrial, cerca de 0,8 ppmv. A taxa de aumento do CH_4 é de aproximadamente 0,9% ao ano.

Os efeitos do CO_2 sobre o clima do planeta, como mencionado anteriormente, têm recebido especial atenção. Entretanto, os efeitos climáticos de pequenos e constantes aumentos de CH_4 e N_2O podem ser substanciais, porque o metano e o óxido nitroso, molécula por molécula, são 20 e 200 vezes, respectivamente, mais efetivos que o CO_2 para a elevação da temperatura do planeta.

Diante disso, o presente trabalho objetivou determinar o impacto dos aumentos nas concentrações dos gases minoritários CO_2 , CH_4 e N_2O sobre a variação da temperatura na superfície terrestre.

Neste estudo, utilizaram-se dois modelos atmosféricos padrões, correspondentes ao de latitudes médias (verão) e ao de atmosfera-padrão USA (1962).

Com o uso do programa computacional LOWTRAN 6, as radiâncias no topo da atmosfera foram calculadas nas bandas de 7,7 μm do CH_4 , 7,8 μm do N_2O e 15 μm do CO_2 , determinando-se, pelo método das quadraturas gaussianas, as densidades de fluxo no topo da atmosfera.

Em virtude da sobreposição das bandas de CH_4 e N_2O , empregou-se o modelo de Cess e Ramanathan para o cálculo da

absortância total da banda de CH_4 , de modo a isolar o efeito do N_2O . Para o cálculo da absortância total da banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , utilizou-se o modelo de Goody e Belton.

Com o emprego do método das quadraturas gaussianas e da equação de transferência radiativa, as densidades de fluxo no topo da atmosfera foram determinadas para as bandas do CH_4 , N_2O e CO_2 , para cada modelo atmosférico. Posteriormente, efetuou-se o cálculo das variações radiativas.

Por fim, as contribuições das diferentes bandas para a taxa de aquecimento radiativo do planeta, para diferentes concentrações de CH_4 , N_2O e CO_2 , foram obtidas por um modelo do tipo Zero-Dimensional.

Assim, com base nos resultados do presente trabalho, pode-se concluir o seguinte:

- O campo de radiação para as bandas de 1.200 a 1.400 cm^{-1} da mistura ($\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$) e de 550 a 800 cm^{-1} do CO_2 é praticamente isotrópico.

- O programa LOWTRAN 6 não considera isoladamente o CH_4 e o N_2O . Assim, não permite o estudo isolado das bandas desses gases para a intensificação do efeito estufa.

- O modelo radiativo desenvolvido para a banda do CH_4 apresentou resultados compatíveis com os de modelos de faixas espectrais estreitas (Goody e Malkmus), superestimando em $0,25 \text{ W.m}^{-2}$ o modelo de referência LBL.

- A utilização de perfis variáveis para as concentrações do CH_4 e N_2O é irrelevante, uma vez que os desvios nos fluxos, com CV e CC, são da ordem de apenas $0,5\%$

para o N_2O e 0,8% para o CH_4 , tanto para os cálculos usando a aproximação do fator de difusividade quanto para os cálculos com três quadraturas.

- O uso de três quadraturas mostrou-se suficiente para o cálculo das densidades de fluxo no IV termal.

- Para o aquecimento do planeta, a duplicação na concentração do CH_4 , mantendo-se constante a do N_2O , proporciona uma retenção de energia de cerca de $1,7 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 1) e $1,6 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 2), enquanto duplicando-se o N_2O e mantendo constante o CH_4 a retenção obtida é de $0,8 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 1) e $0,7 \text{ W.m}^{-2}$ (Modelo 2).

- Pelo presente modelo, a duplicação na concentração do CO_2 de 320 para 640 ppmv implicou retenção adicional de $5,46 \text{ W.m}^{-2}$ de energia no planeta, valor este bastante razoável quando comparado com os de outros modelos (Goody, Malkmus, Goody e Belton).

- A absorptância atmosférica na banda de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 varia de forma aproximadamente linear quando sua concentração é duplicada, à semelhança do que ocorre com o N_2O , enquanto a absorptância atmosférica na banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 responde logaritmicamente.

- No período de 1980 a 1990, o CO_2 foi responsável por 51% da intensificação do efeito estufa, enquanto CH_4 , N_2O e CFC's contribuíram, respectivamente, com 22, 3 e 24%. Assim, verifica-se que o CH_4 e o N_2O , especialmente o primeiro, são, como o CO_2 , gases traços radiativamente importantes, os quais devem também ser considerados nos estudos de mudanças climáticas.

- A continuarem no ritmo atual os aumentos das concentrações dos gases de efeito estufa (CH_4 , N_2O e CO_2), no ano 2100 o planeta estará aquecido, de acordo com o presente modelo, 2,09 K, sendo 1,44 K associado ao CO_2 , 0,57 K ao CH_4 e 0,08 K ao N_2O , para a atmosfera de latitudes médias, o que corresponderia a uma retenção total de energia adicional no IV termal de $7,9 \text{ W.m}^{-2}$. Para a atmosfera-padrão USA (1962), as contribuições seriam de 1,31 K (CO_2), 0,57 K (CH_4) e 0,07 K (N_2O), totalizando-se um aquecimento de 1,95 K, correspondente à variação radiativa adicional de $7,3 \text{ W.m}^{-2}$.

- Com relação à evolução da contribuição relativa dos diferentes gases para a intensificação do efeito estufa, verificou-se que, ao considerar apenas a variação da concentração do CH_4 , no ano 2100 a variação radiativa seria de $2,15 \text{ W.m}^{-2}$, correspondente a 39,7% daquela associada à variação do CO_2 , enquanto para o N_2O a variação radiativa seria de $0,29 \text{ W.m}^{-2}$, correspondendo a 5,4% em relação à do CO_2 . Tal resultado indica que, a continuar no ritmo atual o aumento nas concentrações dos gases minoritários CH_4 , N_2O e CO_2 , a tendência é aumentar a importância relativa deste último sobre os demais gases para o aquecimento global do planeta Terra.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- ABRAMOWITZ, M. & STEGUN, I.T. *Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables*. New York, Dover Publications, 1972. 1046p.
- ALVES, A.R. *On the interactions of longwave radiation, microphysics, and turbulence in boundary layer clouds*. Purdue, Purdue University, 1987. 187p. (Tese Ph.D.).
- BARTLETT, K.B.; CRILL, P.M.; BONASSI, J.A.; RICHEY, J.E.; HARRISS, R.C. Methane flux from the Amazon river floodplain: emissions during water. *Journal of Geophysical Research*, 95: 16773-88, 1990.
- BARTLETT, K.B.; CRILL, P.M.; SEBACHER, D.I.; HARRISS, R.C.; WILSON, J.O.; MELACK, J.M. Methane flux from the Central Amazonian floodplain. *Journal of Geophysical Research*, 93: 1571-82, 1988.
- BLAKE, R.D. & ROWLAND, F.S. World-wide increase in tropospheric methane. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 4: 43-62, 1986.
- CLARK, W.C. Managing planet Earth. *Scientific American*, 261: 19-26, 1989.
- COFER III, W.R.; LEVINE, J.S.; WINSTEAD, E.L.; LEBEL, P.J.; KOLLER JR, A.M.; HINKLE, C.R. Trace gas emissions from burning Florida wetlands. *Journal of Geophysical Research*, 95: 1865-70, 1990.
- COFER III, W.R.; LEVINE, J.S.; WINSTEAD, E.L.; STOCKS, B.J. New estimates of nitrous oxide emissions from biomass burning. *Nature*, 349: 689-91, 1991.

- CRUTZEN, P.J. Role of the tropics in atmospheric chemistry. In: DICKINSON, R.E. *The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions*. New York, John Wiley & Sons, 1987. 526p. Chapter 8, p.107-132.
- CRUTZEN, P.J. Methane's sinks and sources. *Nature*, 350: 380-81, 1991.
- CRUTZEN, P.J.; ASELMANN, I.; SEILER, W. Methane production by domestic animals, wild ruminants, other herbivorous fauna, and humans. *Tellus*, 38B: 271-84, 1986.
- CRUTZEN, P.J. & GIDEL, L.T. A two-dimensional photochemical model of the atmosphere 2: the tropospheric budgets of the anthropogenic chlorocarbons CO, CH₄, CH₃Cl and the effect of various NO_x sources on tropospheric ozone. *Journal of Geophysical Research*, 88: 6641-61, 1983.
- CUBASCH, U. & CESS, R.D. Processes and modelling. In: HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. eds. *Climate change. The IPCC scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. p.69-92.
- DONNER, L. & RAMANATHAN, V. Methane and nitrous oxide: their effects on the terrestrial climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37: 119-24, 1980.
- DUXBURY, J.M.; BOULDIN, D.R.; TERRY, R.E.; TATE III, R.L. Emissions of nitrous oxide from soils. *Nature*, 298: 462-64, 1982.
- EHRlich, A. Agricultural contributions to global warming. In: LEGGETT, J. *Global warming the greenpeace report*. Oxford, Ed. Oxford University Press, 1990. 554p. Chapter 16, p.400-420.
- FLEAGLE, R.G. & BUSINGER, J.A. *Introduction to atmospheric physics*. 2 ed. New York, Academic Press, 1980. 432p.
- FRASER, P.J.; RASMUSSEN, R.A.; CREFFIELD, J.W.; FRENCH, J.R.; KHALIL, A.K. Termites and global methane - another assessment. *Journal Atmospheric Chemistry*, 4: 295-310, 1986.
- GATES, W.L.; ROWNTREE, P.R.; ZENG, Q.C. Validation of climate models. In: HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. eds. *Climate change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. p.93-130.
- GOODY, R.M. *Atmospheric radiation. I Theoretical basis*. Oxford, Clarendon Press, 1964. 436p.
- HAMEED, S. & CESS, R.D. Impact warming on biospheric sources of methane and its climatic consequences. *Tellus*, 35B:1-7, 1983.

- HAMRUD, M. Residence time and spatial variability for gases in the atmosphere. *Tellus*, 35B: 295-303, 1983.
- HANSEN, J.; FUNG, I.; LACIS, A.; RIND, D.; LEBEDEFF, S.; RUEDY, R.; RUSSELL, G. Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model. *Journal of Geophysical Research*, 93: 9341-64, 1988.
- HANSEN, J.E.; LACIS, A.A.; PRATHER, M. Greenhouse effect of chlorofluorocarbons and other traces gases. *Journal of Geophysical Research*, 94: 16417-21, 1989.
- HANSEN, J.E.; LACIS, A.A.; RIND, D.H.; RUSSELL, G.L. Climate sensitivity to increasing greenhouse gases. In: BARTH, M.C.; TITUS, J.G.; RUCKELSHAUS, W.D. eds. *Greenhouse effect and sea level rise: A challenge for this generation*. New York, Van Nostrand Reinhold Company, 1984. 325p.
- HAO, W.M.; WOFSY, S.C.; McELROY, M.B. Sources of atmospheric nitrous oxide from combustion. *Journal of Geophysical Research*, 92: 3098-104, 1987.
- HOGAN, K.B.; HOFFMAN, J.S.; THOMPSON, A.M. Methane on the greenhouse agenda. *Nature*, 354: 181-2, 1991.
- HOUGH, A.M. Development of a two-dimensional global tropospheric model chemistry. *Journal of Geophysical Research*, 96: 7325-62, 1991.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE - IPCC. Climatic consequences of emissions. In: *Climate change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. 369p. p.331-39.
- IRIBARNE, J.V. & CHO, H.R. *Atmospheric physics*. Boston, Reidel, 1980. 212p.
- KELLER, M.; KAPLAN, W.A.; WOFSY, S.C.; COSTA, J.M. da. Emissions of N₂O from tropical forest soils: response to fertilization² with NH₄⁺, NO₃⁻ and PO₄³⁻. *Journal of Geophysical Research*, 93: 1600³-4, 1988. ⁴
- KERR, R.A. Traces gases could double climate warming. *Science*, 220: 1364-65, 1983.
- KHALIL, M.A.K. & RASMUSSEN, R.A. Sources, sinks, and seasonal cycles of atmospheric methane. *Journal of Geophysical Research*, 88: 5131-44, 1983.
- KHALIL, M.A.K. & RASMUSSEN, R.A. Atmospheric methane: trends over the last 10000 years. *Atmospheric Environment*, 21: 2445-52, 1987.
- KHALIL, M.A.K. & RASMUSSEN, R.A. Climate-induced feedbacks for the global cycles of methane and nitrous oxide. *Tellus*, 41B: 554-59, 1989.

- KIEHL, J.T. Traces gases and climate change. In: *Atmospheric radiation as it relates to climate*. Boulder, Colorado, [s.Ed.], 1986. (Summer course, July 14-19).
- KIEHL, J.T. & RAMANATHAN, V. CO₂ radiative parameterization used in climate models: comparison with narrow band models and with laboratory data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 5191-202, 1983.
- KNEIZYS, F.X.; SHETTLE, E.P.; GALLERY, W.O.; CHETWYND JR., J.H.; ABREU, L.W.; SELBY, J.E.A.; CLOUGH, S.A.; FENN, R.W. *Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6* Hanscom AFB, MA, Air Force Geophysics Laboratory, 1983. 200p. (AFGL-TR-83-0187).
- KYLE, T.G. *Atmospheric transmission, emission and scattering*. 1.ed. Oxford, Pergamon Press, 1991. 288p.
- LASHOF, D.A. The dynamic greenhouse: feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric traces gases and climatic change. *Climate change*, 14: 213-42, 1989.
- LASHOF, D.A. & AHUJA, D.R. Relative contributions of greenhouse gas emissions global warming. *Nature*, 344: 529-31, 1990.
- LEGGETT, J. The nature of the greenhouse threat. In: LEGGETT, J. *Global warming the greenpeace report*. Oxford, Ed. Oxford University Press, 1990. 554p. Chapter 1, p.15-43.
- LEVANDER, T. The relative contributions to the greenhouse effect from the use of different fuels. *Atmospheric Environment*, 24A: 2707-14, 1990.
- LIU, K.N. *An introduction to atmospheric radiation*. New York, Academic Press, 1980. 232p.
- LIPSCHULTZ, F.; ZAFIRIOU, O.C.; WOFSY, S.C.; McELROY, M.B. VALOIS, F.W.; WATSON, S.W. Production of NO and N₂O by soil nitrifying bacteria. *Nature*, 294: 641-43, 1981.
- LIVINGSTON, G.P.; VITOUSEK, P.M.; MATSON, P.A. Nitrous oxide flux and nitrogen transformations across a landscape gradient in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 93: 1593-99, 1988.
- LUTHER, F.M. & FOUQUART, Y. *The intercomparison of radiation codes in climates models (ICRCCM)*. Frescati [s. Ed.] 1984. 37p. (WCP-93 WMO).
- McCLATCHEY, R.A.; FENN, R.W.; SELBY, J.E.A.; VOLZ, F.E.; GARING, J.S. *Optical properties of the atmosphere*. Bedford, MA, Air Force Cambridge Research Laboratories, 1971. 85p. (AFCRL-71-0279).

- PALTRIDGE, G.W. & PLATT, G.M.R. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Amsterdam, Elsevier, 1976. 318p.
- PARKER, S.P. *Encyclopedia of ocean and atmospheric sciences*. New York, McGraw-Hill Book Company, 1980. 580p.
- PEARCE, F. Methane the hidden greenhouse gas. *New Scientist*, 210: 37-41, 1989.
- PRUPPACHER, H.R. & KLETT, J.D. *Microphysics of clouds and precipitation*. Dordrecht, Holland, D. Reidel Publishing Company, 1980. 580p.
- RABELLO, A.L. Efeito estufa: uma ameaça no ar. *Ciência Hoje*, 29: 51-5, 1987.
- RAMANATHAN, V. Radiative transfer within the Earth's troposphere and stratosphere: a simplified radiative-convective model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33: 1330-1346, 1976.
- RAMANATHAN, V.; CALLIS JR., L.B.; CESS, R.D.; HANSEN, J.E.; ISAKSEN, I.S.A.; KUHN, W.R.; LACIS, A.; LUTHER, F.M.; MAHLMAN, J.D.; RECK, R.A.; SCHLESINGER, M.E. Trace gas effects on climate. In: *WMO, global ozone research and monitoring project*. [s.l.] [s.Ed.] 1985a. V.3 (Report, 16).
- RAMANATHAN, V.; CICERONE, R.J.; SINGH, H.B.; KIEHL, J.T. Trace gas trends and their potencial role in climate change. *Journal of Geophysical Research*, 90: 5547-66, 1985b.
- RAMANATHAN, V. & COAKLEY JR., J.A. Climate modeling through radiative-convective models. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16: 465-89, 1978.
- RASMUSSEN, R.A. & KHALIL, M.A. Atmospheric methane (CH₄): trends and seasonal cycles. *Journal of Geophysical Research*, 86: 9826-32, 1981.
- ROWLAND, F.S. Chlorofluorocarbons and the depletion of stratospheric ozone. *American Scientist*, 77: 36-45, 1989.
- SCHNEIDER, S.H. The greenhouse effect: science and policy. *Science*, 243: 771-81, 1989.
- SEILER, W. & CONRAD, R. Contribution of tropical ecosystems to th global budgets of trace gases, especially CH₄, H₂, CO, and N₂O. In: *The geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions*. New York, John Wiley & Sons, 1987. 526p. Chapter 9, p.133-162.
- SHINE, K.P.; DERWENT, R.G.; WUEBBLES, D.J.; MORCRETTE, J.J. Radiative forcing of climate. In: HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. eds. *Climate change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. p.41-68.

- STORDAL, F. & ISAKSEN, S.A. Ozone perturbations due to increases in N_2O , CH_4 and chlorocarbons: two-dimensional time-dependent² calculations. *Tellus*, 39B: 333-53, 1987.
- VAGHJIANI, G.L. & RAVISHANKARA, A.R. New measurement of the rate coefficient for reaction of OH with methane. *Nature*, 350: 406-9, 1991.
- VIANELLO, R.L. & ALVES, A.R. *Meteorologia básica e aplicações*. 1.ed. Viçosa, UFV, Impr. Univ., 1991. 449p.
- WANG, W.C.; MOLNAR, G.; KO, M.K.W.; GOLDENBERG, S.; SZE, N.D. Atmospheric trace gases and global climate: a seasonal model study. *Tellus*, 42B: 149-61, 1990.
- WANG, W.C. & SZE, N.D. Coupled effects of atmospheric N_2O and O_3 on the Earth's climate. *Nature*, 286: 589-90, 1980.²
- WANG, W.C.; YUNG, Y.L.; LACIS, A.A.; MO, T.; HANSEN, J.E. Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science*, 194: 685-90, 1976.
- WATSON, R.T.; RODHE, H.; OESCHGER, H.; SIEGENTHALER, U. Greenhouse gases and aerosols. In: HOUGHTON, J.T.; JENKINS, G.J.; EPHRAUMS, J.J. eds. *Climate change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge, Cambridge University Press, 1990. p.1-40.
- WISCOMBE, W.J. Atmospheric radiation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, New York, 21: 997-1021, 1983.
- ZANDER, R.; DEMOULIN, Ph.; EHHALT, D.H.; SCHMIDT, U. Secular increase of the vertical column abundance of methane derived from IR solar spectra recorded at the Jungfraujoch station. *Journal of Geophysical Research*, 94: 11029-39, 1989.

APÉNDICES

APENDICE A

1. Cálculo das Massas Específicas

A massa específica (ρ) para o CH_4 , N_2O e CO_2 , para cada nível atmosférico e cada modelo atmosférico utilizado, foi calculada conforme a seguinte equação, considerando-se os dados de temperatura e pressão apresentados no programa LOWTRAN 6:

$$\rho = \frac{C \cdot P(z) \cdot M}{R^* \cdot T(z)}, \quad (32)$$

em que

C = concentração do agente de absorção (ppmv);

P(z) = pressão atmosférica no nível z ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$);

T(z) = temperatura no nível z (K);

R^* = constante universal dos gases ($8,3143 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); e

M = peso molecular ($\text{kg} \cdot \text{mol}^{-1}$), sendo $16 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$ para o CH_4 e $44 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$ para ambos, o CO_2 e o N_2O .

2. Cálculo do Número de Moléculas por Unidade de Volume

Depois de efetuado o cálculo das massas específicas, calculou-se o número de moléculas por unidade de volume (n), de acordo com a equação

$$n = \frac{N_A \cdot \rho}{M}, \quad (33)$$

sendo

N_A = número de Avogadro ($6,022 \cdot 10^{23}$ moléculas. mol^{-1});

ρ = massa específica do gás ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$);

M = peso molecular ($\text{g} \cdot \text{mol}^{-1}$); e

n = número de moléculas por unidade de volume (cm^{-3}).

3. Número Total de Moléculas

Se se considerar uma coluna de 1 km de altura e área transversal de 1 cm^2 , o número total de moléculas (NT) existentes nesta corresponderá a

$$NT = n \cdot \text{altura} \cdot \text{área};$$

$$NT = n \cdot (10^5 \text{ cm} \cdot 1 \text{ cm}^2); \text{ e}$$

$$NT = n \cdot 10^5. \quad (34)$$

NT é o número total de moléculas, por quilômetro, numa coluna unitária de 1 cm^2 de área.

4. Cálculo da Quantidade do Agente de Absorção (w) em cm-CNTP.km⁻¹

$$w = \frac{NT}{L_0}, \quad (35)$$

sendo

NT = número total de moléculas (moléculas/quilômetro, numa coluna unitária de 1 cm² de área); e

L₀ = número de Loschmidt, que corresponde a 2,687.10¹⁹ moléculas/cm³, nas CNTP.

5. Cálculo da Quantidade do Agente de Absorção (w) em cm-CNTP, na Camada Atmosférica entre os Níveis z_i e z_{i+1}

$$w = \frac{(w_i + w_{i+1})}{2} \cdot \Delta z, \quad (36)$$

em que $\Delta z = z_i - z_{i+1}$, sendo expresso em km.

NOTA: Pode-se definir 1 cm-CNTP como sendo a altura em centímetros, nas CNTP, que teria uma coluna de secção transversal de área unitária contendo uma massa equivalente a $\rho \cdot ds$.

APÊNDICE B

Nas Figuras 1B, 2B e 3B apresenta-se a absorptância atmosférica (A) em função de u, para as bandas de 7,7 μm do CH_4 , de 7,8 μm do N_2O e de 15 μm (CO_2), para a atmosfera-padrão USA (1962), considerando a duplicação nas concentrações desses gases.

Observa-se, naquelas figuras, uma variação aproximadamente linear de A com u, para os gases opticamente mais tênues, CH_4 e N_2O , o que contrasta com uma variação aproximadamente logarítmica para o gás opticamente mais espesso (CO_2).

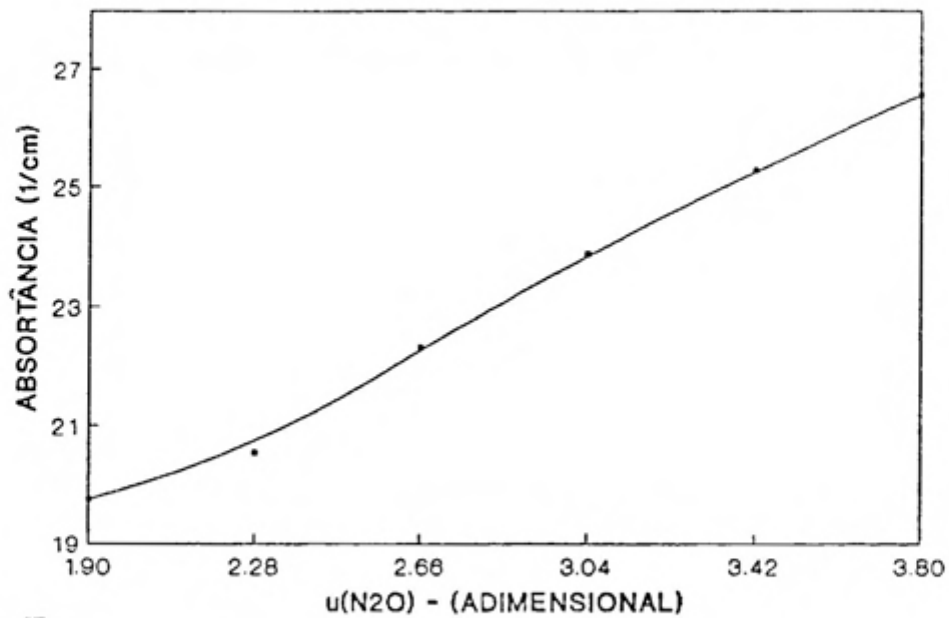


FIGURA 1B - Absortância Atmosférica na Banda de $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O , em Função do Parâmetro de Espessura Ótica (u), para a Atmosfera-Padrão USA (1962).

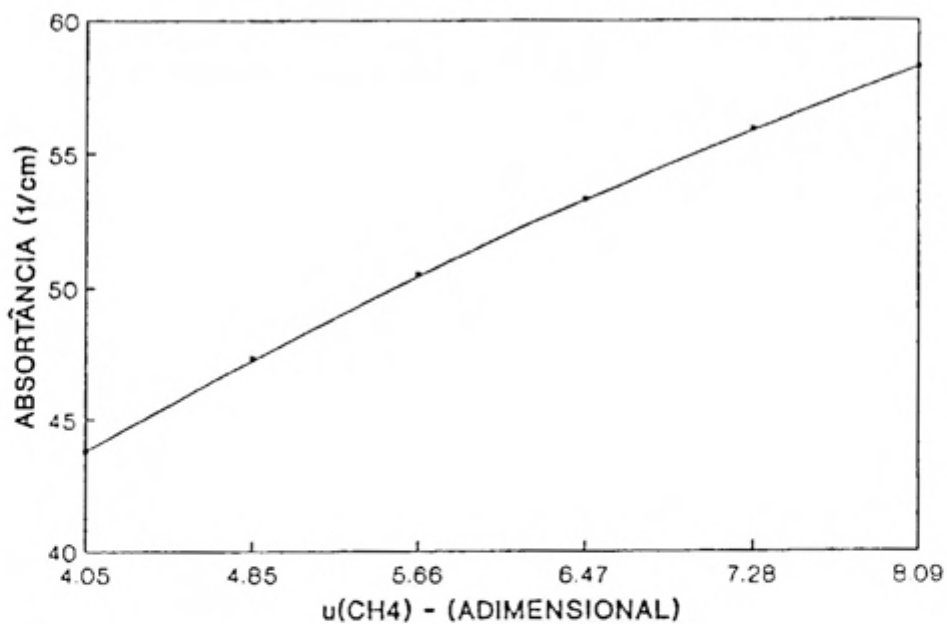


FIGURA 2B - Absortância Atmosférica na Banda de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 , em Função do Parâmetro de Espessura Ótica (u), para a Atmosfera-Padrão USA (1962).

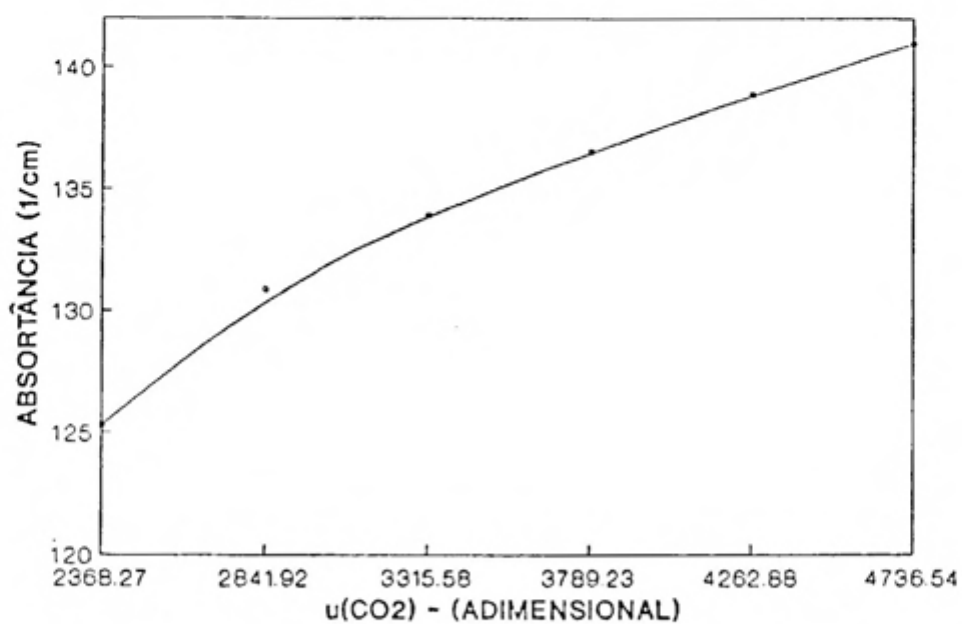


FIGURA 3B - Absortância Atmosférica na Banda de 15 μm do CO_2 , em Função do Parâmetro de Espessura Ótica (u^2), para a Atmosfera-Padrão USA (1962).

APÊNDICE C

Nas Figuras 1C a 6C, apresentam-se a espessura ótica (ω) em função da altitude, para as bandas de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 , $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O e $15 \mu\text{m}$ do CO_2 , para a atmosfera-padrão USA (1962) e para a atmosfera de latitudes médias (verão).

Essas figuras foram feitas com o auxílio dos Quadros 1D a 6D, apresentados no Apêndice D.

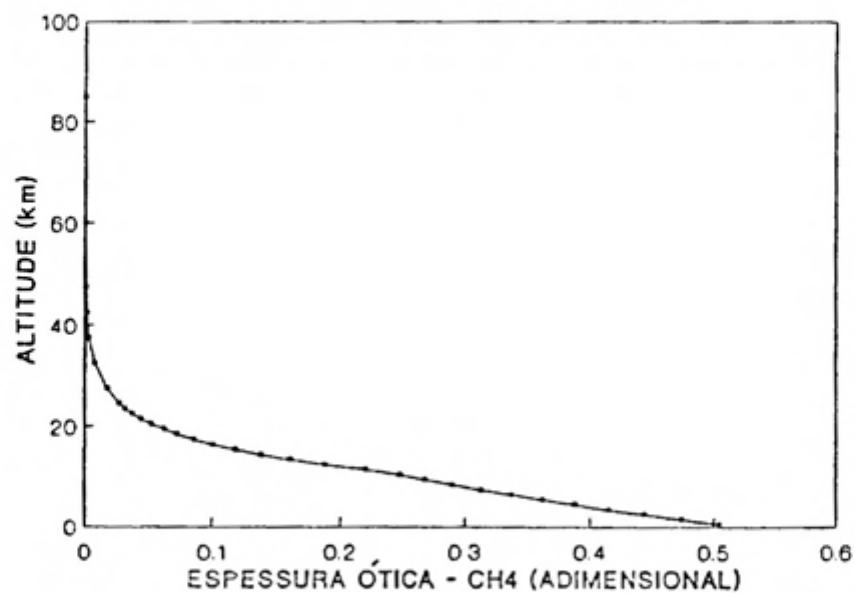


FIGURA 1C - Espessura Ótica (ω) em Função da Altitude, para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 - Atmosfera-Padrão USA (1962).

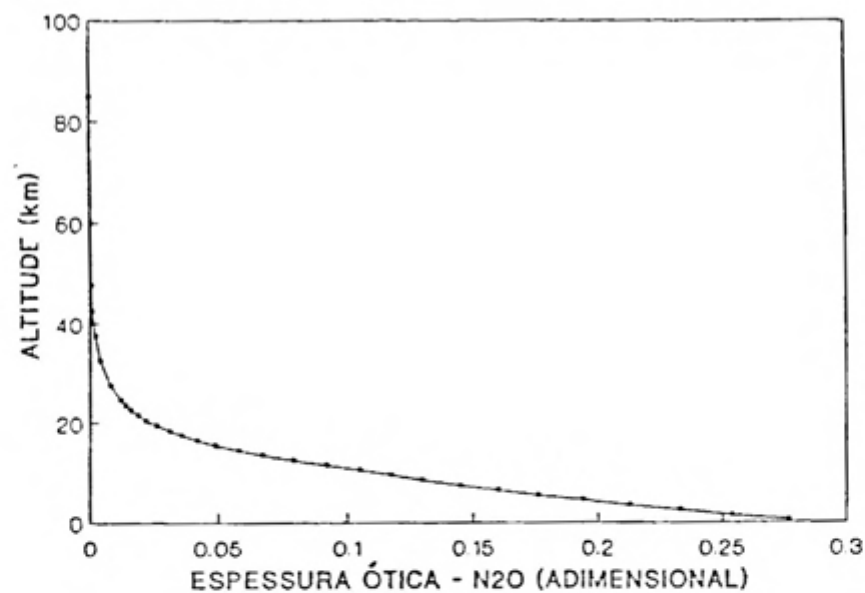


FIGURA 2C - Espessura Ótica (ω), em Função da Altitude para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O - Atmosfera-Padrão USA (1962).

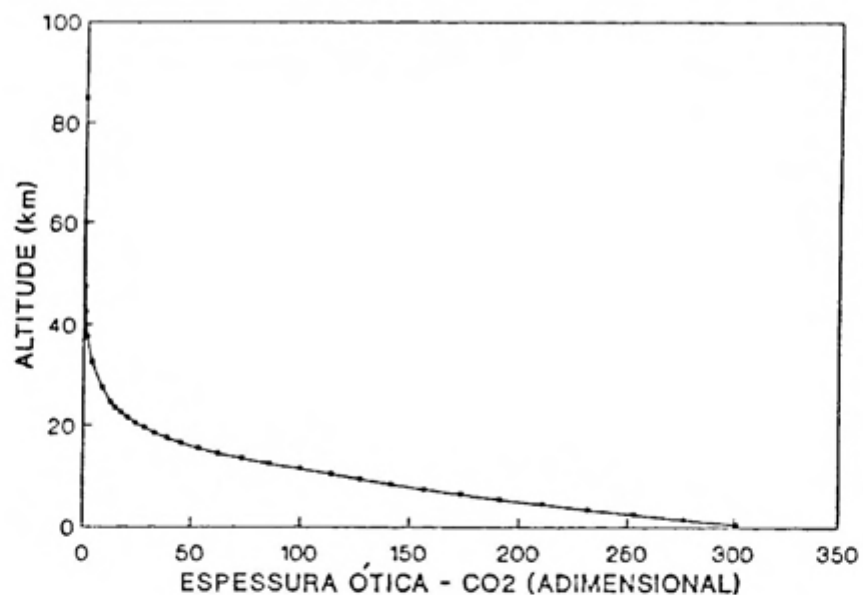


FIGURA 3C - Espessura Ótica (ω), em Função da Altitude para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 - Atmosfera-Padrão USA (1962).

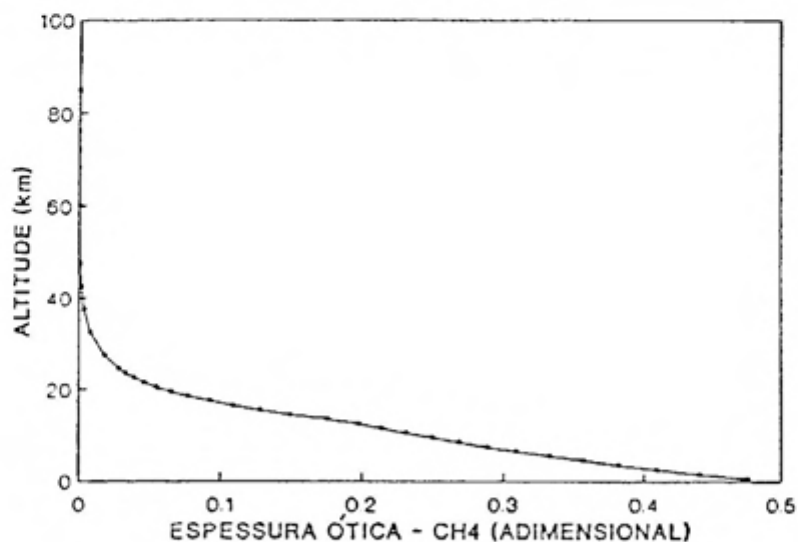


FIGURA 4C - Espessura Ótica (ω), em Função da Altitude para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $7,7 \mu\text{m}$ do CH_4 - Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

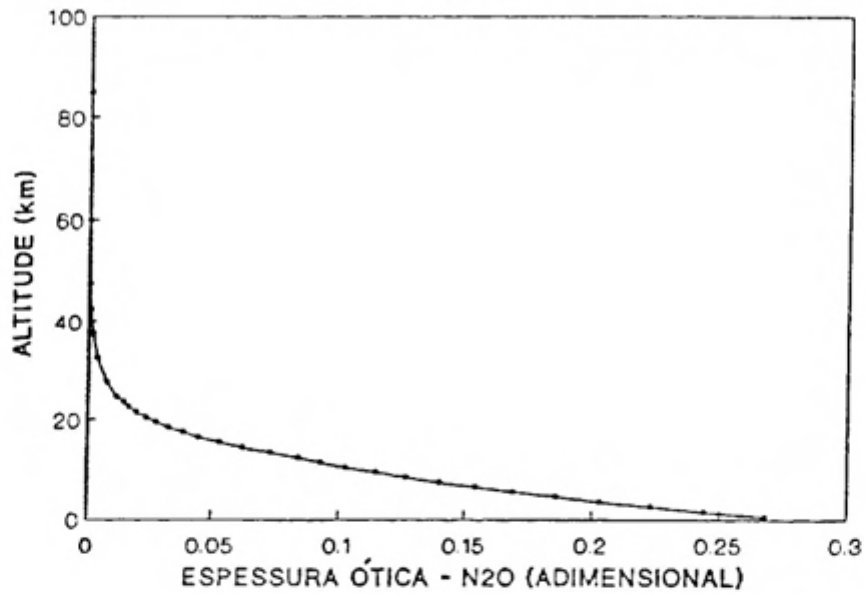


FIGURA 5C - Espessura Ótica (ω), em Função da Altitude para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $7,8 \mu\text{m}$ do N_2O - Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

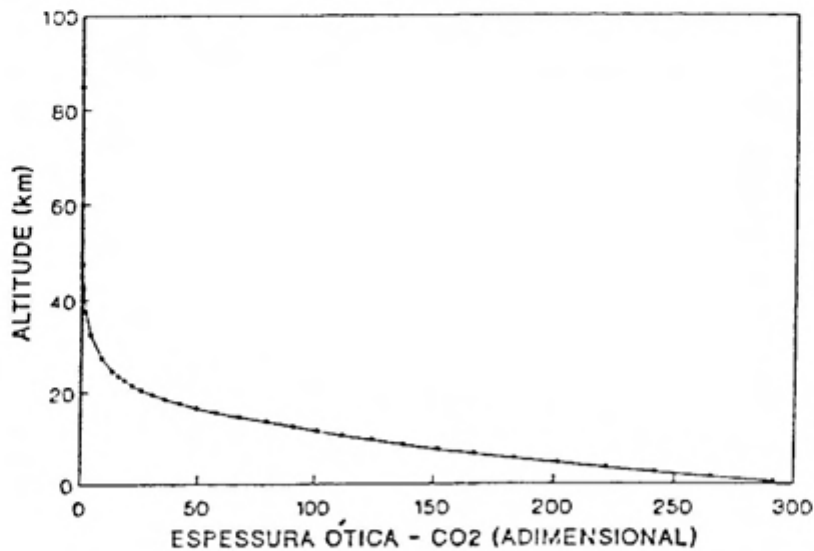


FIGURA 6C - Espessura Ótica (ω), em Função da Altitude para uma Camada Atmosférica de 1 km, para a Banda de $15 \mu\text{m}$ do CO_2 - Atmosfera de Latitudes Médias (Verão).

APÊNDICE D

Nos Quadros 1D a 6D mostram-se, para as bandas de 7,7 μm do CH_4 , 7,8 μm do N_2O e 15 μm do CO_2 , para a atmosfera de latitudes médias (verão) e para a atmosfera-padrão USA (1962), os seguintes elementos: camadas atmosféricas (espessura em km); pressão média; temperatura média; quantidade total do agente absorvedor na camada ($w \cdot \Delta z$); espessura ótica da camada atmosférica (u); camada de z a 100 km; espessura ótica da camada de z a 100 km (u_{z-100}); $1,66 \times u_{z-100}$; e absorptância atmosférica (A) da camada de z a 100 km.

QUADRO 1D - Dados Relativos à Banda de 7,7 μm do CH_4 , para a Atmosfera-Padrão USA (1962), Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do CH_4 Igual a 1,60 ppmv, Constante com a Altitude

CANADA	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CNTP)	U (ADIMENS.)	CANADA (km)	U(CANADA) (ADIMENS.)	1.660(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	9,4195E-01	2,8495E+02	1,4460E-01	5,0467E-01	0-100	5,5534E+00	9,2186E+00	7,5547E+01
1-2	8,3446E-01	2,7845E+02	1,3110E-01	4,7366E-01	1-100	5,0487E+00	8,3808E+00	6,9788E+01
2-3	7,3705E-01	2,7195E+02	1,1857E-01	4,4384E-01	2-100	4,5750E+00	7,5946E+00	6,4193E+01
3-4	6,4910E-01	2,6545E+02	1,0699E-01	4,1528E-01	3-100	4,1312E+00	6,8578E+00	5,8781E+01
4-5	5,6989E-01	2,5895E+02	9,6295E-02	3,8794E-01	4-100	3,7159E+00	6,1684E+00	5,3566E+01
5-6	4,9871E-01	2,5245E+02	8,6445E-02	3,6179E-01	5-100	3,3280E+00	5,5244E+00	4,8560E+01
6-7	4,3494E-01	2,4595E+02	7,7389E-02	3,3682E-01	6-100	2,9662E+00	4,9239E+00	4,3776E+01
7-8	3,7791E-01	2,3945E+02	6,9075E-02	3,1296E-01	7-100	2,6294E+00	4,3647E+00	3,9223E+01
8-9	3,2711E-01	2,3295E+02	6,1463E-02	2,9021E-01	8-100	2,3164E+00	3,8452E+00	3,4911E+01
9-10	2,8203E-01	2,2650E+02	5,4507E-02	2,6843E-01	9-100	2,0262E+00	3,3635E+00	3,0852E+01
10-11	2,4212E-01	2,2005E+02	4,8170E-02	2,4773E-01	10-100	1,7578E+00	2,9179E+00	2,7047E+01
11-12	2,0716E-01	2,1675E+02	4,1884E-02	2,2034E-01	11-100	1,5100E+00	2,5067E+00	2,3615E+01
12-13	1,7705E-01	2,1670E+02	3,5805E-02	1,8843E-01	12-100	1,2897E+00	2,1409E+00	2,0592E+01
13-14	1,5131E-01	2,1670E+02	3,0600E-02	1,6104E-01	13-100	1,1013E+00	1,8281E+00	1,7911E+01
14-15	1,2931E-01	2,1670E+02	2,6152E-02	1,3763E-01	14-100	9,4023E-01	1,5608E+00	1,5544E+01
15-16	1,1052E-01	2,1670E+02	2,2351E-02	1,1762E-01	15-100	8,0260E-01	1,3323E+00	1,3461E+01
16-17	9,4478E-02	2,1670E+02	1,9106E-02	1,0055E-01	16-100	6,8498E-01	1,1371E+00	1,1636E+01
17-18	8,0773E-02	2,1670E+02	1,6335E-02	8,5964E-02	17-100	5,8443E-01	9,7015E-01	1,0042E+01
18-19	6,9047E-02	2,1670E+02	1,3964E-02	7,3485E-02	18-100	4,9847E-01	8,2745E-01	8,6523E+00
19-20	5,9029E-02	2,1670E+02	1,1938E-02	6,2822E-02	19-100	4,2498E-01	7,0547E-01	7,4445E+00
20-21	5,0478E-02	2,1715E+02	1,0189E-02	5,3452E-02	20-100	3,6216E-01	6,0118E-01	6,4013E+00
21-22	4,3186E-02	2,1810E+02	8,6788E-03	4,5234E-02	21-100	3,0871E-01	5,1245E-01	5,5045E+00
22-23	3,6977E-02	2,1910E+02	7,3968E-03	3,8289E-02	22-100	2,6347E-01	4,3737E-01	4,7346E+00
23-24	3,1688E-02	2,2010E+02	6,3098E-03	3,2439E-02	23-100	2,2519E-01	3,7381E-01	4,0739E+00
24-25	2,7171E-02	2,2110E+02	5,3857E-03	2,7501E-02	24-100	1,9275E-01	3,1996E-01	3,5070E+00
25-30	1,7243E-02	2,2405E+02	1,8101E-02	9,0607E-02	25-100	1,6524E-01	2,7431E-01	2,6329E+00
30-35	8,1869E-03	2,3150E+02	8,3178E-03	3,9643E-02	30-100	7,4638E-02	1,2390E-01	1,2391E+00
35-40	4,0095E-03	2,4345E+02	3,8559E-03	1,7041E-02	35-100	3,4994E-02	5,8091E-02	6,0338E-01
40-45	2,0424E-03	2,5730E+02	1,8447E-03	7,5035E-03	40-100	1,7953E-02	2,9802E-02	3,1357E-01
45-50	1,0768E-03	2,6745E+02	9,2634E-04	3,5554E-03	45-100	1,0450E-02	1,7347E-02	1,7601E-01
50-70	4,2103E-04	2,4520E+02	1,3794E-03	6,0310E-03	50-100	6,8943E-03	1,1445E-02	8,8240E-02
70-100	2,7147E-05	2,1485E+02	1,6195E-04	8,6333E-04	70-100	8,6333E-04	1,4331E-03	7,7217E-03

QUADRO 2D - Dados Relativos à Banda de 7,7 μm do CH_4 , para a Atmosfera de Latitudes Médias, Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do CH_4 Igual a 1,60 ppmv, Constante com a Altitude

CANADA	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CMTP)	U (ADIMENS.)	CANADA	U(CANADA) (ADIMENS.)	1.66U(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	9,4340E-01	2,9195E+02	1,4139E-01	4,7583E-01	0-100	5,3299E+00	8,8476E+00	7,5075E+01
1-2	8,3957E-01	2,8745E+02	1,2778E-01	4,4017E-01	1-100	4,8540E+00	8,0577E+00	6,9646E+01
2-3	7,4511E-01	2,8220E+02	1,1548E-01	4,0893E-01	2-100	4,4139E+00	7,3270E+00	6,4332E+01
3-4	6,5926E-01	2,7620E+02	1,0441E-01	3,8184E-01	3-100	4,0049E+00	6,6482E+00	5,9141E+01
4-5	5,8236E-01	2,7020E+02	9,4280E-02	3,5635E-01	4-100	3,6231E+00	6,0143E+00	5,4164E+01
5-6	5,1294E-01	2,6420E+02	8,4917E-02	3,3196E-01	5-100	3,2667E+00	5,4228E+00	4,9386E+01
6-7	4,4947E-01	2,5795E+02	7,6274E-02	3,0907E-01	6-100	2,9348E+00	4,8717E+00	4,4770E+01
7-8	3,9261E-01	2,5145E+02	6,8388E-02	2,8793E-01	7-100	2,6257E+00	4,3587E+00	4,0367E+01
8-9	3,4270E-01	2,4495E+02	6,1228E-02	2,6811E-01	8-100	2,3378E+00	3,8807E+00	3,6228E+01
9-10	2,9772E-01	2,3850E+02	5,4660E-02	2,4913E-01	9-100	2,0697E+00	3,4356E+00	3,2304E+01
10-11	2,5784E-01	2,3205E+02	4,8655E-02	2,3107E-01	10-100	1,8205E+00	3,0221E+00	2,8621E+01
11-12	2,2235E-01	2,2555E+02	4,3177E-02	2,1398E-01	11-100	1,5895E+00	2,6385E+00	2,5169E+01
12-13	1,9095E-01	2,1905E+02	3,8161E-02	1,9760E-01	12-100	1,3755E+00	2,2833E+00	2,1954E+01
13-14	1,6348E-01	2,1575E+02	3,3183E-02	1,7578E-01	13-100	1,1779E+00	1,9553E+00	1,9070E+01
14-15	1,3903E-01	2,1570E+02	2,8293E-02	1,4993E-01	14-100	1,0021E+00	1,6635E+00	1,6502E+01
15-16	1,1866E-01	2,1570E+02	2,4094E-02	1,2768E-01	15-100	8,5217E-01	1,4146E+00	1,4268E+01
16-17	1,0169E-01	2,1570E+02	2,0595E-02	1,0914E-01	16-100	7,2449E-01	1,2027E+00	1,2333E+01
17-18	8,6718E-02	2,1625E+02	1,7574E-02	9,2775E-02	17-100	6,1535E-01	1,0215E+00	1,0622E+01
18-19	7,4297E-02	2,1735E+02	1,4955E-02	7,8348E-02	18-100	5,2258E-01	8,6748E-01	9,1591E+00
19-20	6,3804E-02	2,1855E+02	1,2732E-02	6,6152E-02	19-100	4,4423E-01	7,3742E-01	7,9002E+00
20-21	5,4314E-02	2,1980E+02	1,0843E-02	5,5862E-02	20-100	3,7808E-01	6,2761E-01	6,7844E+00
21-22	4,6368E-02	2,2100E+02	9,2425E-03	4,7227E-02	21-100	3,2222E-01	5,3488E-01	5,8314E+00
22-23	3,9887E-02	2,2220E+02	7,8918E-03	3,9999E-02	22-100	2,7499E-01	4,5649E-01	5,0286E+00
23-24	3,4409E-02	2,2335E+02	6,7405E-03	3,3900E-02	23-100	2,3499E-01	3,9009E-01	4,3414E+00
24-25	2,9394E-02	2,2450E+02	5,7549E-03	2,8721E-02	24-100	2,0109E-01	3,3381E-01	3,7318E+00
25-30	1,8735E-02	2,2940E+02	1,9358E-02	9,3533E-02	25-100	1,7237E-01	2,8614E-01	2,8149E+00
30-35	9,1428E-03	2,3945E+02	8,9571E-03	4,0582E-02	30-100	7,8839E-02	1,3087E-01	1,3551E+00
35-40	4,5994E-03	2,5135E+02	4,2614E-03	1,7952E-02	35-100	3,8257E-02	6,3506E-02	6,8030E-01
40-45	2,3926E-03	2,6370E+02	2,0975E-03	8,2227E-03	40-100	2,0304E-02	3,3705E-02	3,6286E-01
45-50	1,2782E-03	2,7280E+02	1,0750E-03	4,0053E-03	45-100	1,2081E-02	2,0055E-02	2,0711E-01
50-70	5,0255E-04	2,4690E+02	1,6202E-03	7,0108E-03	50-100	8,0762E-03	1,3406E-02	1,0449E-01
70-100	3,3050E-05	2,1405E+02	1,9874E-04	1,0654E-03	70-100	1,0654E-03	1,7685E-03	9,4564E-03

QUADRO 3D - Dados Relativos à Banda de 7,8 μm do N_2O , para a Atmosfera-Padrão USA (1962), Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do N_2O Igual a 0,28 ppmv, Constante com a Altitude

CANADA	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CWTP)	U (ADIMENS.)	CANADA (km)	U(CANADA) (ADIMENS.)	1.66U(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	9,4195E-01	2,8495E+02	2,5305E-02	2,7747E-01	0-100	2,6417E+00	4,3852E+00	3,2130E+01
1-2	8,3446E-01	2,7845E+02	2,2942E-02	2,5448E-01	1-100	2,3642E+00	3,9246E+00	2,9801E+01
2-3	7,3705E-01	2,7195E+02	2,0750E-02	2,3289E-01	2-100	2,1097E+00	3,5022E+00	2,7521E+01
3-4	6,4910E-01	2,6545E+02	1,8723E-02	2,1270E-01	3-100	1,8769E+00	3,1156E+00	2,5298E+01
4-5	5,6989E-01	2,5895E+02	1,6852E-02	1,9383E-01	4-100	1,6642E+00	2,7625E+00	2,3139E+01
5-6	4,9871E-01	2,5245E+02	1,5128E-02	1,7623E-01	5-100	1,4703E+00	2,4407E+00	2,1053E+01
6-7	4,3494E-01	2,4595E+02	1,3543E-02	1,5984E-01	6-100	1,2941E+00	2,1482E+00	1,9046E+01
7-8	3,7791E-01	2,3945E+02	1,2088E-02	1,4459E-01	7-100	1,1343E+00	1,8829E+00	1,7126E+01
8-9	3,2711E-01	2,3295E+02	1,0756E-02	1,3044E-01	8-100	9,8968E-01	1,6429E+00	1,5299E+01
9-10	2,8203E-01	2,2650E+02	9,5387E-03	1,1731E-01	9-100	8,5924E-01	1,4263E+00	1,3573E+01
10-11	2,4212E-01	2,2005E+02	8,4298E-03	1,0518E-01	10-100	7,4193E-01	1,2316E+00	1,1951E+01
11-12	2,0716E-01	2,1675E+02	7,3298E-03	9,2151E-02	11-100	6,3674E-01	1,0570E+00	1,0503E+01
12-13	1,7705E-01	2,1670E+02	6,2658E-03	7,8783E-02	12-100	5,4459E-01	9,0402E-01	9,2339E+00
13-14	1,5131E-01	2,1670E+02	5,3550E-03	6,7332E-02	13-100	4,6581E-01	7,7324E-01	8,0935E+00
14-15	1,2931E-01	2,1670E+02	4,5766E-03	5,7544E-02	14-100	3,9848E-01	6,6147E-01	7,0742E+00
15-16	1,1052E-01	2,1670E+02	3,9113E-03	4,9179E-02	15-100	3,4093E-01	5,6595E-01	6,1678E+00
16-17	9,4478E-02	2,1670E+02	3,3436E-03	4,2041E-02	16-100	2,9175E-01	4,8431E-01	5,3659E+00
17-18	8,0773E-02	2,1670E+02	2,8586E-03	3,5943E-02	17-100	2,4971E-01	4,1452E-01	4,6591E+00
18-19	6,9047E-02	2,1670E+02	2,4436E-03	3,0725E-02	18-100	2,1377E-01	3,5486E-01	4,0383E+00
19-20	5,9029E-02	2,1670E+02	2,0891E-03	2,6267E-02	19-100	1,8304E-01	3,0385E-01	3,4950E+00
20-21	5,0478E-02	2,1715E+02	1,7830E-03	2,2395E-02	20-100	1,5678E-01	2,6025E-01	3,0236E+00
21-22	4,3186E-02	2,1810E+02	1,5188E-03	1,9035E-02	21-100	1,3438E-01	2,2307E-01	2,6165E+00
22-23	3,6977E-02	2,1910E+02	1,2944E-03	1,6186E-02	22-100	1,1535E-01	1,9148E-01	2,2645E+00
23-24	3,1688E-02	2,2010E+02	1,1042E-03	1,3776E-02	23-100	9,9161E-02	1,6461E-01	1,9605E+00
24-25	2,7171E-02	2,2110E+02	9,4250E-04	1,1732E-02	24-100	8,5385E-02	1,4174E-01	1,6982E+00
25-30	1,7243E-02	2,2405E+02	3,1676E-03	3,9169E-02	25-100	7,3652E-02	1,2226E-01	1,3651E+00
30-35	8,1869E-03	2,3150E+02	1,4556E-03	1,7707E-02	30-100	3,4483E-02	5,7242E-02	6,5811E-01
35-40	4,0095E-03	2,4345E+02	6,7478E-04	8,0047E-03	35-100	1,6776E-02	2,7848E-02	3,2862E-01
40-45	2,0424E-03	2,5730E+02	3,2283E-04	3,7251E-03	40-100	8,7710E-03	1,4560E-02	1,7436E-01
45-50	1,0768E-03	2,6745E+02	1,6211E-04	1,8347E-03	45-100	5,0459E-03	8,3762E-03	9,9140E-02
50-70	4,2103E-04	2,4520E+02	2,4139E-04	2,8533E-03	50-100	3,2112E-03	5,3305E-03	5,2095E-02
70-100	2,7147E-05	2,1485E+02	2,8342E-05	3,5789E-04	70-100	3,5789E-04	5,9410E-04	4,5262E-03

QUADRO 4D - Dados Relativos à Banda de 7,8 μm do N_2O , para a Atmosfera de Latitudes Médias, Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do N_2O Igual a 0,28 ppmv, Constante com a Altitude

CANADA	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CNTP)	U (ADIMENS.)	CANADA (km)	U(CANADA) (ADIMENS.)	1.66U(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	9,4340E-01	2,9195E+02	2,4744E-02	2,6804E-01	0-100	2,6089E+00	4,3307E+00	3,2300E+01
1-2	8,3957E-01	2,8745E+02	2,2362E-02	2,4413E-01	1-100	2,3408E+00	3,8857E+00	3,0103E+01
2-3	7,4511E-01	2,8220E+02	2,0209E-02	2,2266E-01	2-100	2,0967E+00	3,4805E+00	2,7924E+01
3-4	6,5926E-01	2,7620E+02	1,8271E-02	2,0349E-01	3-100	1,8740E+00	3,1109E+00	2,5771E+01
4-5	5,8236E-01	2,7020E+02	1,6499E-02	1,8578E-01	4-100	1,6705E+00	2,7731E+00	2,3684E+01
5-6	5,1294E-01	2,6420E+02	1,4860E-02	1,6922E-01	5-100	1,4847E+00	2,4647E+00	2,1666E+01
6-7	4,4947E-01	2,5795E+02	1,3348E-02	1,5383E-01	6-100	1,3155E+00	2,1838E+00	1,9707E+01
7-8	3,9261E-01	2,5145E+02	1,1968E-02	1,3969E-01	7-100	1,1617E+00	1,9284E+00	1,7825E+01
8-9	3,4270E-01	2,4495E+02	1,0715E-02	1,2672E-01	8-100	1,0220E+00	1,6965E+00	1,6038E+01
9-10	2,9772E-01	2,3850E+02	9,5655E-03	1,1464E-01	9-100	8,9529E-01	1,4862E+00	1,4340E+01
10-11	2,5784E-01	2,3205E+02	8,5147E-03	1,0346E-01	10-100	7,8065E-01	1,2959E+00	1,2740E+01
11-12	2,2235E-01	2,2555E+02	7,5560E-03	9,3123E-02	11-100	6,7719E-01	1,1241E+00	1,1238E+01
12-13	1,9095E-01	2,1905E+02	6,6782E-03	8,3517E-02	12-100	5,8407E-01	9,6955E-01	9,8382E+00
13-14	1,6348E-01	2,1575E+02	5,8070E-03	7,3176E-02	13-100	5,0055E-01	8,3091E-01	8,5965E+00
14-15	1,3903E-01	2,1570E+02	4,9512E-03	6,2398E-02	14-100	4,2737E-01	7,0944E-01	7,5061E+00
15-16	1,1866E-01	2,1570E+02	4,2164E-03	5,3138E-02	15-100	3,6498E-01	6,0586E-01	6,5420E+00
16-17	1,0169E-01	2,1570E+02	3,6041E-03	4,5421E-02	16-100	3,1184E-01	5,1765E-01	5,6941E+00
17-18	8,6718E-02	2,1625E+02	3,0755E-03	3,8710E-02	17-100	2,6642E-01	4,4225E-01	4,9446E+00
18-19	7,4297E-02	2,1735E+02	2,6171E-03	3,2857E-02	18-100	2,2771E-01	3,7799E-01	4,2949E+00
19-20	6,3804E-02	2,1855E+02	2,2280E-03	2,7895E-02	19-100	1,9485E-01	3,2345E-01	3,7296E+00
20-21	5,4314E-02	2,1980E+02	1,8976E-03	2,3691E-02	20-100	1,6695E-01	2,7714E-01	3,2306E+00
21-22	4,6368E-02	2,2100E+02	1,6174E-03	2,0138E-02	21-100	1,4326E-01	2,3782E-01	2,7990E+00
22-23	3,9887E-02	2,2220E+02	1,3811E-03	1,7149E-02	22-100	1,2313E-01	2,0439E-01	2,4292E+00
23-24	3,4409E-02	2,2335E+02	1,1796E-03	1,4609E-02	23-100	1,0598E-01	1,7592E-01	2,1096E+00
24-25	2,9394E-02	2,2450E+02	1,0071E-03	1,2441E-02	24-100	9,1368E-02	1,5167E-01	1,8284E+00
25-30	1,8735E-02	2,2940E+02	3,3877E-03	4,1399E-02	25-100	7,8927E-02	1,3102E-01	1,4783E+00
30-35	9,1428E-03	2,3945E+02	1,5675E-03	1,8749E-02	30-100	3,7528E-02	6,2296E-02	7,2947E-01
35-40	4,5994E-03	2,5135E+02	7,4575E-04	8,7064E-03	35-100	1,8778E-02	3,1172E-02	3,7443E-01
40-45	2,3926E-03	2,6370E+02	3,6706E-04	4,1837E-03	40-100	1,0072E-02	1,6719E-02	2,0307E-01
45-50	1,2782E-03	2,7280E+02	1,8813E-04	2,1082E-03	45-100	5,8881E-03	9,7742E-03	1,1707E-01
50-70	5,0255E-04	2,4690E+02	2,8353E-04	3,3398E-03	50-100	3,7798E-03	6,2745E-03	6,1755E-02
70-100	3,3050E-05	2,1405E+02	3,4779E-05	4,3999E-04	70-100	4,3999E-04	7,3039E-04	5,5364E-03

QUADRO 5D - Dados Relativos à Banda de 15 μm do CO_2 , para a Atmosfera-Padrão USA (1962), Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do CO_2 Igual a 330 ppmv, Constante com a Altitude

CANADA (km)	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CMTP)	U (ADIMENS.)	CANADA (km)	U(CANADA) (ADIMENS.)	1.66U(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	9,4195E-01	2,8495E+02	2,9824E+01	3,0150E+02	0-100	2,8705E+03	4,7650E+03	1,4819E+02
1-2	8,3446E-01	2,7845E+02	2,7039E+01	2,7652E+02	1-100	2,5690E+03	4,2646E+03	1,4450E+02
2-3	7,3705E-01	2,7195E+02	2,4455E+01	2,5306E+02	2-100	2,2925E+03	3,8055E+03	1,4079E+02
3-4	6,4910E-01	2,6545E+02	2,2066E+01	2,3112E+02	3-100	2,0394E+03	3,3854E+03	1,3706E+02
4-5	5,6989E-01	2,5895E+02	1,9861E+01	2,1062E+02	4-100	1,8083E+03	3,0018E+03	1,3330E+02
5-6	4,9871E-01	2,5245E+02	1,7829E+01	1,9149E+02	5-100	1,5977E+03	2,6522E+03	1,2952E+02
6-7	4,3494E-01	2,4595E+02	1,5961E+01	1,7368E+02	6-100	1,4062E+03	2,3343E+03	1,2571E+02
7-8	3,7791E-01	2,3945E+02	1,4247E+01	1,5711E+02	7-100	1,2325E+03	2,0460E+03	1,2186E+02
8-9	3,2711E-01	2,3295E+02	1,2677E+01	1,4174E+02	8-100	1,0754E+03	1,7852E+03	1,1795E+02
9-10	2,8203E-01	2,2650E+02	1,1242E+01	1,2747E+02	9-100	9,3366E+02	1,5499E+03	1,1408E+02
10-11	2,4212E-01	2,2005E+02	9,9351E+00	1,1429E+02	10-100	8,0619E+02	1,3383E+03	1,1014E+02
11-12	2,0716E-01	2,1675E+02	8,6387E+00	1,0013E+02	11-100	6,9189E+02	1,1485E+03	1,0676E+02
12-13	1,7705E-01	2,1670E+02	7,3847E+00	8,5607E+01	12-100	5,9176E+02	9,8233E+02	1,0396E+02
13-14	1,5131E-01	2,1670E+02	6,3113E+00	7,3164E+01	13-100	5,0616E+02	8,4022E+02	1,0119E+02
14-15	1,2931E-01	2,1670E+02	5,3938E+00	6,2528E+01	14-100	4,3299E+02	7,1877E+02	9,8440E+01
15-16	1,1052E-01	2,1670E+02	4,6098E+00	5,3439E+01	15-100	3,7046E+02	6,1497E+02	9,5706E+01
16-17	9,4478E-02	2,1670E+02	3,9407E+00	4,5683E+01	16-100	3,1702E+02	5,2626E+02	9,2992E+01
17-18	8,0773E-02	2,1670E+02	3,3691E+00	3,9056E+01	17-100	2,7134E+02	4,5043E+02	9,0299E+01
18-19	6,9047E-02	2,1670E+02	2,8800E+00	3,3386E+01	18-100	2,3229E+02	3,8559E+02	8,7627E+01
19-20	5,9029E-02	2,1670E+02	2,4621E+00	2,8542E+01	19-100	1,9890E+02	3,3017E+02	8,4979E+01
20-21	5,0478E-02	2,1715E+02	2,1014E+00	2,4335E+01	20-100	1,7036E+02	2,8279E+02	8,2419E+01
21-22	4,3186E-02	2,1810E+02	1,7900E+00	2,0684E+01	21-100	1,4602E+02	2,4240E+02	7,9954E+01
22-23	3,6977E-02	2,1910E+02	1,5256E+00	1,7588E+01	22-100	1,2534E+02	2,0806E+02	7,7532E+01
23-24	3,1688E-02	2,2010E+02	1,3014E+00	1,4969E+01	23-100	1,0775E+02	1,7886E+02	7,5148E+01
24-25	2,7171E-02	2,2110E+02	1,1108E+00	1,2748E+01	24-100	9,2780E+01	1,5402E+02	7,2805E+01
25-30	1,7243E-02	2,2405E+02	3,7332E+00	4,2562E+01	25-100	8,0032E+01	1,3285E+02	7,0721E+01
30-35	8,1869E-03	2,3150E+02	1,7155E+00	1,9241E+01	30-100	3,7470E+01	6,2200E+01	5,9359E+01
35-40	4,0095E-03	2,4345E+02	7,9528E-01	8,6980E+00	35-100	1,8229E+01	3,0260E+01	4,9388E+01
40-45	2,0424E-03	2,5730E+02	3,8048E-01	4,0478E+00	40-100	9,5307E+00	1,5821E+01	4,1001E+01
45-50	1,0768E-03	2,6745E+02	1,9106E-01	1,9937E+00	45-100	5,4830E+00	9,1017E+00	3,4182E+01
50-70	2,0681E-04	2,4520E+02	2,8449E-01	3,1004E+00	50-100	3,4893E+00	5,7923E+00	2,8008E+01
70-100	2,7147E-05	2,1485E+02	3,3403E-02	3,8889E-01	70-100	3,8889E-01	6,4555E-01	8,2472E+00

QUADRO 6D - Dados Relativos à Banda de 15 μm do CO_2 , para a Atmosfera de Latitudes Médias, Considerando-se o Fator de Difusividade e a Concentração do CO_2 Igual a 330 ppmv, Constante com a Altitude

CAMADA	P(MÉDIA) (ATM)	T(MÉDIA) (K)	W.DZ (cm-CMTP)	U (ADIMENS.)	CAMADA	U(CAMADA) (ADIMENS.)	1.66U(Z,100) (ADIMENS.)	A (cm-1)
0-1	5,4340E-01	2,9195E+02	2,9162E+01	2,9126E+02	0-100	2,8348E+03	4,7058E+03	1,4938E+02
1-2	8,3957E-01	2,8745E+02	2,6355E+01	2,6527E+02	1-100	2,5436E+03	4,2223E+03	1,4616E+02
2-3	7,4511E-01	2,8220E+02	2,3817E+01	2,4195E+02	2-100	2,2783E+03	3,7820E+03	1,4277E+02
3-4	6,5926E-01	2,7620E+02	2,1534E+01	2,2112E+02	3-100	2,0363E+03	3,3803E+03	1,3923E+02
4-5	5,8236E-01	2,7020E+02	1,9445E+01	2,0187E+02	4-100	1,8152E+03	3,0133E+03	1,3567E+02
5-6	5,1294E-01	2,6420E+02	1,7514E+01	1,8388E+02	5-100	1,6134E+03	2,6782E+03	1,3208E+02
6-7	4,4947E-01	2,5795E+02	1,5731E+01	1,6715E+02	6-100	1,4295E+03	2,3729E+03	1,2843E+02
7-8	3,9261E-01	2,5145E+02	1,4105E+01	1,5179E+02	7-100	1,2623E+03	2,0955E+03	1,2471E+02
8-9	3,4270E-01	2,4495E+02	1,2628E+01	1,3769E+02	8-100	1,1105E+03	1,8435E+03	1,2096E+02
9-10	2,9772E-01	2,3850E+02	1,1274E+01	1,2457E+02	9-100	9,7284E+02	1,6149E+03	1,1719E+02
10-11	2,5784E-01	2,3205E+02	1,0035E+01	1,1242E+02	10-100	8,4826E+02	1,4081E+03	1,1339E+02
11-12	2,2235E-01	2,2555E+02	8,9053E+00	1,0119E+02	11-100	7,3584E+02	1,2215E+03	1,0954E+02
12-13	1,9095E-01	2,1905E+02	7,8708E+00	9,0751E+01	12-100	6,3466E+02	1,0535E+03	1,0565E+02
13-14	1,6348E-01	2,1575E+02	6,8440E+00	7,9514E+01	13-100	5,4390E+02	9,0288E+02	1,0229E+02
14-15	1,3903E-01	2,1570E+02	5,8354E+00	6,7803E+01	14-100	4,6439E+02	7,7089E+02	9,9496E+01
15-16	1,1866E-01	2,1570E+02	4,9693E+00	5,7740E+01	15-100	3,9659E+02	6,5834E+02	9,6729E+01
16-17	1,0169E-01	2,1570E+02	4,2476E+00	4,9355E+01	16-100	3,3885E+02	5,6249E+02	9,3986E+01
17-18	8,6718E-02	2,1625E+02	3,6247E+00	4,2063E+01	17-100	2,8949E+02	4,8056E+02	9,1346E+01
18-19	7,4297E-02	2,1735E+02	3,0844E+00	3,5703E+01	18-100	2,4743E+02	4,1073E+02	8,8809E+01
19-20	6,3804E-02	2,1855E+02	2,6259E+00	3,0311E+01	19-100	2,1173E+02	3,5147E+02	8,6313E+01
20-21	5,4314E-02	2,1980E+02	2,2365E+00	2,5743E+01	20-100	1,8142E+02	3,0115E+02	8,3853E+01
21-22	4,6368E-02	2,2100E+02	1,9063E+00	2,1882E+01	21-100	1,5567E+02	2,5842E+02	8,1418E+01
22-23	3,9887E-02	2,2220E+02	1,6277E+00	1,8634E+01	22-100	1,3379E+02	2,2209E+02	7,9018E+01
23-24	3,4409E-02	2,2335E+02	1,3902E+00	1,5875E+01	23-100	1,1516E+02	1,9116E+02	7,6648E+01
24-25	2,9394E-02	2,2450E+02	1,1869E+00	1,3519E+01	24-100	9,9282E+01	1,6481E+02	7,4317E+01
25-30	1,8735E-02	2,2940E+02	3,9926E+00	4,4985E+01	25-100	8,5763E+01	1,4237E+02	7,2447E+01
30-35	9,1428E-03	2,3945E+02	1,8474E+00	2,0373E+01	30-100	4,0778E+01	6,7691E+01	6,1359E+01
35-40	4,5994E-03	2,5135E+02	8,7891E-01	9,4605E+00	35-100	2,0405E+01	3,3872E+01	5,1560E+01
40-45	2,3926E-03	2,6370E+02	4,3260E-01	4,5461E+00	40-100	1,0944E+01	1,8167E+01	4,3220E+01
45-50	1,2782E-03	2,7280E+02	2,2172E-01	2,2908E+00	45-100	6,3981E+00	1,0621E+01	3,6360E+01
50-70	2,4913E-04	2,4690E+02	3,3416E-01	3,6291E+00	50-100	4,1072E+00	6,8180E+00	2,9939E+01
70-100	3,3050E-05	2,1405E+02	4,0989E-02	4,7810E-01	70-100	4,7810E-01	7,9365E-01	9,4951E+00

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)