

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5673-TDI/563

**O GÁS CARBÔNICO ATMOSFÉRICO: VARIAÇÕES E INFLUÊNCIA DAS
QUEIMADAS EM VÁRIAS REGIÕES DO BRASIL**

Hamilton Germano Pavão

Tese de Doutorado em Ciência Espacial, orientada pelo Dr. Volker W.J.H. Kirchhoff, aprovada em
dezembro de 1994

INPE
SÃO JOSÉ DOS CAMPOS
1994

504.05

PAVÃO, H.G.

O gás carbônico atmosférico: variações e influência das queimadas em várias regiões do Brasil. / H.G. Pavão.-- São José dos Campos: INPE, 1994. 111p. -- (INPE-5673-TDI/563)

1. Gás carbônico. 2. Queimadas. 3. Atmosfera. I. Título

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Doutor
em Ciência Espacial

Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto

Iara Pinto
Presidente

Dr. Volker Walter Johann Heinrich Kirchhoff

Kirchhoff
Orientador

Dr. Daniel Jean Roger Nordemann

Nordemann
Membro da Banca

Dr. Paulo Prado Batista

Paulo Prado Batista
Membro da Banca

Dr. Yogeshwar Sahai

Yogeshwar Sahai
Membro da Banca

Dra. Maria Auxiliadora Oliveira

Maria Auxiliadora Oliveira
Membro da Banca
- Convidado -

Dr. Benedito Manoel Vieira

Benedito M. Vieira
Membro da Banca
- Convidado -

Candidato: Hamilton Germano Pavão

São José dos Campos, 06 de dezembro de 1994

*À minha esposa Káthia
e aos meus filhos: Renan e
Larissa*

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Volker W.J.H. Kirchhoff pelas discussões e orientação deste trabalho.

Ao Diretor Geral do INPE, Eng^o. Marcio Nogueira Barbosa, pelas facilidades concedidas para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos companheiros do Laboratório de Ozônio: Alves, Angélica, Chagas, Edith, Lampadinha, Marina Ueda, Mangueira, Marcelo, Patrícia, Plínio, Rômulo e Vitor, pelo apoio técnico e humano.

Ao Prof. Amaury de Souza e à todos os colegas do Departamento de Física da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.

Aos meus familiares, em especial ao Prof. Dr. Antônio Carlos Pavão, UFPE, pelo estímulo e discussões.

Aos funcionários da Secretaria Acadêmica do INPE, em particular ao Sr. Adélio Gurgel do Amaral.

À Universidade Federal de Goiás, em especial ao Prof. Dr. Valter Casseti.

À Universidade Federal de Tocantins.

À EMBRAPA, Centro Nacional de Pesquisa e Arroz e Feijão, em particular ao Eng^o. Silvando e ao Sr. José Cardoso.

À CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo apresentar o resultado das primeiras medidas sistemáticas da concentração da gás carbônico (CO_2) atmosférico realizada em diferentes regiões do Brasil e verificar a influência das queimadas no aumento desta concentração. O CO_2 é um gás que tem uma grande importância nos processos de fotossíntese das plantas e respiração das plantas e animais e também no balanço climático terrestre. Dos gases produzidos por atividades humanas, o CO_2 é o principal contribuinte para o efeito estufa, contribuindo com mais de 50% da contribuição total dos gases do efeito estufa. Sua principal fonte de produção é a queima de combustíveis fósseis seguida pela queima de biomassa enquanto os principais sumidouros são os oceanos e em menor escala a biomassa viva. Usando-se um analisador infravermelho, não dispersivo, foram realizadas medidas da concentração de CO_2 em diferentes regiões do Brasil, principalmente no cerrado da região Centro Oeste. Os resultados mostram uma grande variação diurna da concentração de CO_2 , com altas concentrações durante à noite e madrugada e baixas concentrações durante o dia, com o mínimo ocorrendo entre 11:00 e 15:00 horas. Um outro aspecto verificado foi o aumento da concentração durante os meses de agosto a outubro, coincidindo com a estação das secas, onde se verifica um grande número de focos de queimadas e também baixa produtividade primária. Este fato é bastante evidente em Porto Nacional, TO, onde há um aumento de 20% da concentração de CO_2 na época das queimadas em relação à época das chuvas, onde praticamente não há ocorrência de queimadas. Apresentamos também neste trabalho, um modelo teórico para se estimar a emissão de CO_2 devido às queimadas baseado em medidas da concentração de monóxido de carbono (CO) realizadas em Cuiabá (MT) e Natal (RN).

ATMOSPHERIC CARBONIC GAS: VARIATIONS AND INFLUENCE OF BIOMASS BURNING'S IN VARIOUS REGIONS OF BRAZIL.

ABSTRACT

The aim of this work is to present the results of the first systematic measurements of the concentration of atmospheric carbon dioxide performed in different regions of Brazil and to verify the influence of the biomass burnings in the increase this concentration. The CO₂ is very important in the plants photosynthesis and respiration processes and also in the terrestrial climate balance. Among the gases produced by human activities, CO₂ contributes with more than 50% to the greenhouse effect. Its main source is the fossil fuel combustion followed by biomass burning, while its main sink are the oceans and in a smaller scale, the live biomass. Making use of an infrared non dispersive analyzer, measurements of CO₂ concentration were made in different regions of Brazil, mainly in the cerrado of the central region. The results show a large diurnal variation of CO₂ concentration, with high concentration during night and dawn and low concentration during day time, with the minimum occurring between 11:00 and 15:00 h. Another aspect that was verified is the concentration increase during the august to october periods, wich coincide with the dry season, when a great number of biomass burning occur. This fact is more evident in Porto Nacional (TO) where there is an increase of about 20% in the CO₂ concentration during the burning period in relation to the wet period, where practically there is no biomass burning occurrence. We also present, in this work a theoretical model to estimate the CO₂ emission due to the biomass burning based on the measurements of carbon monoxide concentration made in Cuiaba (MT) e Natal (RN).

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS	xv
LISTA DE TABELAS	xxiii
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO	1
1.1- Considerações gerais sobre o gás carbônico	1
1.2- Resultados de trabalhos anteriores de gás carbônico no Brasil.	3
1.3- Apresentação do trabalho e objetivos.	5
CAPÍTULO 2- IMPORTÂNCIA DO GÁS CARBÔNICO.	7
2.1- O ciclo do carbono.	7
2.1.1- O ramo geoquímico do ciclo do carbono	10
2.1.2- O ramo biológico do ciclo do carbono.	11
2.1.3- Perturbações antropogênicas no ciclo do carbono	14
2.1.4- Distribuição do dióxido de carbono produzido por atividades antropogênicas. .	16
2.2- O efeito estufa	17
2.2.1- Gases do efeito estufa	19
2.2.2- Balanço radiativo	24
CAPÍTULO 3- METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO.	27
3.1- Experimentos de campo: motivação	27
3.2- Instrumentação e técnica de medida.	29
3.2.1- Princípio de funcionamento do analisador.	33
3.2.2- Determinação da concentração de dióxido de carbono.	35
CAPÍTULO 4- RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
4.1- Variação da concentração de gás carbônico em alguns ecossistemas	37
4.1.1- Litoral e região serrana	38

4.1.2- Cerrado	44
4.2- O experimento TRACE-A	66
4.3- Estimativas da emissão de gás carbônico pela queima de biomassa	75
4.3.1- Cálculo da emissão de gás carbônico	75
4.3.2- O radical hidroxila	77
4.3.3- O monóxido de carbono	80
4.3.4- Conclusão	88
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89
APÊNDICE 1	95

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1- Reservatórios e fluxos globais de carbono. A quantidade de carbono nos reservatórios é dada em Gt e os fluxos em Gt de carbono/ano. (1 Gt = 10^{12} kg).	8
2.2- Média mensal da concentração de CO ₂ (em partes por milhão por volume) observado em Mauna Loa, Hawaí.	12
2.3- Emissão global de CO ₂ devido a queima de combustíveis fósseis, a partir de 1860.	15
2.4- Balanço global de energia para uma atmosfera padrão.	18
2.5- Contribuição de cada gás de origem antropogênica para o efeito estufa durante o período 1890-1990.	19
2.6- Contribuição relativa ao efeito estufa de CO ₂ e outros gases e sua evolução temporal.	21
3.1- Espectro de absorção da água e do dióxido de carbono, a curva inferior mostra o espectro de absorção total dos gases da atmosfera.	31
3.2- Modos vibracionais para a molécula de dióxido de carbono.	32
3.3- Esquema do analisador infravermelho não dispersivo	34
3.4- (a) Variação da taxa V_s/V_r em função da concentração do gás.	36

(b) Variação da concentração do gás em função do sinal produzido V	36
4.1- Média horária da concentração de CO ₂ e radiação solar em função da hora local, Laboratório de Samoa.	39
4.2- Variação diurna da concentração de CO ₂ para Campos do Jordão, SP, durante o período: 01/06/92 à 11/06/92.	41
4.3- Variação diurna da concentração de CO ₂ em Caraguatatuba, SP, no período:28/04/92 à 07/05/92.	41
4.4- Comparação entre as concentrações médias horárias de CO ₂ entre Campos do Jordão e Caraguatatuba, no período de: respectivamente 01/06-11/06/92 e 28/04-07/05/92.	42
4.5 - Efeito da temperatura sobre as velocidades de fotossíntese e respiração das plantas.	43
4.6- Mapa do Brasil situando o cerrado, região hachurada, e localização das estações de monitoramento: Campos do Jordão, Caraguatatuba Natal, Cuiabá e Porto Nacional.	45
4.7- Variação da concentração de CO ₂ , média horária mensal em função da hora local, Goiânia-GO, no período abril a setembro/92 e abril a outubro/93.	47
4.8- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO ₂ em função da hora local, Goiânia-GO.	49
4.9- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO ₂ em função da hora local, Goiânia-GO.	49

4.10- Variação da concentração de CO ₂ média horária mensal em função em função da hora local, Porto Nacional-TO, no período de outubro/92 a agosto/93.	51
4.11- Variação do número de focos de queimadas durante o período: junho/novembro de 1992, para os locais: Tocantins, Mato Grosso e Goiás.	54
4.12- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO ₂ em função da hora local, Porto Nacional-TO.	55
4.13- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO ₂ em função da hora local, Porto Nacional-TO.	55
4.14- Variação da concentração de CO ₂ , média horária mensal em função da hora local, Cuiabá-MT, para o período setembro/92 a julho/93.	57
4.15- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO ₂ em função da hora local, Cuiabá-MT.	59
4.16- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO ₂ em função da hora local, Cuiabá-MT.	59
4.17- Reta média e distribuição dos pontos na regressão linear efetuada entre a concentração de CO ₂ e o número de focos de queimadas para:	
a) Goiás (1992)	61
b) Goiás (1993)	61
c) Mato Grosso (1992)	62
d) Tocantins (1993)	62
4.18- (a) Variação sazonal da concentração de CO ₂ para Porto Nacional-TO	65

4.18 - (b) Variação sazonal da concentração de CO ₂ para Cuiabá-MT	65
4.19- Concentração de CO ₂ , média horária mensal para os meses de abril e agosto de 1992 em função da hora local, Goiânia-GO.	68
4.20- Concentração de CO ₂ , média horária mensal, para os meses de abril e outubro de 1992, em função da hora local, Porto Nacional-TO	69
4.21- Concentração de CO ₂ , média horária mensal, para os meses de setembro e novembro de 1992, em função da hora local, Cuiabá-MT.	70
4.22 - Prováveis trajetórias das massas de ar, para uma altura de 1,5 km durante o mês de setembro de 1992, para:	
(a) Goiânia -GO	72
(b) Porto Nacional-TO	73
(c) Cuiabá -MT	74
4.23- Concentração média mensal de monóxido de carbono observada em Natal e Cuiabá, para 1988.	83
4.24- Perfil médio de monóxido de carbono sobre a região do cerrado.	84
4.25- Diferença dos perfis de CO entre Cuiabá e Natal, adotados para o cálculo das emissões de CO ₂ para a baixa atmosfera.	87

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1- Reservatórios de carbono e suas respectivas quantidades.	9
2.2- Principais fontes e sumidouros de CO ₂ .	17
2.3- Evolução temporal da concentração dos gases do efeito estufa produzidos por atividades humanas.	23
3.1- Lista das expedições realizadas no Brasil.	28
3.2- Locais de monitoramento de CO ₂ atmosférico.	29
4.1- Parâmetros da regressão linear entre a concentração de CO ₂ e o número de focos de queimadas.	60
4.2- Coeficientes de correlação linear entre a concentração de CO ₂ e os demais parâmetros.	63
4.3- Valores da concentração de OH (10^6 mol cm^{-3}).	80
4.4- Valores calculados da integral S para os 12 meses de 1988.	86
4.5- Razão de emissão de CO/CO ₂ pela queima de biomassa.	86

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1-CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE O GÁS CARBÔNICO

O clima terrestre depende do balanço radiativo do planeta, que por sua vez depende da abundância de gases traços radiativamente ativos, nuvens e aerossóis e da consequente relação entrada/saída de radiação solar do sistema Terra-atmosfera. É essencial, portanto, o conhecimento sobre a variação da concentração destes gases e como eles podem ser influenciados por atividades antropogênicas.

Em geral, uma massa gasosa apresenta características ópticas distintas para a radiação eletromagnética de comprimentos de onda diferentes. Para a Terra, a atmosfera é relativamente transparente à radiação solar, e opaca à radiação emitida pela Terra isto é, parte da radiação solar é absorvida pela superfície sólida, mas a emissão desta, é absorvida pela atmosfera. Esta, por sua vez, re-emitirá a energia recebida da qual uma parte será reabsorvida pela superfície, e assim por diante. Deste modo a superfície do planeta não é aquecida apenas pela radiação solar direta, mas também em menor escala pela radiação secundária da atmosfera, e portanto, o resultado líquido deste processo é um aquecimento adicional da superfície terrestre. A característica do aprisionamento da energia infravermelha irradiada, é conhecida como o Efeito Estufa (Ramanathan et al., 1987; Kirchhoff, 1991).

Dos gases do efeito estufa que são diretamente influenciados por atividades humanas, o dióxido de carbono, CO_2 , é o maior contribuinte seguido pelos clorofluorcarbonetos (CFC's), metano (CH_4), ozônio (O_3) troposférico e óxido nitroso (N_2O). A contribuição relativa destes gases, para o efeito estufa, tem mudado no decorrer do tempo, como por exemplo a participação do metano, na década de 80, passou de 12% para 18% (Hansen et al., 1989).

A concentração de CO₂ na atmosfera tem aumentado com o decorrer do tempo, variando de 280 ppmv (partes por milhão por volume), o que corresponde a uma massa total de CO₂ na atmosfera de 593 Gt (1 Gt = 10¹² kg) em 1750 para 353 ppmv em 1990, (Sarmiento e Sundquist, 1992), portanto um aumento de aproximadamente 26% no intervalo de 240 anos sendo que somente entre as décadas de 60 a 90, este aumento foi de 50% do total.

Apesar de grande quantidade de gás carbônico ser lançada para a atmosfera, medidas realizadas em Mauna Loa, Havaí, mostram que somente 55% deste CO₂ permanece na atmosfera (Detwiller e Hall, 1988). Portanto o restante deve ser absorvido por algum mecanismo ainda não muito bem definido, provavelmente nos oceanos e em menor escala na biomassa vegetal.

A principal causa do aumento da concentração de CO₂ atmosférico nos últimos anos, é a queima de combustíveis fósseis, que liberou para a atmosfera cerca de 5,7 Gt de C em 1987 (Rotty, 1987) enquanto uma quantidade adicional de 0,12 Gt de C foi adicionada à atmosfera através do processamento de rocha calcária para a produção de cimento.

Também os desmatamentos e queimadas de florestas para fins industriais ou agrícolas, liberaram para a atmosfera uma quantidade de 1,0 - 2,6 Gt de carbono durante o ano de 1980, sendo a maior parte desta emissão oriunda de queimadas nas regiões tropicais (Houghton et al., 1987).

Na literatura disponível, a estimativa sobre as emissões é baseada na quantidade de biomassa queimada (Seiler e Crutzen, 1980), ou em estimativas sobre desmatamentos (Houghton et al., 1987), supondo que mais cedo ou mais tarde a matéria orgânica desmatada será transformada em gás carbônico.

Medidas da concentração de CO₂ realizadas em 22 estações globalmente distribuídas, entre 1981 e 1984, (Conway et al., 1988) mostraram uma variação

latitudinal. Valores máximos desta concentração ocorrem no Hemisfério Norte, em regiões de altas latitudes, e diminuem em direção ao equador, onde se encontra um leve pico desta concentração. A partir do equador, em direção ao polo Sul, a concentração de CO₂ diminui atingindo o seu mínimo entre 70° e 90° S. Embora exista uma variação latitudinal no Hemisfério Sul esta variação é bem menos acentuada do que no Hemisfério Norte o que mostra que as fontes antropogênicas do Hemisfério Sul e sumidouros de CO₂ são menos significativas.

Um outro aspecto verificado através destas medidas foi a variação sazonal da concentração de CO₂. Esta variação foi primeiramente observada em Mauna Loa, onde medidas da concentração de CO₂ tem sido realizadas desde 1958 (Keeling, et al., 1976), variação esta, que está diretamente relacionada com o ciclo biológico da vegetação terrestre. A concentração de CO₂ também apresenta uma variação diurna (Ryan, 1990), que pode ser bastante acentuada conforme o ecossistema envolvido. A concentração máxima ocorre geralmente durante a madrugada e a concentração mínima ocorre em torno do meio dia, variações estas, relacionadas com os processos: fotossíntese e respiração das plantas e aos processos de mistura da atmosfera.

1.2- RESULTADOS DE TRABALHOS ANTERIORES DE GÁS CARBÔNICO NO BRASIL

Grandes queimadas são acontecimentos comuns nas regiões rurais dos trópicos na época de poucas chuvas. No Brasil, na região do planalto central, a estação das secas é muito longa podendo durar vários meses. Isto faz esta região ser de muito interesse para o estudo de modificações artificiais na composição de espécies da baixa atmosfera e por este motivo, várias expedições científicas têm sido organizadas para estudos direto nos locais de ocorrência de grandes queimadas.

Análises têm mostrado (Crutzen, et al., 1985) que a queima de vegetação nos trópicos podem fornecer substanciais quantidades de importantes gases traços para a atmosfera, tais como: CO₂, CO, N₂O, NO, COS, CH₃Cl, CH₄ e outros

hidrocarbonetos. Em alguns casos, o potencial de emissão destes gases, provenientes de queimadas, para a atmosfera foi tão grande quanto à emissão de gases através de processos industriais.

Todos estes gases tem um papel importante na química da atmosfera. Na troposfera, a oxidação fotoquímica do metano (CH_4) e outros hidrocarbonetos, leva a produção de monóxido de carbono (CO). Estas reações de oxidação são iniciadas pela reação com o radical hidroxila (OH), o qual é produzido através da reação com o átomo de oxigênio, produzido na fotodissociação do O_3 , com o vapor d'água. A oxidação do CO e hidrocarbonetos, na presença de concentrações adequadas de NO , leva a formação de O_3 troposférico. Portanto, na troposfera, os ciclos químicos do O_3 , CO , CH_4 , e NO estão fortemente acoplados.

Na estratosfera, a oxidação do óxido nitroso (N_2O), o qual é inerte na troposfera, leva a produção de NO , que junto com o NO_2 é o principal catalizador no processo de destruição do ozônio. Da mesma forma, o COS é um gás inerte na troposfera e não é muito afetado pela precipitação. Sua fotodissociação na estratosfera, junto com a oxidação do SO_2 é provavelmente a principal fonte da camada do sulfato, na forma de aerossol na estratosfera, durante períodos de baixa atividade vulcânica.

O gás carbônico (CO_2) é um gás inerte e produzido antropogenicamente principalmente pela queima de combustíveis fósseis e pela queima de biomassa enquanto os principais sumidouros são os oceanos e a biomassa vegetal viva.

A expedição do Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas, EUA, (NCAR) organizada por Paul Crutzen, 1980, parece ter sido a primeira missão científica à observar os gases traços atmosféricos no Brasil, em escala global, em particular, na região do cerrado e floresta úmida. Neste experimento utilizou-se uma aeronave equipada com vários sensores, com os quais mediram-se as concentrações de CO_2 , O_3 , CO , NO e NO_x , como também umidade relativa, temperatura, altitude, velocidade e direção do vento. Usando-se garrafas especiais de aço inoxidável, amostras de ar foram

coletadas e posteriormente analisadas num cromatógrafo a gás. Esta foi a técnica usada para se medir a concentração de CO₂. Através destas medidas, foi determinada a razão entre as concentrações dos vários gases em relação à concentração de CO₂ e os resultados mais importantes foram: CO/CO₂ = 12 - 15%, CH₄/CO₂ = 0,8 - 1,6%, N₂O/CO₂ = 1,5 - 3,0x10⁻⁴% e COS/CO₂ = (4-8)x10⁻⁶%. Segue-se destes resultados, que entre 11 e 13% do carbono liberado para a atmosfera devido as queimadas não é liberado na forma de CO₂ e sim na forma de CO.

Uma segunda missão científica, organizada pelo INPE e pela NASA, ocorreu em 1985, na região Amazônica. Este experimento, denominado GTE ABLE-2A, foi realizado durante os meses julho/agosto e envolveu cerca de 60 pesquisadores americanos e 100 brasileiros entre pesquisadores e técnicos (Harris et al, 1988). Dentre os vários gases medidos neste experimento, Wofsy, et al., (1988) estudaram o comportamento da concentração de CO₂ atmosférico na Bacia Amazônica, usando-se medidas de perfis verticais de CO₂ e também fluxos de emissões de CO₂ dos solos. Altas concentrações de CO₂, entre 380 e 400 ppmv foram registradas durante à noite, com uma diminuição durante o dia, mostrando que a floresta atua como uma fonte de CO₂ à noite e um sumidouro durante o dia.

Durante os meses abril-maio de 1987 um experimento organizado pela NASA-INPE, semelhante ao de 1985, foi realizado também na região Amazônica. Este experimento, denominado GTE ABLE-2B, foi realizado durante a época das chuvas, ao contrário do experimento ABLE-2A e desta forma foi possível se verificar a influência das queimadas na concentração dos gases traços (Harris et al., 1990). Medidas de fluxo verticais de CO₂ (Fan et al., 1990) provenientes dos solos e das florestas foram realizadas com o objetivo de se estimar as razões de troca de CO₂ com a atmosfera. A absorção, durante o dia, foi aproximadamente balanceada pela emissão à noite, com os solos contribuindo com mais de 90% da respiração noturna.

1.3- APRESENTAÇÃO DO TRABALHO E OBJETIVOS

Neste trabalho descrevemos e analisamos as primeiras medidas da concentração de CO₂ atmosférico, realizadas sistematicamente em várias regiões do Brasil. Estas medidas foram efetuadas em estações fixas de monitoramento e também em experimentos de campo.

O capítulo 2 descreve o ciclo do carbono e as interações entre os principais reservatórios deste ciclo. Perturbações antropogênicas causadas neste ciclo e o possível destino do gás carbônico produzidos através destes processos são apresentados e discutidos. Também é discutido o efeito estufa e os principais gases deste efeito. No capítulo 3 apresentamos a metodologia utilizada para a obtenção dos dados, a descrição e o princípio de funcionamento do analisador do CO₂. No capítulo 4 apresentamos um modelo teórico para se estimar a emissão de CO₂ pelas queimadas, baseado em medidas de monóxido de carbono. Também apresentamos os dados obtidos através das medidas, discussões e conclusões.

Os objetivos específicos deste trabalho são os seguintes:

- a) verificar a variação diurna da concentração de CO₂ atmosférico em algumas regiões, principalmente no cerrado brasileiro, e identificar os horários de ocorrência de concentrações máximas e mínimas.
- b) estimar a emissão de CO₂ pela queima de biomassa, usando-se medidas da concentração de monóxido de carbono, realizadas na região do cerrado.
- c) determinar a variabilidade da concentração de CO₂ nas estações seca e chuvosa e verificar a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂ atmosférico através de medidas realizadas no cerrado.

CAPÍTULO 2

A IMPORTÂNCIA DO GÁS CARBÔNICO

2.1- O CICLO DO CARBONO

O fluxo de carbono, na forma de gás carbônico, carbonatos, compostos orgânicos, etc..., entre os reservatórios: atmosfera, oceanos e biomassa viva e morta é denominado Ciclo do Carbono. Os maiores fluxos naturais de carbono, ocorrem entre a atmosfera, biomassa viva e a superfície das águas dos oceanos.

Em condições naturais, os reservatórios do ciclo do carbono: atmosfera, oceanos e biomassa viva e morta encontram-se praticamente em equilíbrio. Um conhecimento do seu estado natural é um pré requisito para se determinar as possíveis perturbações causadas neste ciclo, por atividades antropogênicas. Ainda existem muitas incertezas quanto ao conteúdo de carbono nos principais reservatórios do ciclo do carbono bem como sobre os fluxos de troca de carbono entre eles (Broecker, et al., 1979, Woodwell et al., 1983).

A figura 2.1 mostra os reservatórios do ciclo do carbono, bem como os fluxos de trocas entre eles. Quanto aos processos de troca entre os principais reservatórios podemos dividir o ciclo do carbono em dois ramos: o biológico e o ramo geoquímico. O ramo biológico governa a transferência de carbono entre as plantas e animais com o seu meio ambiente (oceano, atmosfera, etc.) enquanto que o ramo geoquímico é responsável pela troca de carbono entre as rochas sedimentares, o oceano, a atmosfera e a biomassa morta.

Como mostra a figura existe um pequeno desequilíbrio de fluxo de carbono entre os reservatórios: atmosfera e biomassa viva, desequilíbrio causado pelo

predomínio do processo de fotossíntese em relação ao processo de respiração. Também observa-se o mesmo em relação aos reservatórios: atmosfera e oceano, onde existe um fluxo de carbono levemente maior da atmosfera para o oceano. Quanto aos fluxos de carbono para a atmosfera, produzidos por fontes antropogênicas, a figura mostra as principais fontes: a queima de combustíveis fósseis, com aproximadamente 5,0 Gt de C/ano e os desmatamentos e queima de biomassa com 2,0 Gt de C/ano.

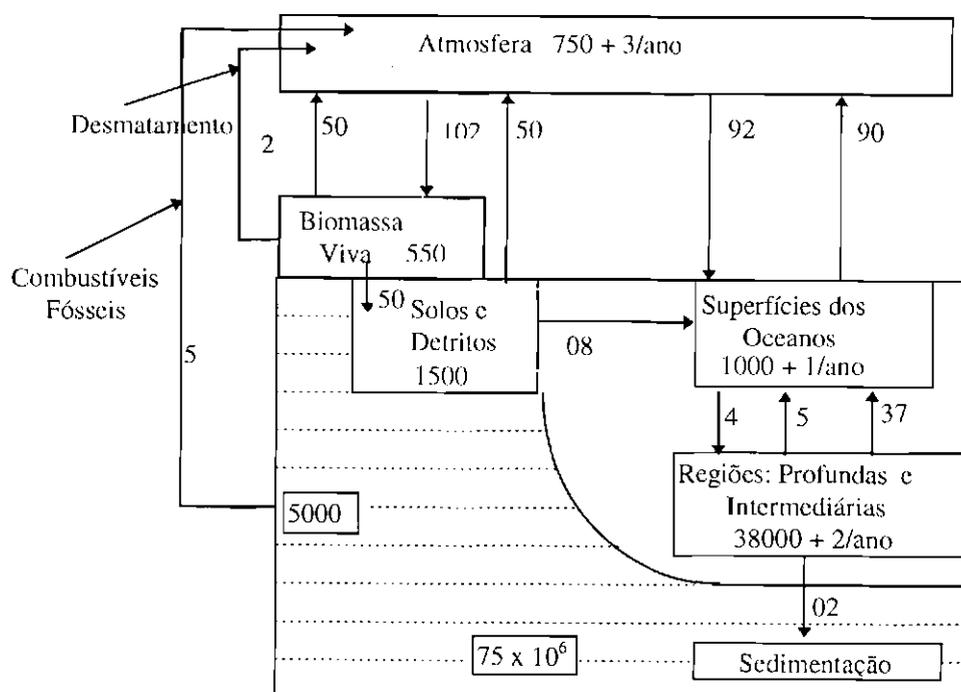


Fig. 2.1- Reservatórios e fluxos globais de carbono. A quantidade de carbono nos reservatórios é dada em Gt de C e os fluxos em Gt de carbono/ano (1 Gt = 10¹² kg).

Fonte: Trabalka et al., (1986), p. 536.

A tabela 2.1 mostra as várias formas sob as quais o carbono é encontrado na natureza e suas quantidades. Desta tabela pode-se verificar que a quantidade de carbono estocada nas rochas sedimentares e na matéria orgânica sedimentar, que

compõem o ramo geoquímico do carbono, é milhares de vezes maior do que a quantidade de carbono contida nos reservatórios do ramo biológico. Entretanto, apesar da grande quantidade de carbono contida nos reservatórios do ramo geoquímico do ciclo do carbono, sua contribuição para o aumento atual da concentração de dióxido de carbono atmosférico é muito pequena, pois as velocidades com que o carbono é absorvido ou liberado destes reservatórios são desprezíveis face às velocidades do ramo biológico.

TABELA 2.1- RESERVATÓRIOS DE CARBONO E SUAS RESPECTIVAS QUANTIDADES.

FORMA	MASSA DE CARBONO (10¹² kg)
Carbonato de cálcio (rochas sedimentares)	35 X 10 ⁶
Ca-Mg Carbonatos (rochas sedimentares)	25 X 10 ⁶
Matéria orgânica sedimentar	15 X 10 ⁶
Carbonatos e bicarbonatos dissolvidos no oceano	38.000
Combustíveis fósseis	5.000
Biomassa morta (humus e detritos)	1.500
Dióxido de carbono atmosférico	750
Biomassa viva	550

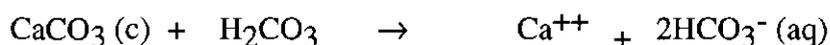
Fonte: Berner et al. (1989), p. 58.

2.1.1- O RAMO GEOQUÍMICO DO CICLO DO CARBONO

Como já mencionado, as rochas sedimentares são os maiores reservatórios de carbono. Estas rochas são formadas por dois componentes: matéria orgânica sedimentar, que representam os tecidos remanescentes de plantas e animais, e os carbonatos, que em sua maior parte representam os restos de esqueletos de organismos antigos.

A forma com que estes dois componentes produzem o dióxido de carbono, que eventualmente escapa para a atmosfera, é bem diferente para cada um. No caso da matéria orgânica sedimentar a produção de CO_2 se realiza através de sua reação com o oxigênio, enquanto que para os carbonatos, o processo é mais complicado (Berner et al., 1989).

Carbonatos de cálcio (CaCO_3) e de magnésio (MgCO_3) contidos dentro dos minerais dolomita, calcita e aragonita são atacados pelos ácidos presentes nas águas principalmente pelo ácido carbônico. O ácido carbônico (H_2CO_3) é formado nos solos quando o CO_2 , que surge da decomposição da matéria orgânica, reage com a água. A ação do ácido carbônico nas rochas de carbonatos leva a dissolução com dissociação em íons: cálcio, magnésio e dois íons bicarbonatos (HCO_3^-), conforme indicado nas equações abaixo:



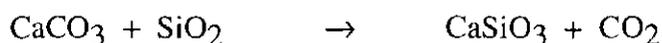
Após a dissolução os íons bicarbonatos e de cálcio, são levados, pelas águas dos solos, para os rios e finalmente para os oceanos. Nos oceanos, os organismos marinhos, tais como planctons e corais, absorvem os íons de cálcio e bicarbonatos, formando camadas de carbonatos de cálcio. Quando os organismos morrem, o carbonato de cálcio é depositado no fundo do oceano e acumulado. Este carbonato de cálcio é responsável por 80% do carbono depositado no fundo do oceano enquanto os outros

20% originam-se da matéria orgânica morta, que também é acumulada no fundo do oceano.

Durante as reações envolvendo carbonatos somente metade dos íons bicarbonatos são transformados em carbonatos de cálcio e depositados no fundo dos oceanos; a outra metade é transformada em CO₂, o qual tende a escapar para a atmosfera, conforme mostra a equação:



Os principais processos pelos quais o CO₂ é enviado para a atmosfera são o metamorfismo e o vulcanismo e podem ser representados pela equação:



2.1.2- O RAMO BIOLÓGICO DO CICLO DO CARBONO

O ramo biológico é formado pelos reservatórios: atmosfera, oceano e biomassa viva e morta. O processo de troca entre oceano-atmosfera não somente inclui os fluxos de troca de carbono entre ambos, como também o transporte de carbono da superfície para o fundo do oceano. A seguir descreveremos com maiores detalhes os reservatórios do ciclo biológico do carbono.

a) A ATMOSFERA

A concentração anual média da atmosfera é relativamente homogênea através da troposfera, pois esta é bem misturada. A concentração pré industrial de CO₂ na atmosfera era de 280 ppmv, conforme reconstruída através de análises em testemunhos de gelo (Nestel et al., 1982, 1985; Raynaud et al., 1985; Barnola et al., 1983), correspondendo à uma quantidade atmosférica de 594 Gt (1 Gt = 10¹² kg) de

carbono ao passo que atualmente a concentração de CO₂ atmosférico é de 353 ppmv correspondendo à 750 Gt de carbono (Apêndice 1).

Apesar de grande quantidade de carbono ter sido lançada para a atmosfera, á partir do período industrial, as medidas realizadas em Mauna Loa (Detwiler e Hall, 1988) indicam que somente 55% deste carbono permanece na atmosfera, sendo que o restante parece ser absorvido pelos oceanos e em menor escala pela biomassa viva, correspondendo à uma taxa de acumulação de 3,0 Gt C/ano. A figura 2.2 mostra a taxa de crescimento da concentração de CO₂, à partir de 1958, apontando para um aumento quase exponencial desta concentração. Através da figura temos um aumento na concentração de CO₂ de: 2,5%, durante as décadas 60-70, 4,5% entre as décadas 70-80 e de 5,6% entre as décadas 80-90, perfazendo um total de aproximadamente 13%, o que representa 50% do aumento total da concentração de CO₂, a partir de 1750. Nota-se também uma variação sazonal devido aos processos de fotossíntese e respiração da vegetação da terra (Keeling, et al., 1976; Conway, et al., 1988).

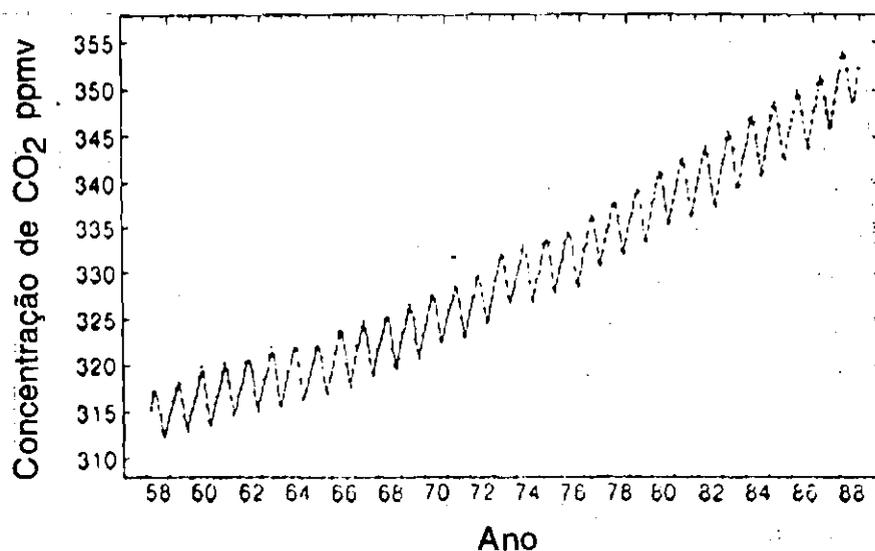


Fig. 2.2- Média mensal da concentração de CO₂ (em partes por milhão por volume) observado continuamente em Mauna Loa, Hawaí.

Fonte: Mitchell, (1989), p. 121.

b) O OCEANO

Em escala de tempo de décadas ou mais, a concentração de CO₂ da atmosfera não perturbada é principalmente controlada pelas trocas de carbono com o oceano ou seja, existe uma contínua troca de CO₂ em ambos os sentidos. O fluxo líquido para o oceano é movido pela diferença de pressão parcial de CO₂ entre a atmosfera e a superfície da água.

A taxa com que o CO₂ é transferido para o oceano depende basicamente de 4 fatores: a) velocidade de transferência de CO₂ da atmosfera para o oceano, b) capacidade de absorção do oceano, c) transporte do CO₂ da superfície da água para o fundo do oceano e d) transporte do CO₂ através de processos biológicos (Broecker et al., 1979). Através destes mecanismos, as estimativas indicam que o fluxo de absorção de CO₂ é de 2,0 Gt C/ano (Sarmiento e Sundquist, 1992).

A quantidade de carbono na camada da superfície do oceano é fortemente influenciada pelas atividades biológicas. O crescimento do fitoplâncton envolve a transformação de carbono inorgânico em carbono orgânico. Parte deste carbono orgânico é incorporado a pequenas partículas que se sedimentam, levando carbono e nutrientes para o fundo do oceano. Este processo, denominado " bomba biológica" atua como uma força motora para os processos de troca de CO₂ entre a atmosfera e oceano.

c) BIOMASSA VIVA E MORTA

A biomassa viva e morta (plantas, húmus e turfa) contem aproximadamente 2050 Gt de carbono, ou aproximadamente 3 vezes o conteúdo de CO₂ atmosférico. Uma mudança neste reservatório de apenas 0,1%/ano (o qual pode ser difícil de detectar) pode liberar para a atmosfera, uma quantidade de 2,0 Gt C/ano, ou seja, 40% das emissões atuais de CO₂ devido à queima de combustíveis fósseis. Este exemplo mostra claramente a importância da biomassa viva e morta no ciclo do carbono.

Uma questão de grande controvérsia é se a biomassa viva, junto com os oceanos, é um sumidouro ou uma fonte de CO₂. Para que esta questão seja melhor esclarecida é necessário se quantificar com maior exatidão os fluxos de carbono entre a biomassa viva e a atmosfera.

A biomassa viva assimila CO₂ através do processo da fotossíntese e libera CO₂ através das respirações: autotrófica (produção de CO₂ pelas plantas) e heterotróficas (conversão da matéria orgânica em CO₂). No processo da fotossíntese as plantas absorvem o CO₂ atmosférico e com a ajuda da água produzem carboidrato e liberam o oxigênio. No processo inverso, respiração, as plantas e animais consomem o oxigênio e queimam os carboidratos produzindo CO₂ e água.

Em condições normais, ou seja, sem interferências antropogênicas, existe um pequeno desequilíbrio entre os processos de fotossíntese e respiração causando um fluxo levemente maior da atmosfera para a biomassa viva, entretanto, devido à diminuição da biomassa causada pelos desmatamentos e queimadas a biomassa viva pode ter uma contribuição maior para a produção de CO₂.

2.1.3- PERTURBAÇÕES ANTROPOGÊNICAS NO CICLO DO CARBONO

A concentração de CO₂ na atmosfera é principalmente afetada por dois processos antropogênicos: produção de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis e queima de biomassa. Neste contexto, o desmatamento é uma queima em câmera lenta.

A produção de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis (5,7 Gt C/ano), mais as fontes industriais, tais como a produção de cimento (0,12 Gt C/ano), tem mostrado um crescimento exponencial, desde 1850 (4%/ano), com algumas interrupções durante as duas grandes guerras mundiais e durante a crise econômica dos anos 30, conforme mostrado na figura 2.3.

A produção de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis e no processo de produção de cimento, contribui com 5,8 Gt C/ano perfazendo um total acumulado de aproximadamente 200 Gt C, no período de 1850 à 1987. Cerca de 95% destas emissões são provenientes do hemisfério Norte, dominado pelos países industriais, onde a produção anual de CO₂ atinge 5,0 t C per cápita, ao passo que nos países em desenvolvimento a produção varia de 0,2 à 0,6 t per cápita (Rotty et al., 1987).

Quanto às emissões de CO₂ pelas atividades industriais, a maior contribuição, origina-se da manufatura do cimento. No processo de produção de cimento, a rocha calcária e outros materiais ricos em cálcio são os maiores ingredientes. Num forno, o carbonato de cálcio (CaCO₃) é decomposto em dióxido de carbono e óxido de cálcio (CaO). Para cada mol de CaO produzido através do CaCO₃ um mol de CO₂ é liberado e através deste processo é estimado que na produção de 1 tonelada de cimento, 0,12 toneladas de carbono são liberados para a atmosfera na forma de CO₂.

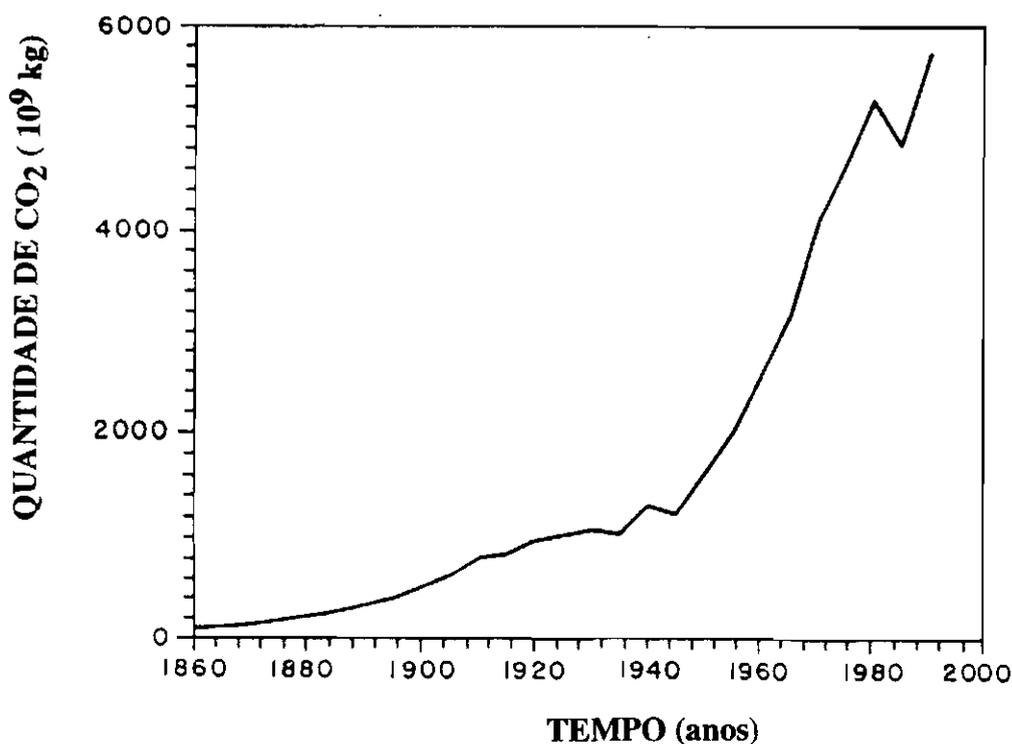


Fig. 2.3- Emissão global de CO₂ devido a queima de combustíveis fósseis, a partir de 1860.

Fonte: Trabalka, et al., (1986), p. 547.

As florestas virgens contém de 20 a 100 vezes mais carbono por unidade de área do que as terras utilizadas para a agricultura. A quantidade de carbono liberada para a atmosfera comparada com a acumulada na terra, como resultado das mudanças no uso do solo, depende da quantidade de carbono contido na biomassa e nos solos, da velocidade de decaimento da matéria orgânica dos solos e das velocidades de reflorestamento de florestas. Devido à heterogeneidade dos ecossistemas terrestres, as estimativas de fluxos de CO₂ tornam-se bastante difíceis. A emissão total de carbono para a atmosfera, resultante das mudanças no uso da terra principalmente pelos desmatamentos seguido de queimadas, entre 1850 e 1985 tem sido estimada como sendo de 115 ± 35 Gt C. Estimativas indicam uma produção de CO₂ em 1980, devido às queimadas, de 1,0 à 2,6 Gt C (1 Gt = 10^{12} kg) sendo que a maior parte deste fluxo é atribuído às regiões tropicais (Houghton et al., 1987).

2.1.4-DISTRIBUIÇÃO DO DIÓXIDO DE CARBONO PRODUZIDO POR ATIVIDADES ANTROPOGÊNICAS.

Através de estimativas de emissão de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis e pelos desmatamentos e queimadas, o gás carbônico na natureza está distribuído conforme mostra a tabela 2.2 (Sarmiento e Sundquist, 1992).

Os resultados de modelos e de outros estudos é que as emissões estimadas excedem a soma do aumento de concentração atmosférico mais a absorção pelos oceanos, por uma quantidade significativa, portanto devem existir processos de absorção de CO₂ que não estão sendo considerados nestes modelos. Trata-se de uma grande incerteza nos estudos do ciclo do carbono. Dentre destes processos, que agem como sumidouros de CO₂, os mais representativos devem ser a estimulação do crescimento da vegetação devido ao aumento dos níveis de CO₂ e o possível aumento da produtividade da vegetação sob temperaturas mais altas. Além destes fatores, mudanças no tratamento e uso da terra e reflorestamentos, podem contribuir para o acúmulo de carbono na biomassa.

TABELA 2.2- PRINCIPAIS FONTES E SUMIDOUROS DE CO₂.

FORMA	Gt C/ano
Emissão devido à queima de combustíveis fósseis	5,7 ± 0,5
Emissão devido aos desmatamentos e uso da terra	1,6 ± 1,0
Aumento na atmosfera	3,4 ± 0,2
Absorção pelo oceano	2,0 ± 0,8
Sumidouro desconhecido	1,9 ± 1,4

Fonte: Sarmiento e Sundquist, (1992), p. 590.

2.2- O EFEITO ESTUFA

A vida animal e vegetal no planeta Terra só é possível devido a presença, na atmosfera, de certos gases que absorvem a radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre. Na ausência dos gases acima mencionados, a temperatura da superfície da Terra seria de -18°C ao invés da atual temperatura média de 15°C. Este fenômeno é conhecido como **efeito estufa** (Mitchell, 1989; Kirchhoff, 1992).

O sistema Terra-Atmosfera é aquecido pela radiação solar, em comprimentos do espectro de onda visível, à um fluxo médio de: $S_0 (1 - \alpha)/4$, onde S_0 é a constante solar e α é a fração de radiação refletida pela terra e atmosfera (albedo) e o fator 4 surge devido à geometria esférica da terra. Este aquecimento deve ser equilibrado pela emissão de radiação infravermelha, para o espaço. Esta emissão de energia para o espaço, ou taxa de resfriamento, é dada por: σT_e^4 , onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_e é a temperatura efetiva do sistema. Em estado de equilíbrio, tem-se:

$$S_0 (1 - \alpha)/4 = \sigma T_e^4$$

Considerando-se o albedo α , como sendo 0,30, obtém-se uma temperatura de 255 K (-18°C), que seria a temperatura da superfície da Terra, na ausência da Atmosfera. Entretanto, devido à presença na atmosfera de gases do efeito estufa (como por ex. CO₂, H₂O, etc.), a temperatura de fato da superfície terrestre é em média de 288 K (15°C), pois estes gases absorvem radiação emitida pela superfície e reemitem de volta, produzindo um aquecimento adicional na superfície terrestre (Kirchhoff, 1991).

Em termos de balanço de energia, o sistema superfície-atmosfera emite para o espaço aproximadamente 236 W/m². A radiação emitida pela superfície é constituída principalmente por comprimentos de onda na faixa de 4 a 100 μm, portanto na faixa do infravermelho. A uma temperatura de 288 K, a superfície terrestre emite radiação de 390 W/m², embora somente 236 W/m² atinge o topo da atmosfera, sendo que a diferença de energia, 154 W/m² absorvida pelos gases do efeito estufa. Este balanço de energia é mostrado na figura 2.4 (Ramanathan et al., 1987).

ATMOSFERA PADRÃO

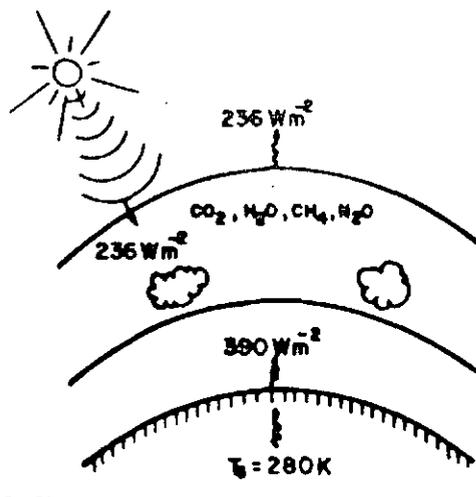


Fig. 2.4- Balanço global de energia para uma atmosfera padrão.

Fonte: Ramanathan et al.(1987), p:1444.

2.2.1- GASES DO EFEITO ESTUFA

Os principais constituintes radiativamente ativos da atmosfera, que contribuem para este efeito são: vapor d'água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2) e as nuvens. Estes três componentes contribuem com aproximadamente 90% do total do efeito estufa, sendo que a maior contribuição é devido ao vapor d'água, os outros 10% são devidos ao ozônio (O_3), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) e os clorofluorcarbonetos (CFC's). A figura 2.5 mostra a percentagem de contribuição dos gases do efeito estufa de origem antropogênica, e verifica-se pela figura que o CO_2 é o gás de maior contribuição seguido pelos CFC's (Hansen et al., 1989).

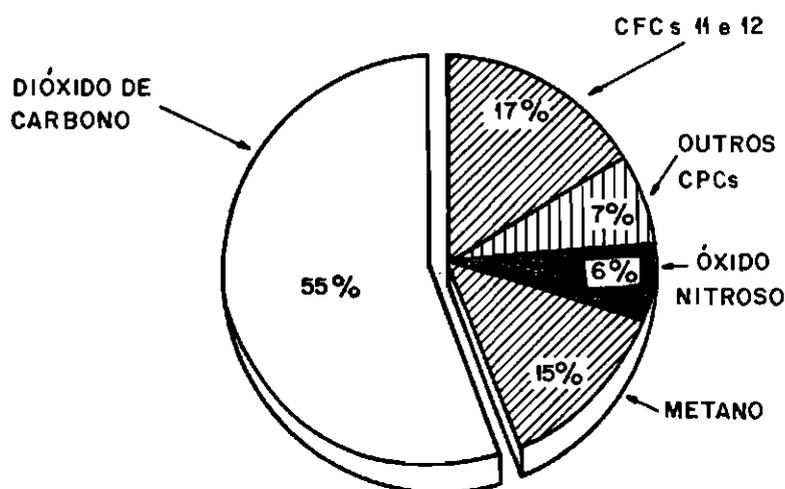


Fig. 2.5- Contribuição de cada gás de origem antropogênica para o efeito estufa, durante o período: 1980-1990.

Fonte Hansen et al. (1989), p. 16.420.

a) Gás Carbônico

A concentração média global de CO₂ atmosférico é atualmente de 353 ppmv, em 1990, sendo 26% maior do que no período pré industrial, que era de 280 ppmv. A concentração de CO₂ está aumentando 1,8 ppmv por ano, aumento este devido às emissões antropogênicas. Estas emissões são estimadas como sendo de $5,7 \pm 0,5$ Gt C/ano devido à queima de combustíveis fósseis e um adicional de 1,0 à 2,6 Gt de C proveniente da queima de biomassa (Houghton et al., 1987).

O maior sumidouro de CO₂ atmosférico são os oceanos e em menor escala a biomassa viva, entretanto estes mecanismos de remoção ainda não são bem conhecidos. O tempo que leva para que o CO₂ atmosférico se ajustar às mudanças nas fontes e sumidouros é da ordem de 50 à 200 anos, tempo este determinado principalmente pelas baixas trocas de carbono entre a superfície e as camadas mais profundas dos oceanos, conseqüentemente, o carbono liberado atualmente para a atmosfera, terá influência na concentração futura de CO₂.

Modelos utilizados para a estimativa da evolução da concentração de CO₂, assumindo que o fluxo de emissão de origem antropogênica se mantenha constante, indicam que a concentração de CO₂ poderá atingir os valores de 415 - 480 ppmv no ano de 2050 e 460 - 560 ppmv em 2100. Para que a concentração de CO₂ se mantenha nos níveis atuais é necessário uma redução de 60 à 80% nos fluxos de emissão de carbono de origem antropogênica.

b) Clorofluorcarbonetos

A concentração atmosférica atual dos hidrocarbonetos halogenados: CCl₃F (CFC-11), CCl₂F₂ (CFC-12), C₂Cl₃F₃ (CFC-113) e CCl₄, produzidos antropogenicamente são, respectivamente: 280 pptv, 484 pptv, 60 pptv e 146 pptv (partes por trilhão por volume). Com exceção do CCl₄, a partir de poucas décadas atrás, a concentração dos CFCs têm aumentado mais rapidamente, em termos

percentuais, do que os outros gases do efeito estufa, à uma razão de 4% ao ano, conforme mostrado na figura 2.6.

As principais fontes dos hidrocarbonetos halogenados são de origem industrial, como por exemplo o gás utilizado em aparelhos de ar condicionado, refrigeradores e propelentes de aerossóis. Estes gases possuem vida longa na atmosfera e são removidos através da fotodissociação na média e alta atmosfera.

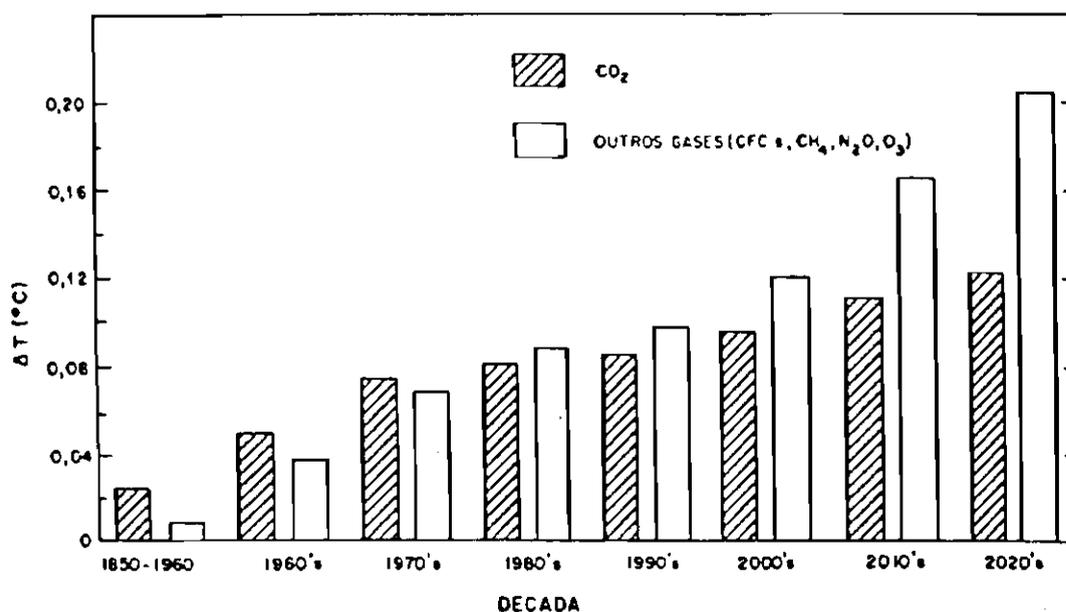


Fig. 2.6- Contribuição relativa ao efeito estufa de CO₂ e outros gases e sua evolução temporal.

Fonte: Hansen et al.(1989) p. 16.419.

c) Metano

A concentração atmosférica atual de CH_4 é de 1,72 ppmv o que corresponde ao dobro da concentração do período pré industrial, que era de 0,8 ppmv (determinada através de testemunhos de gelo) e está aumentando à uma taxa de 0,015 ppmv/ano ou 0,9%/ano. O mecanismo mais eficiente de remoção do metano atmosférico é sua reação com o radical hidroxila (OH) na troposfera e seu tempo de vida é de aproximadamente de 10 anos.

As principais fontes naturais de metano são os campos de arroz, animais ruminantes e regiões alagadas enquanto que as fontes antropogênicas são a queima de biomassa e extração de carvão e gás natural.

d) Óxido Nitroso

A concentração atual de N_2O de 310 ppbv (partes por bilhão por volume) é cerca de 8% maior do que sua concentração na era pré industrial e está aumentando à uma taxa de 0,8 ppbv (0,25%) por ano. O mecanismo mais eficiente de remoção de N_2O atmosférico é a fotodissociação que ocorre na estratosfera e o seu tempo de vida atmosférico é de aproximadamente de 150 anos. Os principais processos de produção de N_2O são devidos às atividades humanas, principalmente as práticas agrícolas que estimulam a emissão de N_2O pelos solos e em menor escala a queima de biomassa.

A existência do N_2O como constituinte natural da atmosfera foi estabelecida em 1938 e portanto sua concentração pré industrial foi obtida através de testemunhos de gelo. A tabela 2.3 fornece um resumo da evolução temporal da concentração dos gases do efeito estufa, produzidos por atividades humanas.

TABELA 2.3- EVOLUÇÃO TEMPORAL DA CONCENTRAÇÃO DOS GASES DO EFEITO ESTUFA PRODUZIDOS POR ATIVIDADES HUMANAS.

Parâmetro	CO₂	CH₄	CFC-11	CFC-12	N₂O
Concentração atmosférica pré industrial(1750)	280 ppmv	0,8 ppmv	0 pptv	0 pptv	288 ppbv
Concentração atmosférica atual(1990)	353 ppmv	1,72 ppmv	280 pptv	484 pptv	310 ppbv
Taxa anual de acumulação na atmosfera	1,8 ppmv (0,5%)	0,015 ppmv (0,9%)	9,5 pptv (4%)	17 pptv (4%)	0,8 ppbv (0,25%)
Tempo de vida atmosférica (anos)	50-200	10	65	130	150

Fonte: Watson et al., (1990), p.7.

e) Vapor d'água

A concentração do vapor d'água possui uma variação muito acentuada com a latitude e a altitude, variando de 5 a 15% em baixas latitudes para 50% em regiões polares. Quanto à altitude sua concentração varia de 15.000 ppmv próximo à superfície terrestre até 3 ppmv na parte inferior da estratosfera, próximo à tropopausa. O

aquecimento da superfície terrestre provoca um aumento na evaporação das águas terrestres resultando desta forma um aumento da concentração de H₂O na troposfera.

O aumento da H₂O pode levar a um aumento na concentração de OH troposférico o qual por sua vez pode levar a um aumento na oxidação do CH₄, CO e O₃, removendo-os da troposfera. Portanto um possível aumento da temperatura da superfície terrestre, causada pelo efeito estufa, pode diminuir a concentração do CH₄ e O₃ em virtude do aumento da concentração de H₂O (Ramanathan et al., 1987).

2.2.2 - BALANÇO RADIATIVO

Os constituintes radiativamente ativos tanto absorvem como também emitem radiação infravermelha para o espaço, mas o efeito líquido é a redução da emissão desta radiação para o espaço. O efeito desta redução é o decréscimo da temperatura troposférica com a altitude. Estes gases absorvem radiação emitida pela superfície terrestre mais aquecida e emitem para o espaço em temperatura mais baixa, reduzindo desta forma a radiação para o espaço.

A emissão e absorção de radiação infravermelha na estratosfera tem uma substancial contribuição para o efeito estufa. Entretanto, o papel da estratosfera é mais complicado devido ao aumento da temperatura com a altitude e a não uniformidade da razão de mistura do ozônio.

Quando a concentração de um determinado gás radiativamente ativo é aumentada, a radiação infravermelha emitida para o espaço é diminuída. Se este aumento de concentração não altera a absorção solar, então devido ao efeito estufa, a energia disponível no sistema superfície-atmosfera, aumentará. Em consequência o sistema superfície-troposfera deve se aquecer, em resposta ao excesso de energia radiativa, e emitir mais radiação para o espaço, até que esta emissão equilibre a radiação solar absorvida, isto é, até que o balanço de energia no topo da atmosfera seja restaurada.

Desta forma a teoria do efeito estufa é baseada fundamentalmente no conceito do balanço global de energia entre a superfície e atmosfera.

Freqüentemente é mencionado que o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, aumenta o efeito estufa, pois ele permite que a radiação solar alcance a superfície da terra e ao mesmo tempo absorve a radiação emitida pela superfície da terra. Embora este fato realmente aconteça, a transparência do CO₂ à radiação solar não é uma condição necessária para o aumento do efeito estufa. Por exemplo, H₂O absorve radiação solar no comprimento de ondas de 0,9 μm, na baixa troposfera (quase toda radiação é absorvida nos primeiros 5 km). Desde que a troposfera e a superfície estão fortemente acopladas pela convecção, movimentos de grande escala e radiação, a energia absorvida dentro da baixa troposfera aquece a troposfera como também a superfície. Desta forma, a absorção gasosa da radiação solar na baixa troposfera terá um efeito de aquecimento da superfície. Entretanto, absorção solar que ocorre dentro da estratosfera (como no caso do ozônio) pode ter um efeito de resfriamento da superfície, reduzindo a energia disponível do sistema superfície troposfera. Em resumo, absorção solar por gases radiativamente ativos podem aumentar ou diminuir o efeito estufa, dependendo da altitude da absorção da radiação solar (Ramanathan et al., 1985, 1987).

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO

3.1 - EXPERIMENTOS DE CAMPO: MOTIVAÇÃO

Dos gases liberados nas grandes queimadas alguns têm vida longa e outros, vida curta. Estes só podem ser observados próximo de sua fonte. Mas mesmo os gases de vida longa, como por exemplo o CO₂ e o N₂O, são observados de preferência nas imediações de suas fontes de produção, as queimadas. Isto faz com que seja necessário o deslocamentos de pessoas e equipamentos para o local de interesse, geralmente em regiões remotas e distantes das cidades. Consequentemente, surgem muitas dificuldades para a realização da expedição, principalmente de ordem logística e técnica.

Várias expedições científicas, com o objetivo de se estudar a influência das queimadas na concentração de gases traços foram realizadas no Brasil. As primeiras, conforme descrito no capítulo 1, foram quase totalmente estrangeiras, mas a partir de 1988, através do Laboratório de Ozônio, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, várias expedições foram realizadas.

Paralelamente ao trabalho acima mencionado, importantes trabalhos foram também realizados pelo INPE para o desenvolvimento e aplicação de um sistema para a detecção dos pontos de queimadas através de fotos de satélite meteorológicos da série NOAA. O sistema permite estudar a distribuição geográfica de queimadas e a evolução destes focos com o tempo.

A tabela 3.1 mostra as expedições científicas brasileiras que foram realizadas, com o objetivo de se medir gases traços. Nestes experimentos, foram monitoradas as concentrações de ozônio de superfície, CO e N₂O e foram também efetuados vários testes para medir radiação ultravioleta, opacidade da atmosfera,

sondagens verticais usando-se balões e medidas a bordo de aeronaves (Kirchhoff et al., 1992).

TABELA 3.1 - LISTA DAS EXPEDIÇÕES REALIZADAS NO BRASIL.

Nome	Local	Período
FOGO I	região canavieira	set. 1988
FOGO II	região canavieira	abr-set. 1989
CERRADO I	cerrado	set. 1990
CERRADO II	cerrado	agos-set. 1991

Fonte: Kirchhoff et al. (1992), p. 68.

A partir de 1992, pela primeira vez no Brasil, medidas da concentração de CO₂ foram realizadas sistematicamente no cerrado brasileiro, mais precisamente em Goiânia (GO) e Porto Nacional (TO). A escolha desta região se deve ao fato de que na estação das secas, a ocorrência de queimadas é muito grande e portanto é uma região adequada para se verificar a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂.

A tabela 3.2 mostra os locais de monitoramento de CO₂ e os respectivos períodos de medidas.

TABELA 3.2 - LOCAIS DE MONITORAMENTO DE CO₂ ATMOSFÉRICO

Local	Período
Goiânia (GO)	abr-set/92; abr-out/93
Cuiabá (MT)	setembro/92-julho/ 93
Porto Nacional (TO)	abr/92; out/92-agos/93

Em todos os locais de monitoramento da concentração de CO₂, eu estive presente com o objetivo de escolher o local adequado para a instalação do analisador. Também ficou sob minha responsabilidade a instalação, calibração e acompanhamento da aquisição de dados. Estes dados, a maior parte registrados numa fita de papel foram enviados para técnicos do Laboratório de Ozônio do INPE, onde foram processados e finalmente analisados por mim.

Com o objetivo de se estudar o comportamento diário da concentração de CO₂, medidas diárias contínuas foram efetuadas em diferentes ecossistemas do Brasil. Médias horárias foram obtidas e através destas medidas foi possível observar a influência da fotossíntese e respiração da vegetação sobre a concentração de CO₂.

Para se verificar a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂, medidas foram realizadas tanto no período das secas como no período das chuvas, para uma mesma região. Efetuando-se a diferença entre a concentração média de CO₂ para os dois períodos, foi possível determinar quantidade de CO₂ produzido pelas queimadas.

3.2 - INSTRUMENTAÇÃO E TÉCNICA DE MEDIDA.

Medidas da concentração do dióxido de carbono, podem ser realizadas através da técnica da cromatografia gasosa como também por equipamentos, cujo princípio de funcionamento se baseia na absorção de radiação infravermelha pelo dióxido de carbono.

A técnica da cromatografia gasosa, conhecida desde o início do século, é extensivamente utilizada em muitas áreas da ciência e tem um papel fundamental no estudo da química da atmosfera, principalmente nos anos mais recentes, onde grande quantidade de gases poluentes, tem sido lançada para a atmosfera devido às atividades antropogênicas. Esta técnica utilizada em laboratórios, apresenta a vantagem de medir simultaneamente a concentração de dois ou mais gases de uma amostra, porém não realiza medidas contínuas da concentração de gases.

O analisador infravermelho, não dispersivo, é um instrumento que mede a concentração do dióxido de carbono, usando-se a propriedade de absorção de radiação infravermelho por esta molécula. Este equipamento, construído na década de 50, mede a concentração de CO₂ em amostras de ar coletadas em frascos como também pode realizar medidas contínuas da concentração deste gás. Ele pode ser instalado em laboratórios como também à bordo de aviões e navios, pois além de ser insensível à vibrações mecânicas, suporta variações de pressão e temperatura (Komhyr et al., 1983).

Grande parte dos compostos orgânicos e inorgânicos possuem a propriedade de absorver radiação infravermelha, numa dada faixa do espectro eletromagnético. Alguns compostos apresentam apenas um comprimento de onda característico de absorção enquanto outros possuem dois ou mais comprimentos de onda de absorção. A figura 3.1 mostra o espectro de absorção de radiação infravermelha para o CO₂ e para a água, onde verifica-se que o CO₂ absorve radiação nos comprimentos de onda: 2,7, 4,26 e 14,9 μm enquanto que a H₂O absorve nos comprimentos de onda: 1,9, 2,7, e 5,97 μm. O espectro de absorção da água é mostrado ao lado do espectro do CO₂

pois, como será discutido posteriormente, a presença do vapor d'água interfere no espectro de absorção do CO_2 .

Quando a molécula de um gás absorve radiação, a conservação da energia requer que a energia removida da onda eletromagnética, seja incorporada à molécula fornecendo-lhe uma configuração diferente de sua forma não excitada. Um modo normal de vibração dentro de uma molécula absorverá determinada energia radiante, se dois requisitos são encontrados: 1) se a frequência natural de vibração da molécula é a mesma que a frequência de radiação e 2) se durante a vibração normal de uma molécula o momento de dipolo variar (Williamson, 1973).

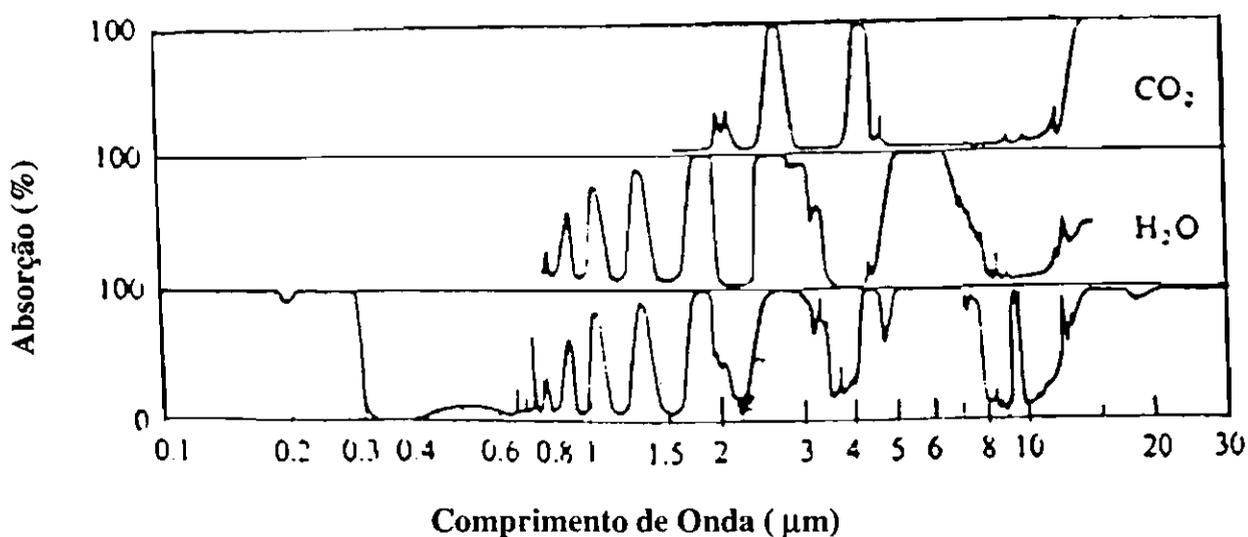


Fig. 3.1- Espectro de absorção da água e do dióxido de carbono; a curva inferior mostra o espectro de absorção total dos gases da atmosfera.

Fonte: Williamson (1973), p. 86

A distribuição de cargas numa molécula define o dipolo elétrico: uma carga negativa numa extremidade da molécula e outra positiva na outra extremidade. Para uma molécula polarizada, a carga líquida situada numa extremidade multiplicada pela distância que separa as cargas opostas, define o momento de dipolo elétrico. Somente quando o momento de dipolo varia, um campo elétrico oscilando periodicamente será produzido ao redor da molécula e conseqüentemente haverá absorção de energia radiante, nas frequências de vibração do campo elétrico, prevalecendo a condição de ressonância.

A figura 3.2 mostra os modos normais pelos quais a molécula de CO₂ pode vibrar. Neste caso temos três modos, que na figura são diferenciados pelas direções das setas, com o átomo de carbono no centro e os átomos de oxigênio um em cada extremidade. Cada modo possui uma frequência natural de vibração, sendo que o comprimento de onda da radiação cuja absorção excita cada respectivo modo, é mostrado na figura.

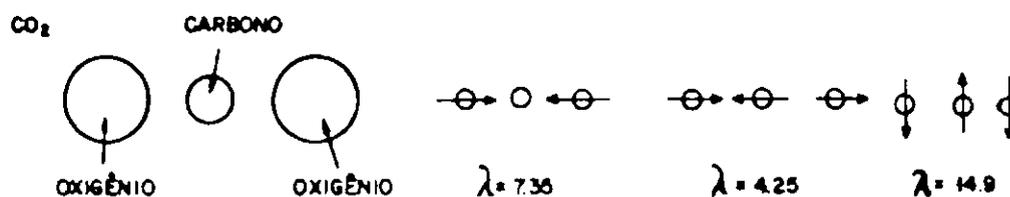


Fig. 3.2- Modos vibracionais para a molécula de dióxido de carbono.

Fonte: Williamsom (1973), p.429

O CO₂ possui uma forma molecular simétrica com o átomo de carbono no centro de uma linha imaginária e os dois átomos de oxigênio situados nas extremidades, o que inibe a formação de um dipolo elétrico permanente. Entretanto o átomo de carbono ao vibrar transversalmente em relação à esta linha, cria um momento de dipolo que varia com o tempo. A excitação deste modo, através da absorção de

radiação infravermelho é de muita importância no balanço de energia da Terra, porque ela é responsável pela forte absorção do CO₂ atmosférico no comprimento de onda 14,9 μm, que é o comprimento de onda onde a superfície terrestre tem um pico no seu espectro de emissão da radiação térmica.

3.2.1- PRINCÍPIO DE FUNCIONAMENTO DO ANALISADOR

As medidas da concentração de CO₂ são baseadas na diferença de absorção da radiação infravermelho, emitida por uma lâmpada, que atravessa duas células: uma célula de amostragem, que contém um gás de concentração desconhecida e outra de referência, que contém um gás de concentração conhecida. Através de uma bomba de sucção e de um tubo de teflon ligados ao aparelho, o ar é continuamente introduzido na célula de amostragem e valores da concentração de CO₂ são fornecidos em intervalos de tempo que variam de 1 a 3600 s. Estes valores são fornecidos em ppmv (partes por milhão por volume) e são mostrados em um display, em uma registradora ou enviados diretamente para um microcomputador. Este analisador funciona em dois modos: no modo diferencial e no absoluto. A diferença entre eles está na concentração de CO₂ do gás usado na célula de referência. Enquanto no modo diferencial a concentração de CO₂ situa-se na faixa da concentração do ar ambiente, no modo absoluto a concentração de CO₂ é zero, pois neste caso o ar antes de penetrar na célula de absorção, atravessa um filtro que elimina o CO₂.

A figura 3.3 mostra o esquema do analisador e seus principais componentes. A célula de referência contém um gás cuja concentração de CO₂ é conhecida ao passo que na célula de amostragem a concentração do gás é desconhecida. Radiação infravermelha é transmitida através de ambas as células e a saída do analisador é proporcional a diferença de absorção entre as duas.

A fonte de radiação infravermelho, é selada à vácuo e possui alta estabilidade. Um circuito óptico de alimentação, com um fotodiodo mantém a fonte à

uma temperatura constante (1000 K) e um refletor metálico ao redor da fonte, maximiza a produção de radiação da fonte e diminui a potência requerida.

A radiação emitida pela fonte é mecânicamente modulada por um disco, acionado por um motor que gira à uma frequência de 500 Hz. Este modulador contribui para um maior tempo de vida da fonte e para um menor ruído. O caminho óptico entre a fonte e o sistema óptico é totalmente vedado e livre de CO_2 , já que possui um filtro acoplado à este sistema, que absorve o CO_2 .

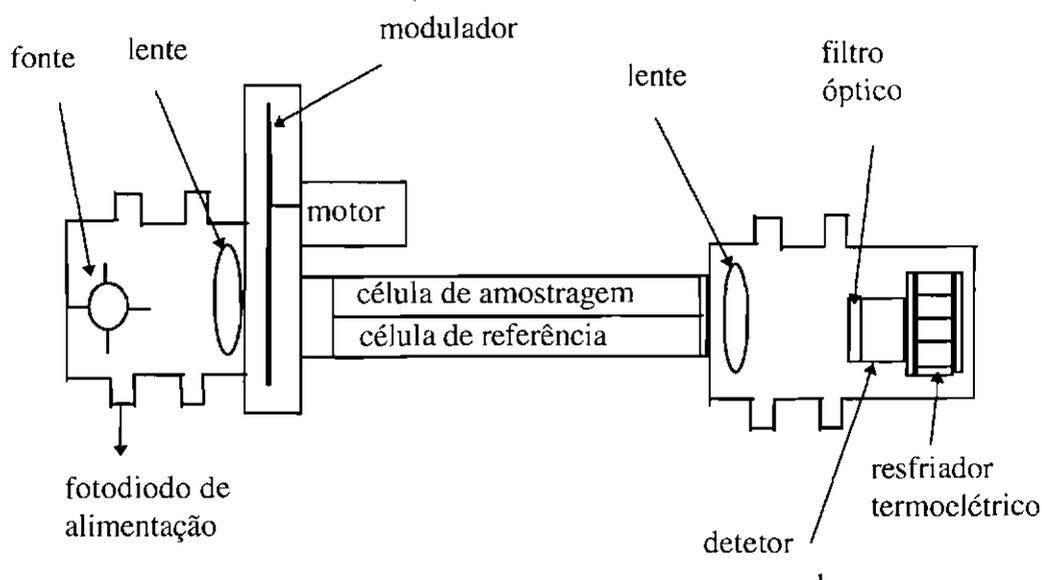


Fig. 3.3- Esquema do analisador infravermelho não dispersivo.

Fonte: LI-COR (1991) p. 5-1.

Um filtro óptico com banda de passagem de 150 nm é utilizado para possibilitar que o detector receba energia na faixa da banda de absorção do CO_2 que é de 4,26 μm . Este procedimento fornece uma excelente rejeição da radiação infravermelha, fora da banda desejada, permitindo ao detector rejeitar respostas de absorção de radiação por outros gases. O detector é um dispositivo de selenide que é insensível à vibrações e encontra-se resfriado à $-12\text{ }^\circ\text{C}$ através de resfriadores termoeletrônicos. Um pequeno recipiente contendo uma mistura de óxido de cálcio (CaO) e perclorato de magnésio (MgClO_4) é usado para impedir que o CO_2 e o vapor d'água.

O vapor d'água pode influenciar a detecção da radiação infravermelho que atinge o detetor através de 3 formas: a) absorção direta na banda de absorção do CO₂, b) diluição e c) aumento da pressão. Absorção direta da radiação infravermelho pelo vapor d'água pode ser virtualmente eliminada pela escolha correta de filtros.

Quando um componente de uma mistura de gases aumenta, à pressão constante, a pressão parcial dos outros componentes diminui. Este é o fenômeno da diluição, que ocorre quando vapor d'água é adicionado ou removido de ambas as células do analisador, causando uma diminuição na fração molar do CO₂.

Os estados de energia são alterados por colisões intermoleculares, as quais aumentam em número, quando a pressão aumenta. A teoria cinética dos gases e a Mecânica Quântica preveem que a largura das bandas de absorção aumenta com a pressão e é observado que o alargamento da banda de absorção da radiação infravermelha aumenta com a pressão, na presença de uma concentração constante do gás absorvedor. Conseqüentemente, a presença do vapor d'água modificará a largura das bandas de absorção do CO₂.

3.2.2- DETERMINAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE DIÓXIDO DE CARBONO.

O sinal V produzido no analisador é proporcional à diferença entre os sinais gerados no detetor, quando ele recebe os sinais da célula de amostragem (V_s) e dos sinais da célula de referência (V_r), ou seja:

$$V = K (V_r - V_s) \quad (1)$$

O analisador opera de tal forma que ele mantém V_r constante. Se a concentração do gás na célula de referência, aumenta, o ganho no detetor aumenta, para que V_r se mantenha constante. Este fato tem implicações importantes para a operação no modo diferencial. Desde que V_r é mantido constante a equação 1 transforma-se em:

$$V = K \cdot V_r \cdot (1 - V_s/V_r) = K' \cdot (1 - V_s/V_r) \quad (2)$$

onde $K' = K \cdot V_r$

Quando a concentração do gás na célula de amostragem aumenta, V_s diminui devido ao aumento de absorção de radiação e o sinal V produzido aumenta proporcionalmente ao decréscimo de V_s . A figura 3.4 ilustra uma típica relação entre a concentração do gás, V_s/V_r e o sinal produzido V .

Como resultado final, a concentração de CO_2 é fornecida num display e pode ser registrada numa registradora de papel ou armazenada num microcomputador. As unidades disponíveis são: $\mu\text{mol}/\text{mol}$, mV, pressão parcial, ppm e também como fração de massa ($\mu\text{g}/\text{g}$). A precisão das medidas é de ± 1 ppm para o fundo de escala de 350 ppm e de ± 2 ppm, para 1000 ppm e o nível de ruído é de 0,2 ppm, pico a pico.

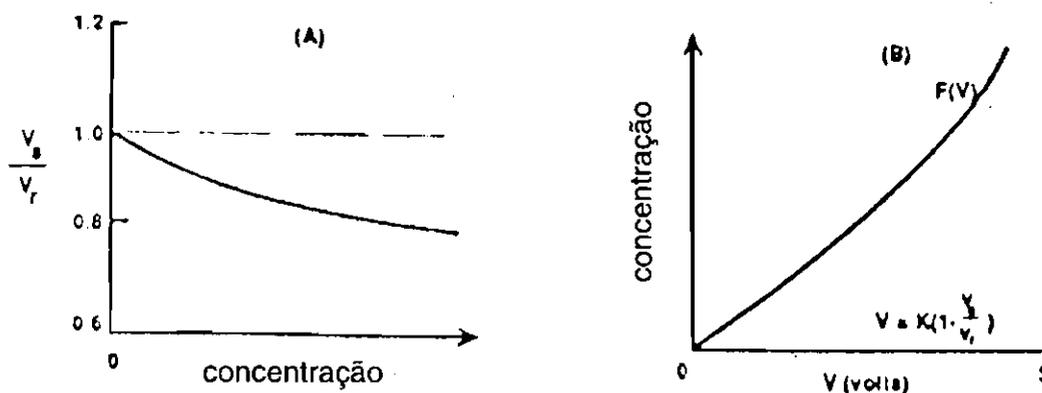


Fig. 3.4- (a) Variação da razão V_s/V_r em função da concentração do gás. (b) Variação da concentração do gás em função do sinal produzido V .

Fonte: LI-COR (1991) p.5-3.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1- VARIAÇÃO DA CONCENTRAÇÃO DE GÁS CARBÔNICO EM ALGUNS ECOSISTEMAS.

Em estado de equilíbrio um ecossistema assimila CO_2 através do processo da fotossíntese e o libera para a atmosfera através da respiração. Devido às atividades antropogênicas o estado de equilíbrio entre um ecossistema e a atmosfera é quebrado, ou seja, perturbações num ecossistema liberam grande quantidade de gases para a atmosfera. Em se tratando de gás carbônico, as principais fontes de CO_2 atmosférico são a queima de combustíveis fósseis e a queima de biomassa.

A contribuição da queima de biomassa para o ciclo geoquímico do carbono é um assunto que envolve grandes controvérsias, visto que o cálculo das taxas de emissão de CO_2 para a atmosfera envolve um grande número de fatores e isto acarreta incertezas no resultado final. Os resultados variam muito de acordo com a metodologia utilizada, variando de 1,0, à 2,6 Gt de C/ano (Houghton et al., 1987).

O desmatamento seguido da queima de biomassa é uma prática muito utilizada pelo homem com a finalidade de limpar e preparar o solo para fins agrícolas, construção de rodovias e cidades. Durante a queima de biomassa muitos gases traços são emitidos para a atmosfera como por exemplo: dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), hidrogênio molecular (H_2), óxido nitroso (N_2O) e óxido nítrico. As observações têm mostrado que estes gases são produzidos em grandes quantidades durante a queima de biomassa (Crutzen et al.,1979).

Medidas da concentração de CO_2 têm mostrado uma variação sazonal da concentração, com valores máximos ocorrendo durante o inverno e um mínimo

ocorrendo durante a primavera (Conway et al., 1988). Esta variação está associada ao ciclo biológico das plantas. Um outro aspecto observado nestas medidas é a variação diurna da concentração de CO₂. Durante o período noturno há um significativo aumento da concentração de CO₂ devido à respiração das plantas e durante o dia com a ajuda da luz solar as plantas absorvem CO₂ da atmosfera (fotossíntese) tendo como resultado líquido um decréscimo da concentração de CO₂. A figura 4.1 mostra as variações diurna da concentração de CO₂ e da radiação solar, para 3 dias de medidas no Laboratório de Samoa. Pela figura verificamos que a concentração mínima ocorre em torno do meio dia, o que corresponde à um máximo de radiação solar, desde que a radiação solar é um fator fundamental no processo de fotossíntese. Por outro lado, durante o período noturno, com a ausência de radiação solar, a concentração de CO₂ é máxima, devido ao processo de respiração das plantas (Ryan, 1990).

Medidas da concentração de CO₂ foram realizadas utilizando-se um analisador infravermelho não dispersivo, conforme descrito no capítulo 3. Nas regiões onde foram realizadas as medidas, o analisador foi instalado em locais distante do centro da cidade, com o intuito de eliminar possíveis interferências devido à queima de combustíveis fósseis tanto por veículos como também por indústrias. Em alguns locais o analisador foi instalado dentro de prédios (Goiânia, Cuiabá e Porto Nacional); já em Campos do Jordão e Caraguatatuba ele foi instalado à bordo de um caminhão laboratório do INPE. Em todas estas situações o ar a ser amostrado foi aspirado, através de uma bomba, por um tubo de teflon de aproximadamente 4 m. Para calibrarmos o analisador utilizamos um gás, cuja concentração de CO₂ era pré estabelecida. Semanalmente injetamos na célula de amostragem um gás de concentração de 530 ppmv de CO₂, e portanto através deste valor poderíamos checar o valor fornecido pelo aparelho. Apesar de efetuarmos a calibração semanalmente, verificamos que a mesma poderia ser realizada mensalmente, pois o analisador apresentava-se bastante preciso neste intervalo de tempo.

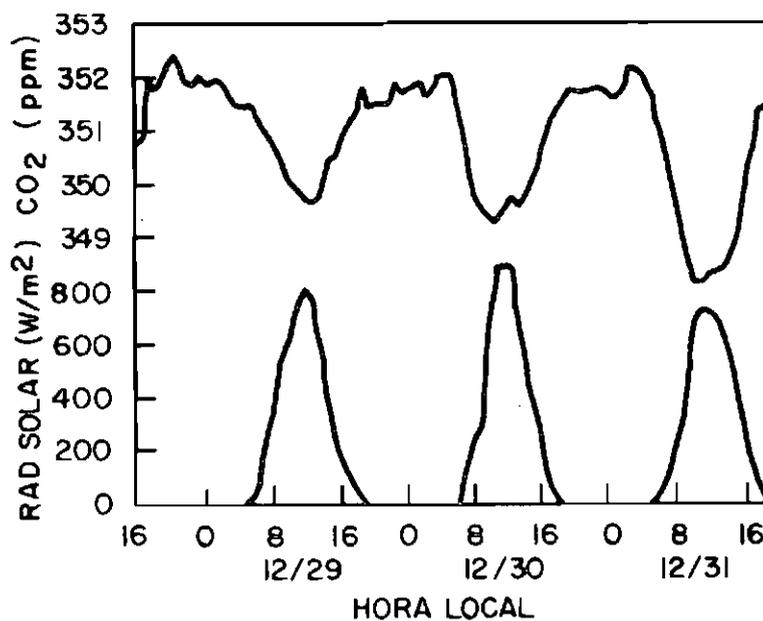


Fig. 4.1- Média horária da concentração de CO₂ e radiação solar em função da hora local, Laboratório de Samoa.

Fonte: Ryan (1990), p. 72..

Durante a realização das medidas o analisador funcionou ininterruptamente 24 horas por dia. Os dados obtidos foram armazenados em um "data logger" e médias horárias foram fornecidas. Os dados apresentados a seguir representam a média horária mensal e estes valores são expressos na forma $C \pm c$, onde C é o valor médio das medidas e c é o desvio padrão do valor médio.

4.1.1- LITORAL E REGIÃO SERRANA

Durante o período de 01/06/92 à 11/06/92 medidas foram realizadas em Campos do Jordão (SP) (22, 4^o S; 45,3^o O) cidade situada na Serra da Mantiqueira, com uma altitude média de 1800 m. O analisador foi instalado em um local distante 10 km do centro da cidade, à uma altitude de 1700 m. Este local foi escolhido por ter infra estrutura para o experimento e também por ser um local livre de qualquer interferência humana.

A figura 4.2 mostra a média horária diária do período de medidas. A concentração máxima foi de 345 ppmv e a mínima de 338 ppmv, portanto houve uma variação diurna de 2% entre estes valores. A concentração máxima de CO₂ ocorre entre 3 e 4 horas enquanto a mínima ocorre entre 12 e 13 horas. Durante este período a concentração média foi de 342 ppmv, valor abaixo da média global, que é de 356 ppmv (Sarmiento e sundquist, 1992), o que mostra uma atmosfera sem perturbações antropogênicas e onde somente os processos naturais participam do ciclo do CO₂.

Durante o período: 28/04 à 07/05/92 medidas da concentração de CO₂ foram realizadas em Caraguatatuba (SP) (23,3^o S; 45,4^o O), cidade situada no litoral Norte do estado de São Paulo. O analisador foi instalado ao nível do mar e distante 8 Km do centro da cidade e à 20 m do oceano.

A figura 4.3 mostra as médias horárias diárias das medidas realizadas neste período. O valor da concentração máxima de CO₂ foi de 366 ppmv e o mínimo foi de 346 ppmv, portanto uma variação diurna de 5,8%. A concentração mínima ocorre entre 11 e 17 horas enquanto a máxima ocorre entre 2 e 6 horas sendo que a concentração média, neste período foi de 356 ppmv.

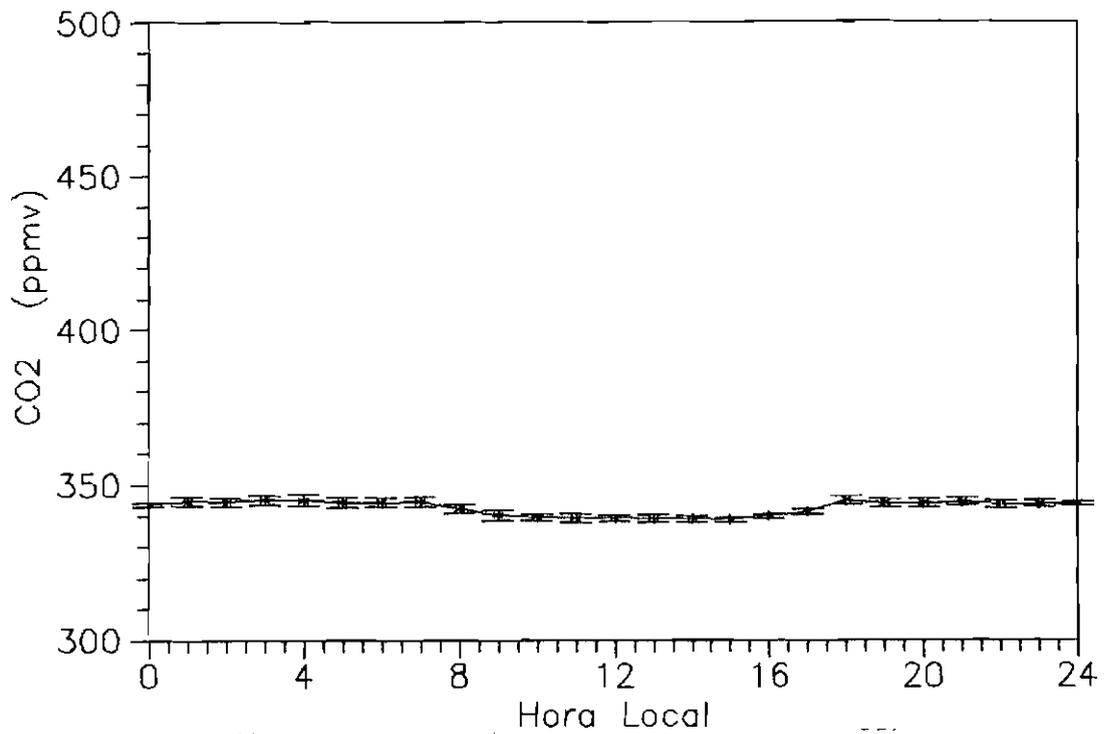


Fig. 4.2- Variação diurna da concentração de CO_2 para Campos do Jordão-SP, durante o período: 01/06/92 à 11/06/92.

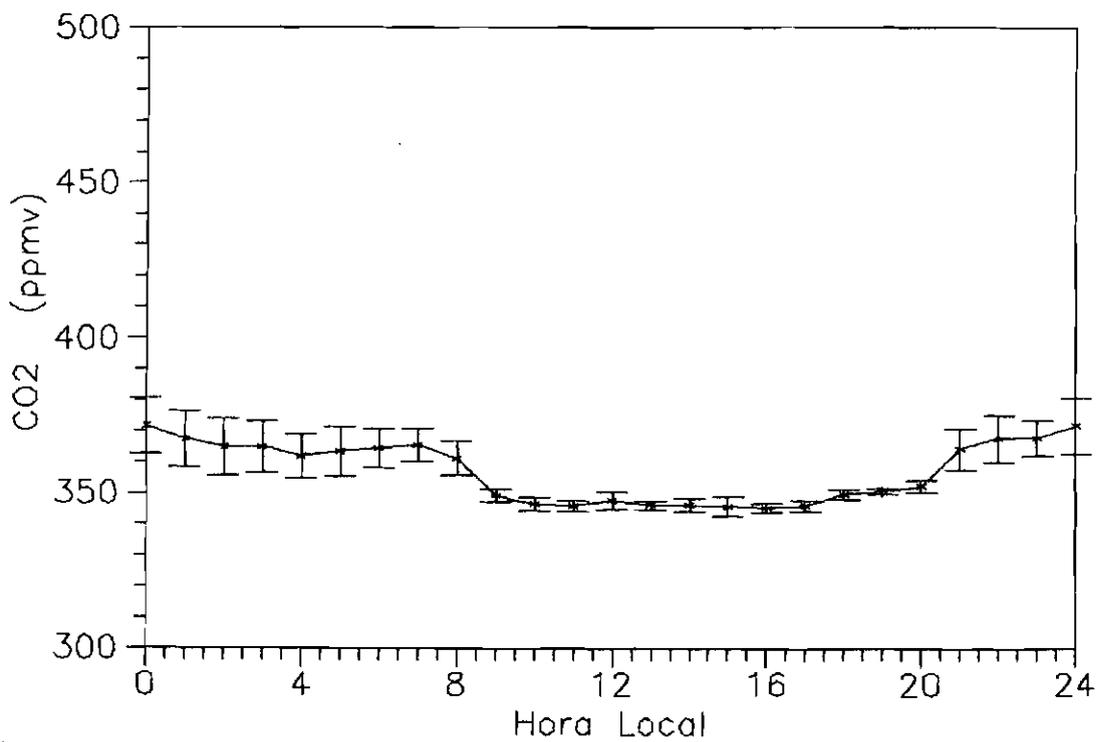


Fig. 4.3- Variação diurna da concentração de CO_2 em Caraguatatuba-SP, no período de 28/04/92 à 07/05/92.

Comparando-se os resultados de Campos do Jordão e Caraguatatuba, conforme mostrado na figura 4.4 verificamos que ambos apresentam o mesmo padrão de variação diurna, entretanto a variação entre a concentração máxima e a mínima é menos acentuada em Campos do Jordão do que em Caraguatatuba.

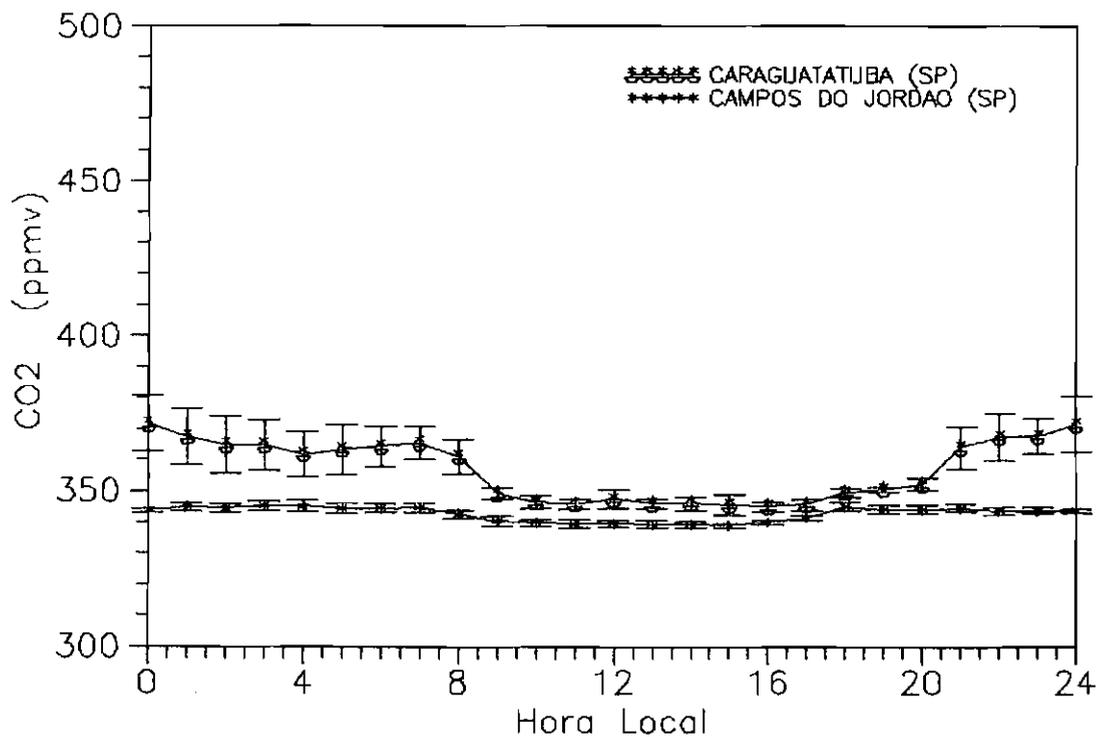


Fig. 4.4- Comparação entre as concentrações médias horárias de CO₂ entre Campos do Jordão e Caraguatatuba, no período de, respectivamente: 01/06 -11/06/92 e 28/04-07/05/92.

A figura 4.5 mostra a variação das velocidades de fotossíntese e respiração em função da temperatura, indicando que estas taxas apresentam comportamentos diferentes com a variação da temperatura.

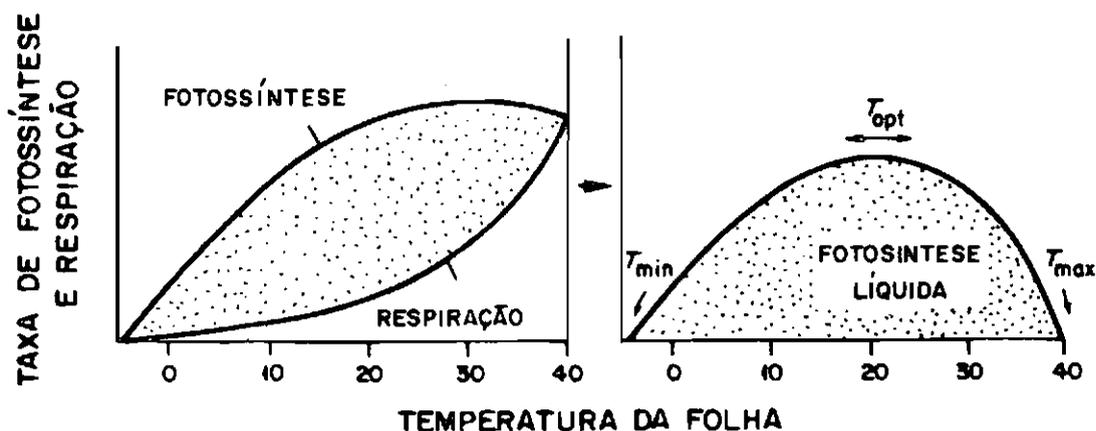


Fig. 4.5- Efeito da temperatura sobre as velocidades de fotossíntese e respiração das plantas.

Fonte: Mellilo et al., (1990), p. 294.

Para a maioria das plantas o processo de fotossíntese cessa para temperaturas abaixo de 0°C e acima de 40°C , alcançando sua eficiência máxima para temperaturas entre 20°C e 35°C . Em contraste, o processo de respiração das plantas tende a ser lento para temperaturas abaixo de 20°C ; mas acima deste valor a velocidade de respiração começa a aumentar rapidamente até a temperatura onde as velocidades de respiração e fotossíntese se igualam e a partir daí não há mais assimilação de carbono pelas plantas.

A pequena variação diurna entre as concentrações máximas e mínimas de CO_2 , em Campos do Jordão, se deve ao fato de que durante a noite a temperatura

média, para o período de medidas, foi de 8°C , o que implica numa velocidade de respiração muito pequena e portanto pouca liberação de CO_2 pela vegetação.

Comparando-se ambos os locais, verificamos que a concentração média de CO_2 em Campos do Jordão é menor do que em Caraguatatuba, que certamente está relacionado com a baixa atividade fotossintética da vegetação em Campos do Jordão. Um outro aspecto a ser analisado é o fato de que durante o período compreendido entre 20:00 e 8:00 horas a variação da concentração de CO_2 , em torno do valor médio, é muito maior em Caraguatatuba do que em Campos do Jordão. Este fato está relacionado com a maior variabilidade da altura da camada limite em Caraguatatuba.

4.2.2- CERRADO

O cerrado é um tipo de vegetação que é caracterizado por árvores baixas, retorcidas, em geral dotadas de casca grossa e suberosa e cujo solo é normalmente coberto por uma vegetação gramínea. Este tipo de vegetação ocorre no Planalto Central, Amazônia, em parte do Nordeste e muito pouco no Sul do Brasil, conforme mostra a figura 4.6.

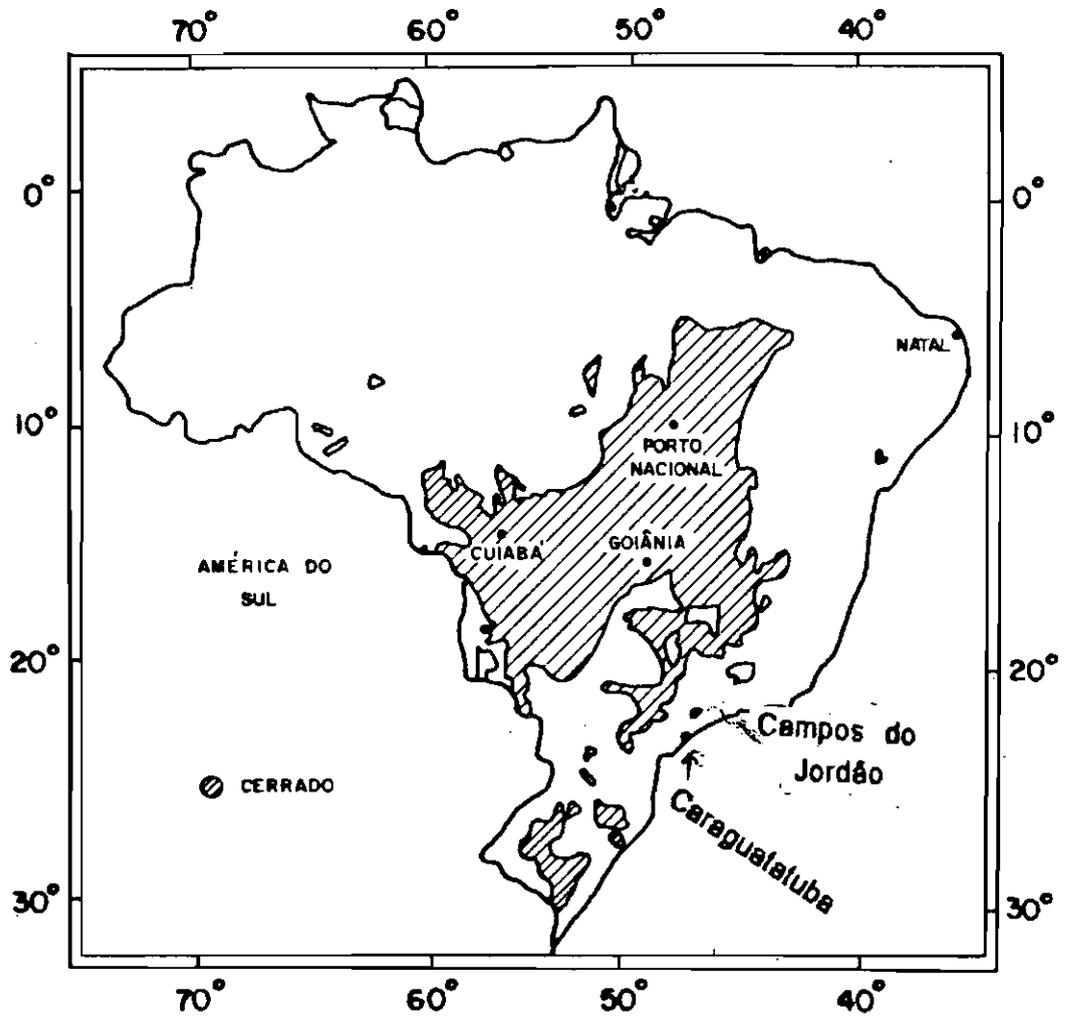


Fig. 4.6- Mapa do Brasil situando o cerrado, região hachurada, e localização das estações de monitoramento: Campos do Jordão, Caraguatatuba, Natal, Cuiabá, Goiânia e Porto Nacional.

Durante os períodos: abril/setembro de 1992 e abril/outubro de 1993, medidas da concentração de CO₂ foram realizadas em Goiânia, cidade situada na região Centro Oeste e cercada pelo cerrado. O analisador foi instalado em um prédio localizado na EMBRAPA, distante à 30 km do centro de Goiânia. A estação de monitoramento, (16,28'; 49,17'), está situada à 823 m de altitude e apesar de estar dentro do cerrado, ao seu redor predomina plantações de arroz e feijão e também uma pequena floresta se encontra em suas proximidades.

A figura 4.7 mostra a média horária mensal da concentração de CO₂ para o período de medidas. Todos os gráficos mostram um mesmo padrão de variação diurna, com concentrações altas durante à noite e amanhecer e concentrações baixas durante o dia. Apesar da concentração de CO₂ apresentar o mesmo comportamento diário durante o período de medidas, a diferença entre as concentrações máxima e mínima variam entre 4,0% e 23,0%, sendo que as menores variações ocorrem durante o inverno.

Quanto à ocorrência de mínimos e máximos de concentração de CO₂, a figura 4.8 mostra a ocorrência de mínimos em função da hora local, para o período de medidas. Como mostrado na figura, a concentração mínima ocorre com maior frequência entre 11:00 e 15:00 horas. A ocorrência de concentração máxima em função da hora local é mostrada na figura 4.9, de onde verifica-se que a maior ocorrência de mínimos ocorre entre 6:00 e 7:00 horas.

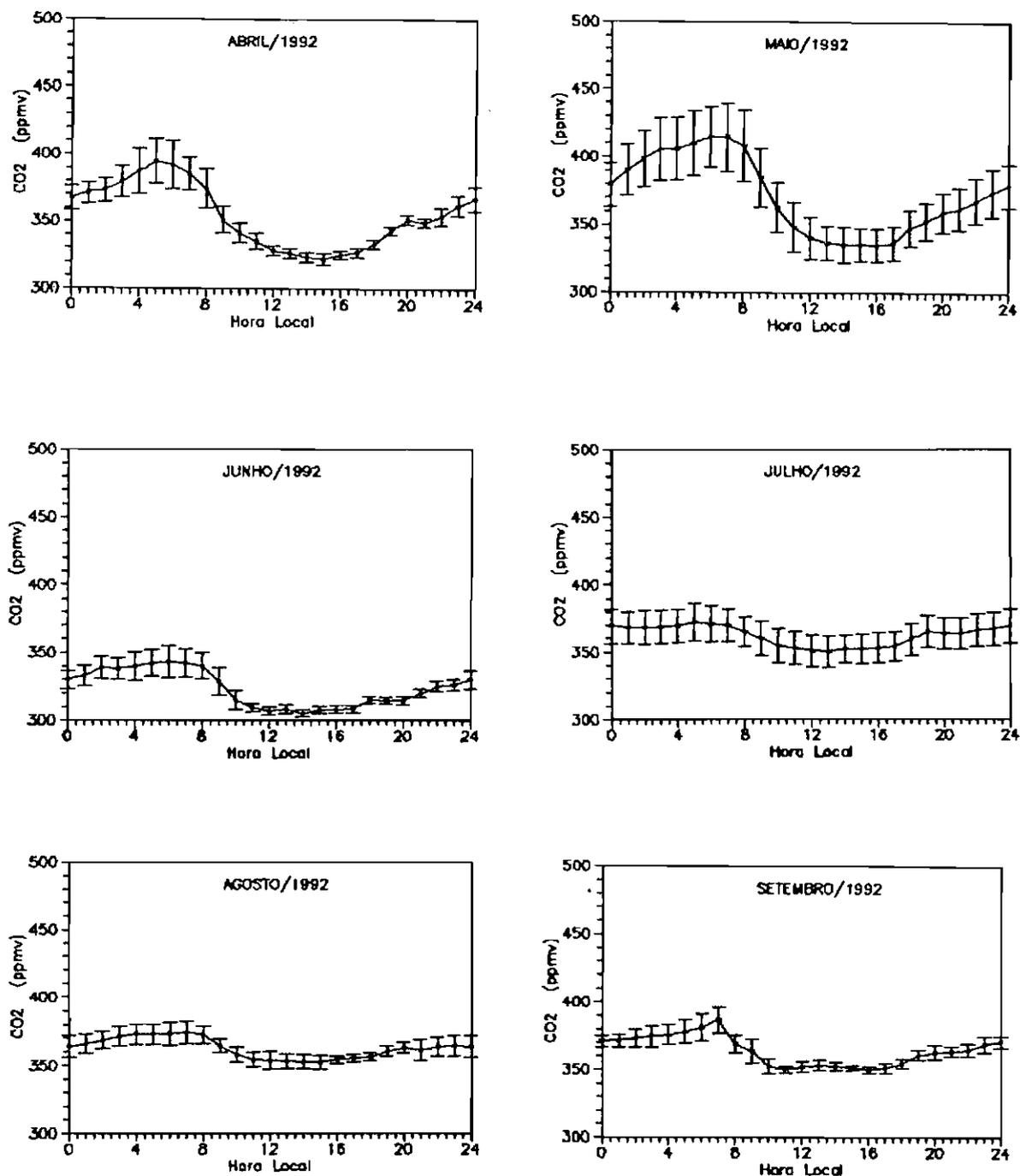
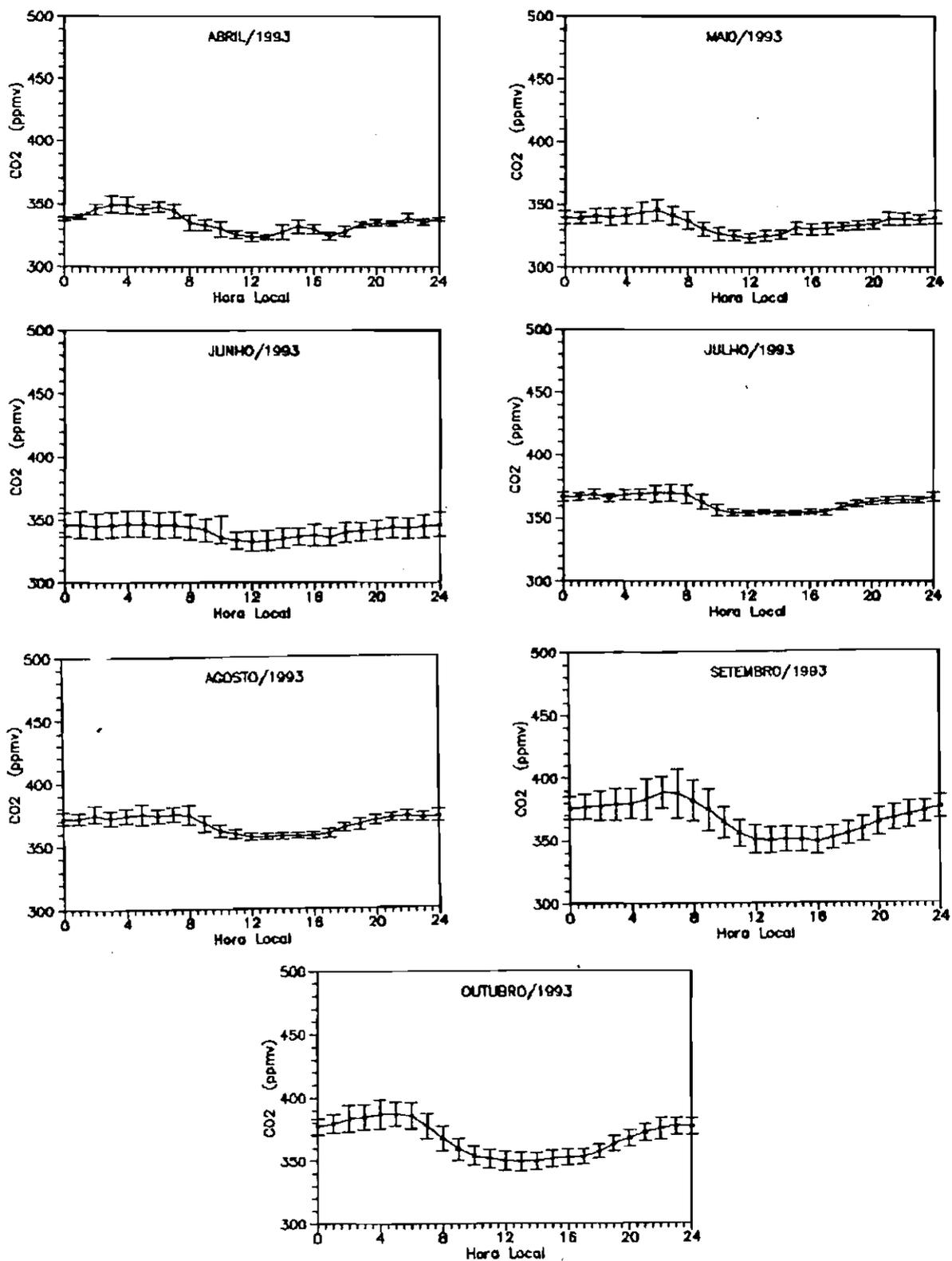


Fig. 4.7- Variação da concentração de CO₂, média horária mensal em função da hora local, Goiânia-GO, no período abril/92 a setembro/92 e abril/93 a outubro/93.



Continuação (Fig. 4.7)

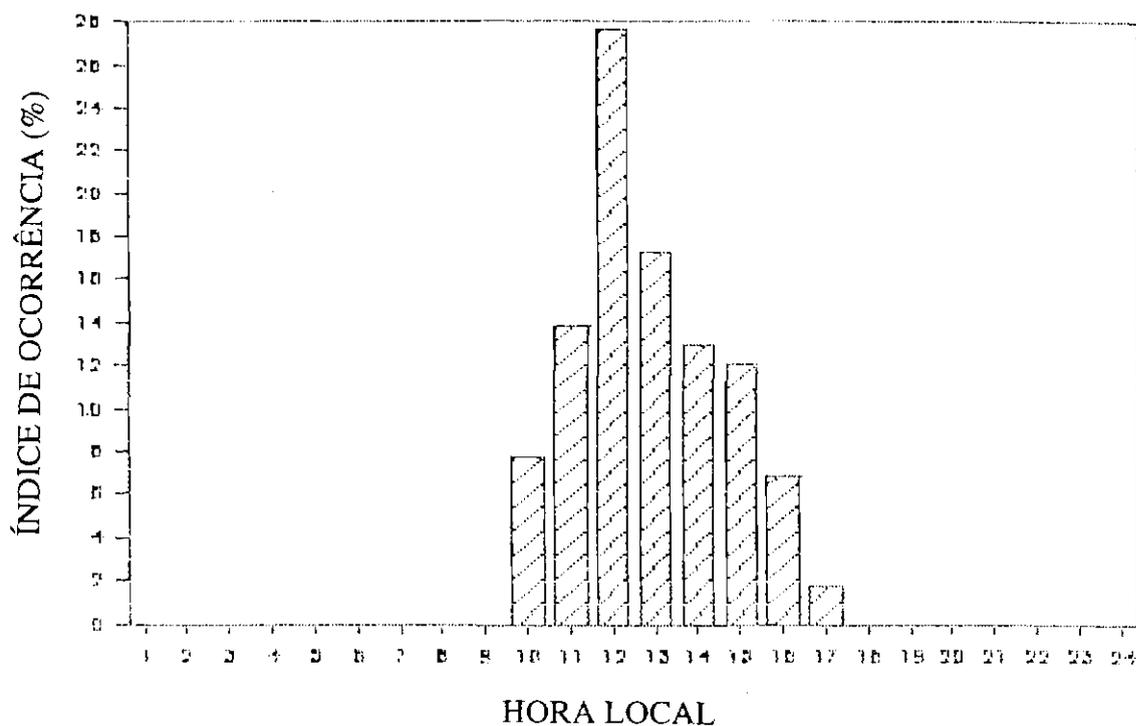


Fig. 4.8- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO_2 em função da hora local, Goiânia-GO.

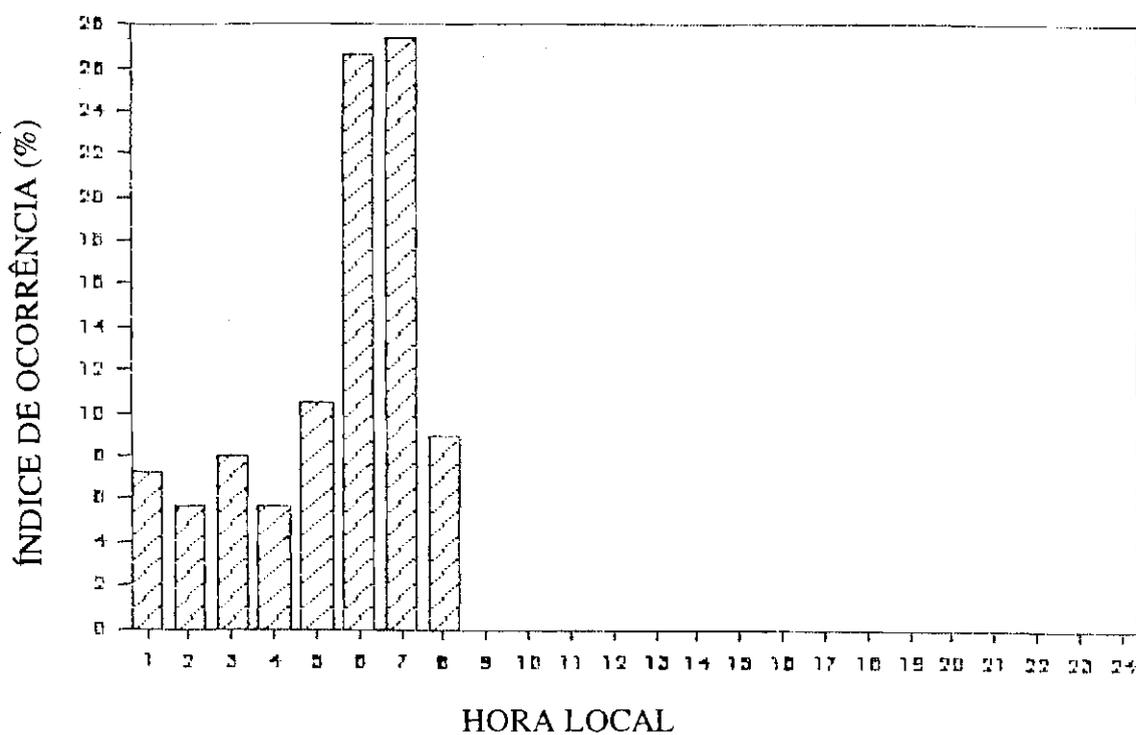


Fig. 4.9- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO_2 , em função da hora local, Goiânia-GO.

A variação diurna da concentração de CO_2 está diretamente relacionada ao ecossistema que está ao redor do local de medida, já que os principais responsáveis por esta variação são a fotossíntese e a respiração das plantas. Um outro aspecto que influencia nesta variação é que durante à noite a atmosfera encontra-se menos misturada, devido a ausência de radiação solar, e portanto é de esperar que o CO_2 esteja mais concentrado. Já durante o dia, com aquecimento da atmosfera, há um maior movimento de massas de ar, implicando numa maior mistura e o resultado líquido é uma diminuição da concentração do CO_2 .

Durante os meses de outubro de 1992 à agosto de 1993, medidas da concentração de CO_2 foram realizadas em Porto Nacional, (10,8' S; 48,4' O), situada na região Norte e cujo ecossistema predominante é o cerrado. O interesse em se realizar medidas nesta região se deve ao fato de que nesta região há grande incidência de queimadas, principalmente na época das secas, devido as atividades agrícolas e pecuária. A figura 4.10 mostra a média diária da concentração de CO_2 para o período de medidas. Conforme mostrado na figura, todos os meses apresentam o mesmo padrão de variação com concentrações altas durante a madrugada e baixas concentrações durante o dia, variação diurna da ordem de 20%.

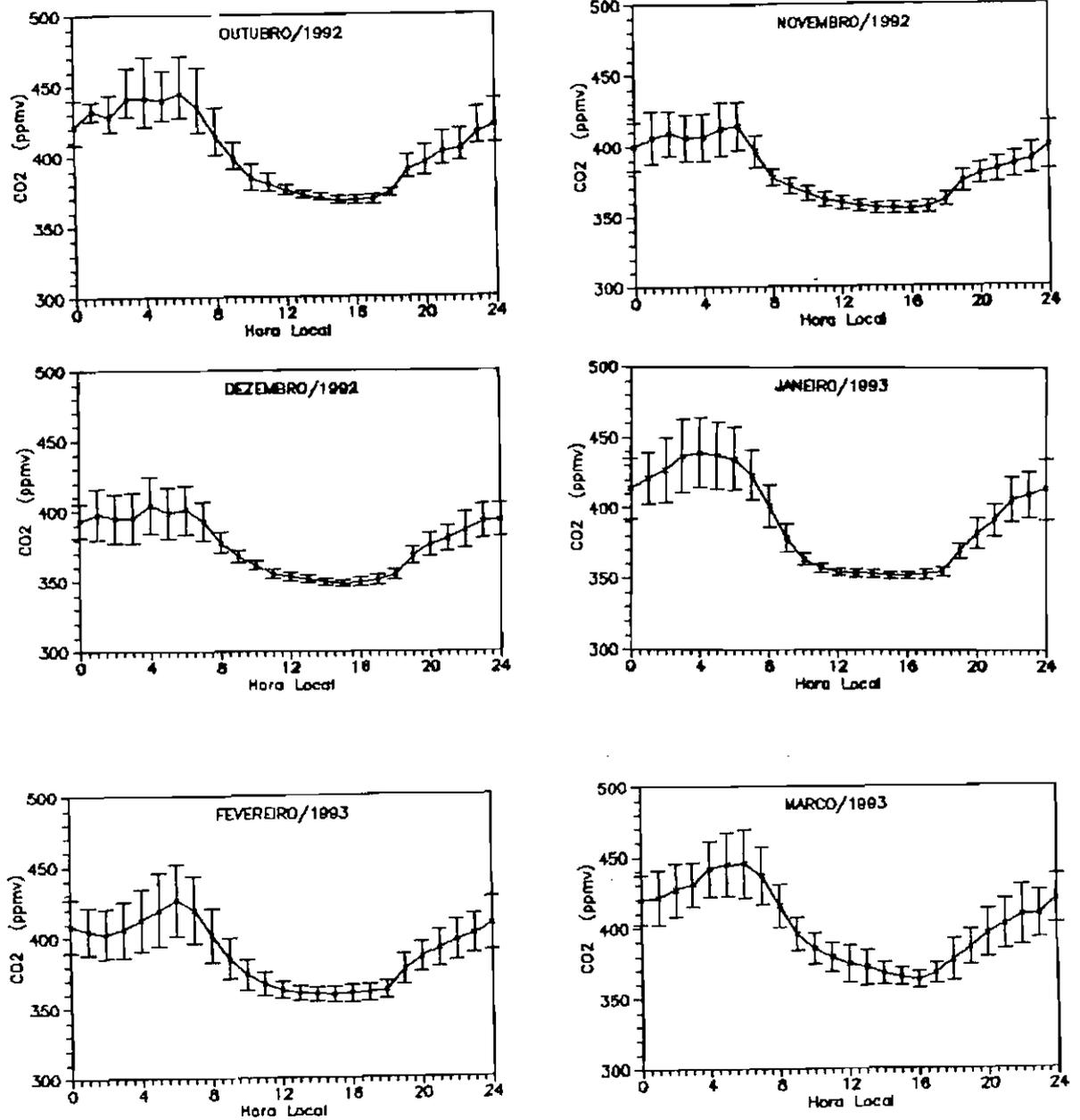
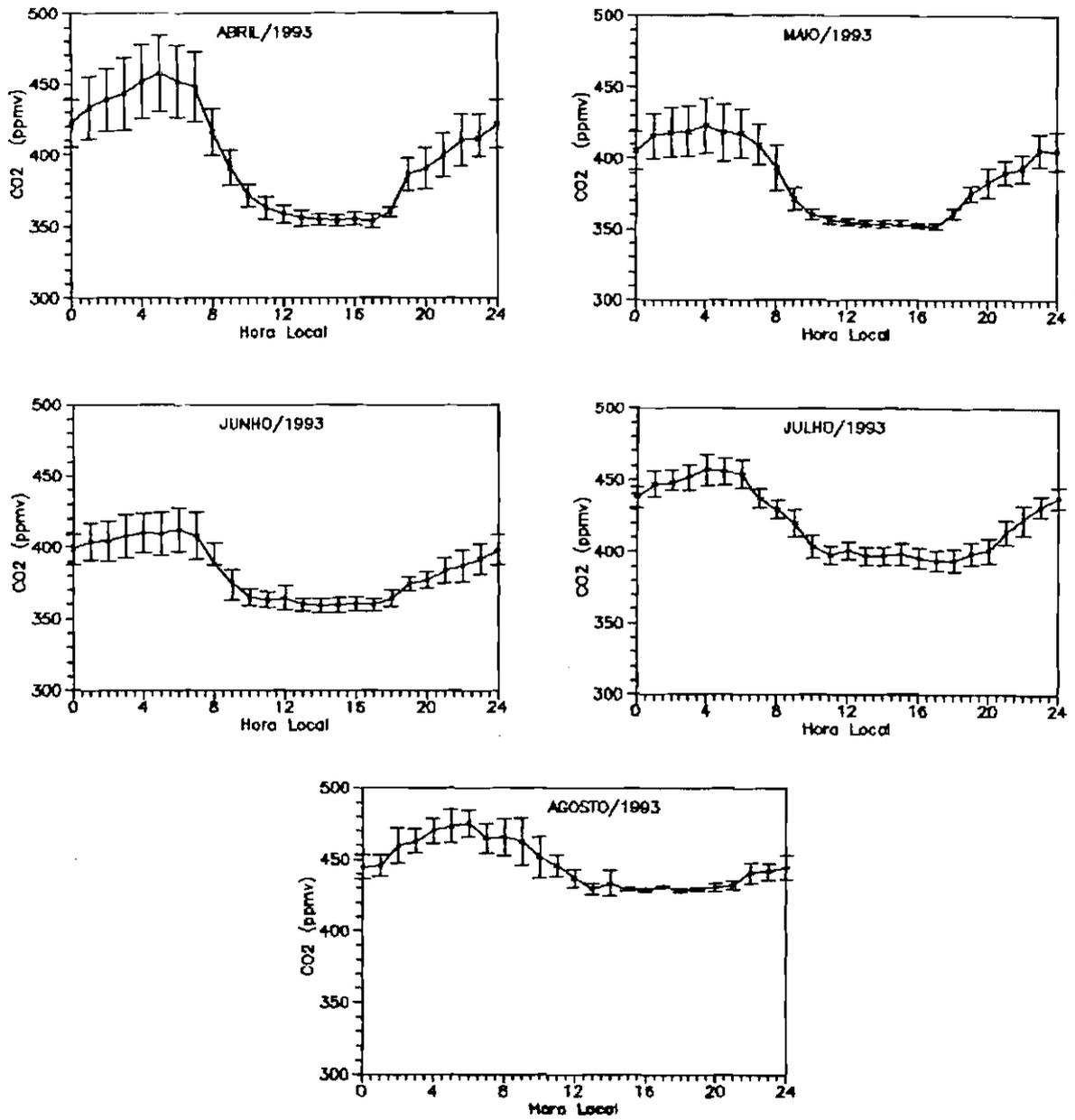


Fig. 4.10- Variação da concentração de CO₂ média horária mensal, em função da hora local, Porto Nacional-TO, no período de outubro/92 a agosto/93.



continuação (Fig. 4.10)

Comparando-se com os resultados de outras regiões, vemos que apesar da variação diária apresentar o mesmo padrão, existe uma grande variação entre os valores máximos e mínimos da concentração de CO₂ e também, os valores de concentrações máximas são mais altos do que nas outras regiões para o mesmo período de medidas. Este fato se deve ao maior número de focos de queimadas nesta região, mesmo fora do período junho/novembro, quando o INPE realiza medidas do número de focos de queimadas.

Um outro aspecto que se verifica através desta figura é que há uma diminuição crescente na concentração média mensal dos meses de outubro à dezembro de 1992. Isto se deve à diminuição do número de focos de queimadas, conforme mostra a figura 4.11. Esta figura mostra a variação do número de focos de queimadas para o período junho-novembro de 1992, obtida pelo INPE, através de fotos do satélite NOAA (Setzer et al., 1992). Este trabalho é realizado a partir do mês de junho e se estende até novembro, período em que começa a estação das chuvas e conseqüentemente há uma diminuição significativa do número de focos de queimadas. De acordo com esta figura, o número de focos de queimadas é máximo durante o mês de agosto e à seguir há uma diminuição deste número devido ao período das chuvas. Tomando-se os valores médios da concentração de CO₂ durante este período verificamos que a concentração de CO₂ durante o mês de outubro foi de 403 ppmv diminuindo para 380 ppmv em novembro e 374 ppmv para o mês de dezembro, portanto decrescendo com os números de focos de queimadas.

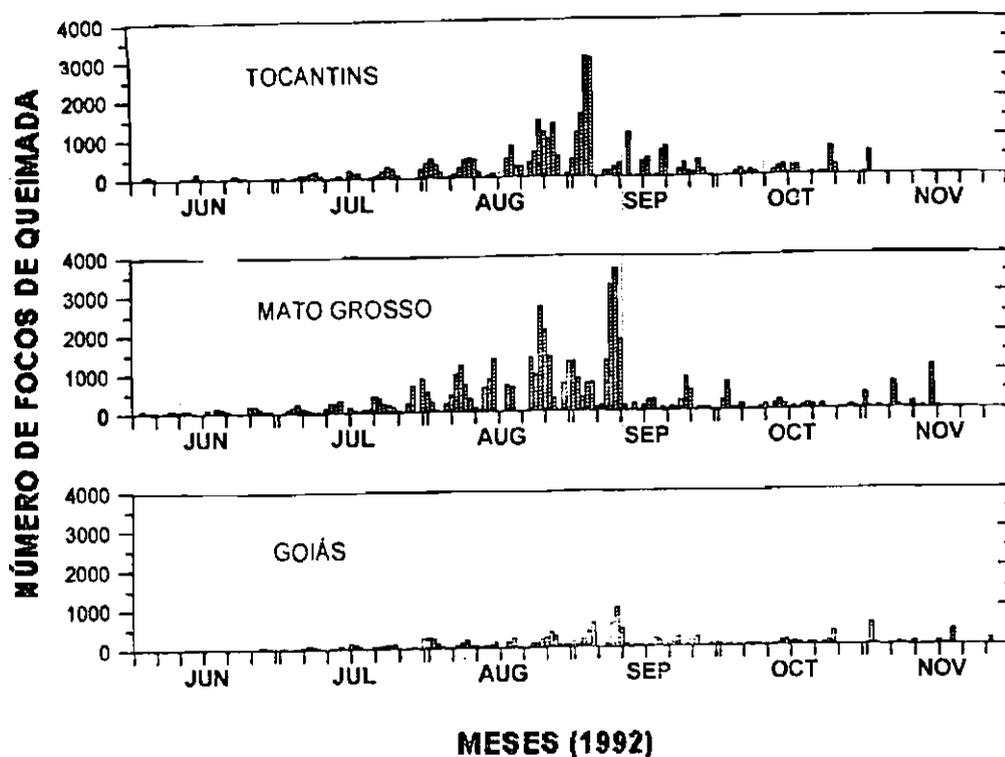


Fig. 4.11- Variação do número de focos de queimadas durante o período junho à novembro de 1992, para os locais: Tocantins, Mato Grosso e Goiás.

Fonte: Simplificada a partir de Setzer et al. (1992).

A figura 4.12 mostra a ocorrência de concentrações mínimas em função da hora local; como mostra a figura as concentrações mínimas ocorrem principalmente entre 13:00 e 17:00 horas. A figura 4.13 mostra a ocorrência de concentrações máximas em função da hora local e como mostra a figura as concentrações máximas ocorrem entre 24:00 e 7:00 horas.

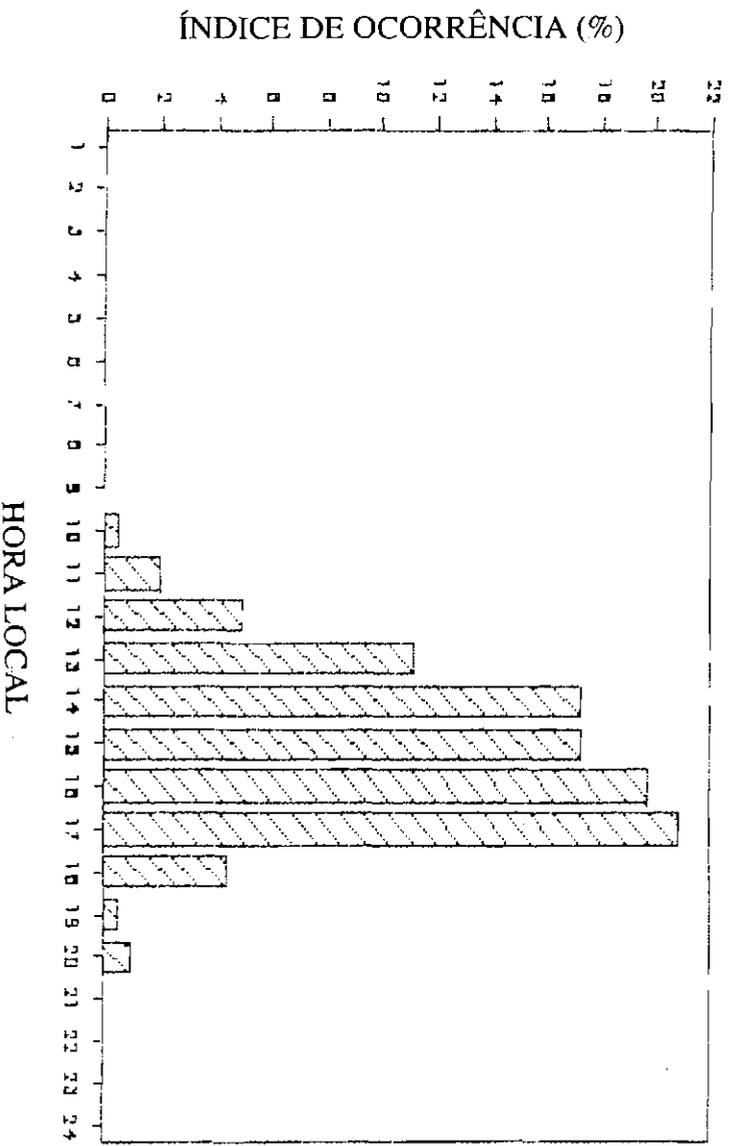


Fig. 4.12- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO₂ em função da hora local, Porto Nacional-TO

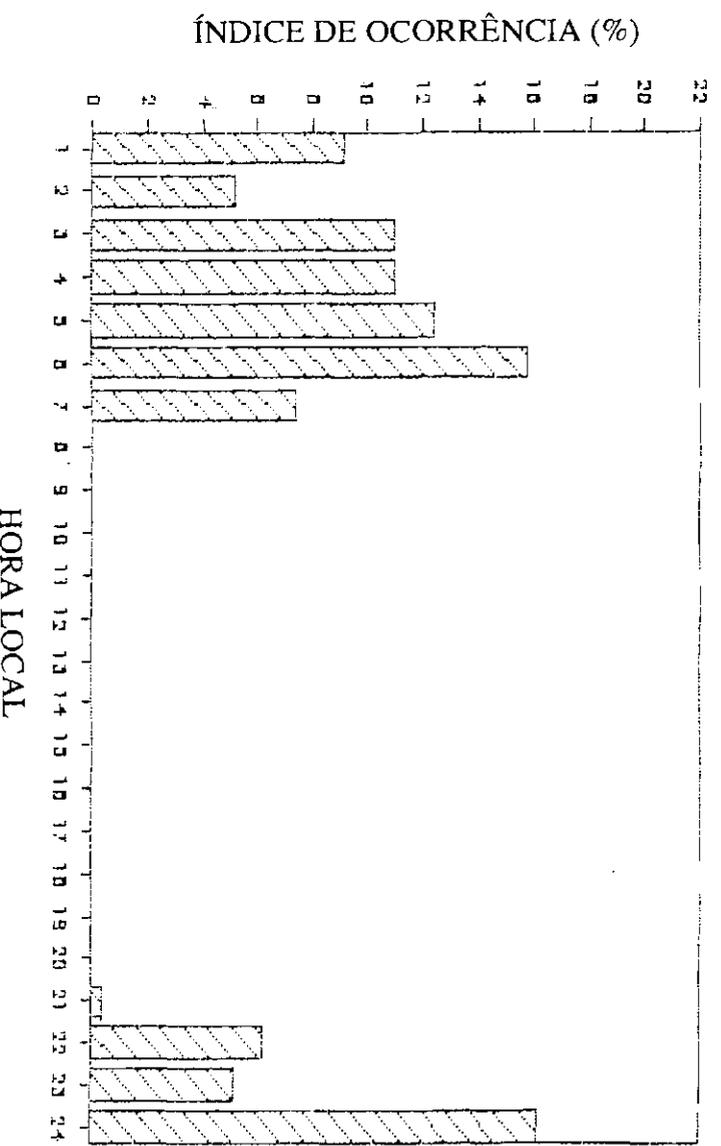


Fig. 4.13- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO₂ em função da hora local, Porto nacional-TO.

Durante o período: setembro, 1992 à julho de 1993, medidas da concentração de CO₂ foram realizadas em Cuiabá (MT), (16⁰ S, 58⁰ O). O analisador foi instalado nas dependências do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, cujo ecossistema predominante é o cerrado. A figura 4.14 mostra a variação diurna média mensal para o período de medidas. Como verificado em outras regiões, o padrão de variação da concentração de CO₂ apresenta o mesmo comportamento de outras regiões, com concentrações altas durante à noite e madrugada e baixas concentrações durante o dia, apresentando uma variação média de 11% entre os valores máximos e mínimos.

A figura 4.15 mostra a ocorrência de concentrações máximas em função da hora local. Como mostrado na figura a ocorrência de concentrações máximas se dá entre 24:00 e 5:00 horas. A figura 4.16 mostra a ocorrência de concentrações mínimas em função da hora local, de onde verifica-se uma maior ocorrência de concentrações mínimas entre 13:00 e 17:00 horas.

Semelhante à Porto Nacional, há uma diminuição da concentração média mensal de CO₂, durante o período setembro-dezembro. Esta variação acompanha o decréscimo do número de focos de queimadas, como mostrado na figura 4.11.

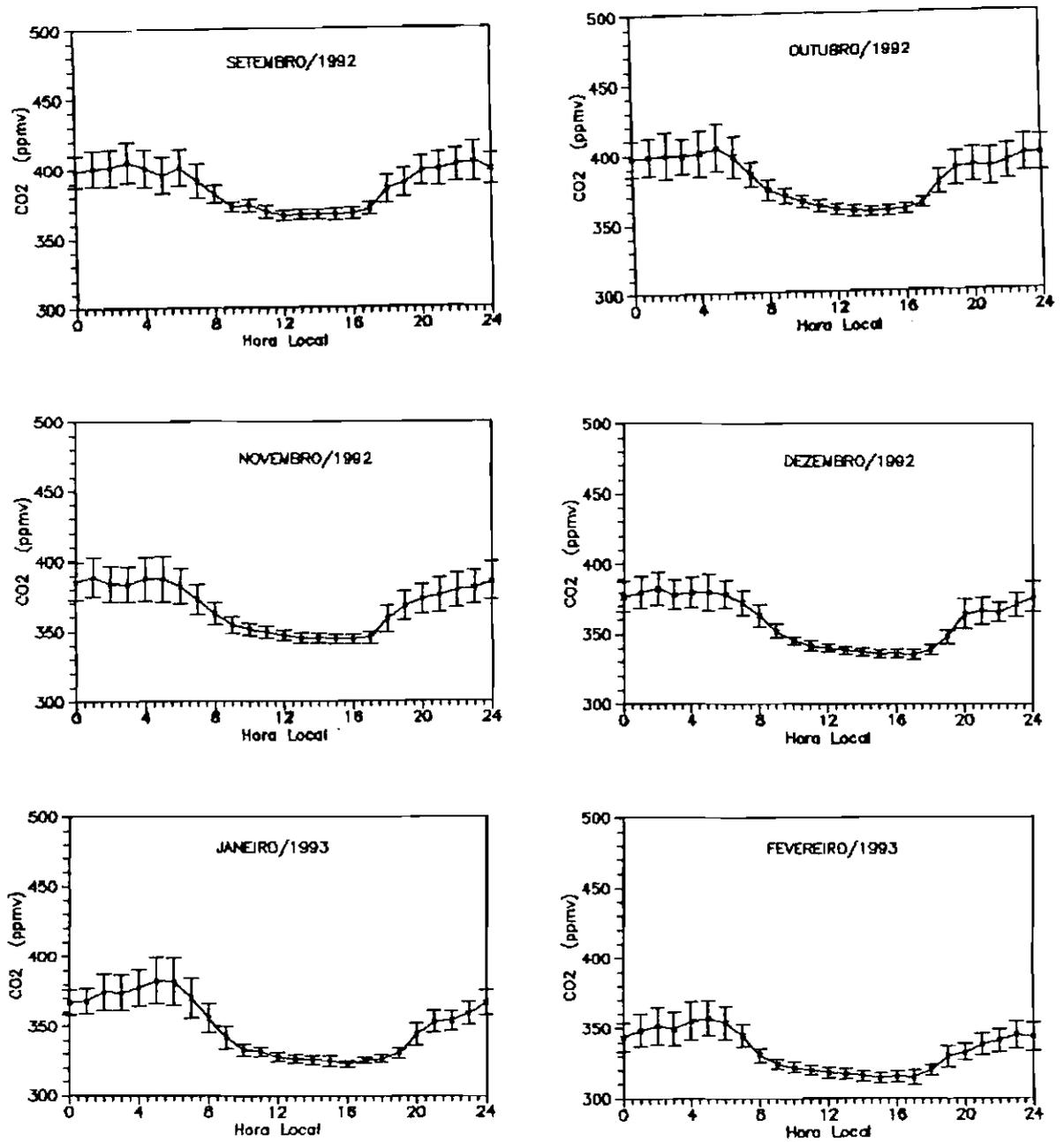
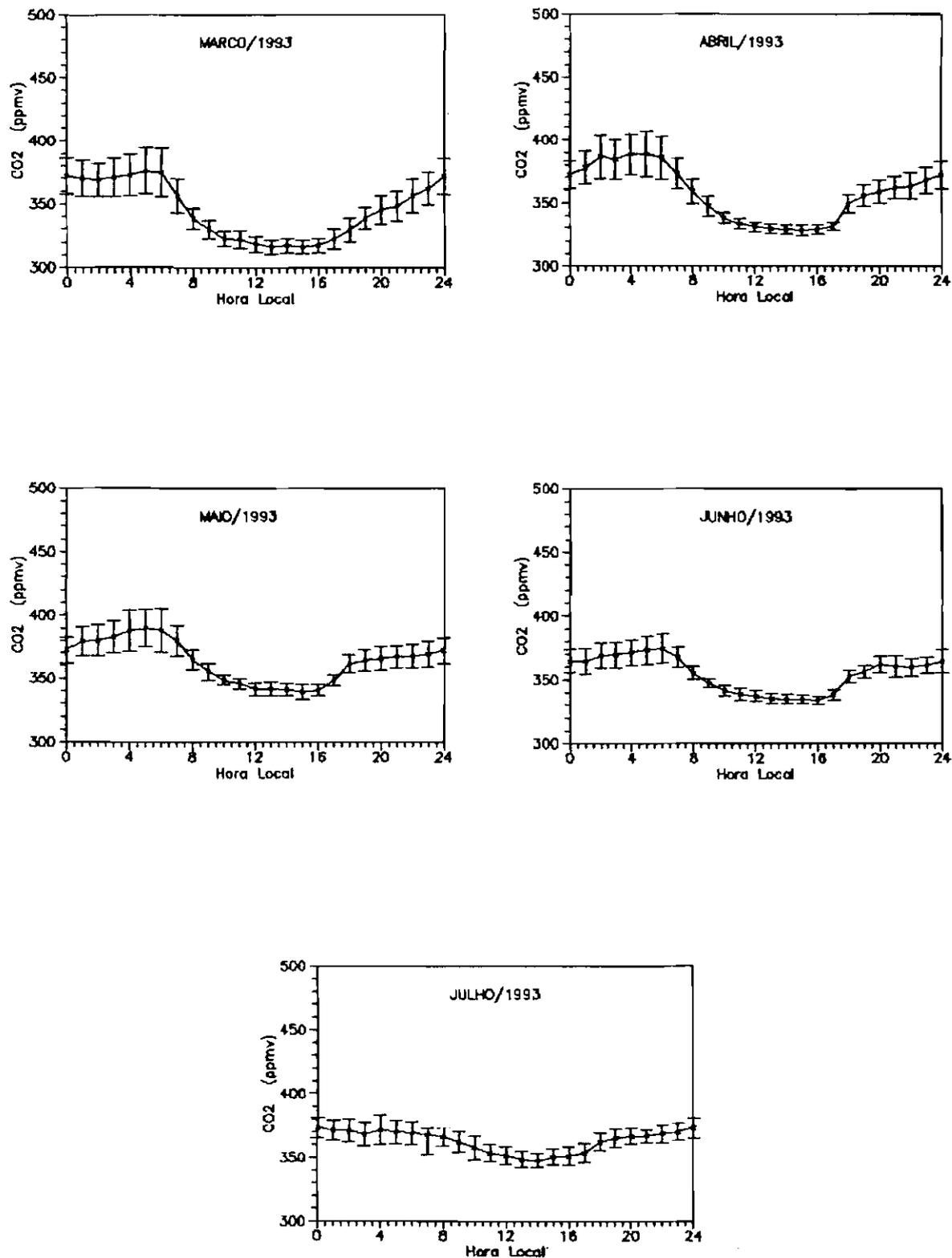


Fig. 4.14- Variação da concentração de CO₂, média horária mensal em função da hora local, Cuiabá-MT, para o período setembro/92 à julho/93.



continuação (Fig.4.14)

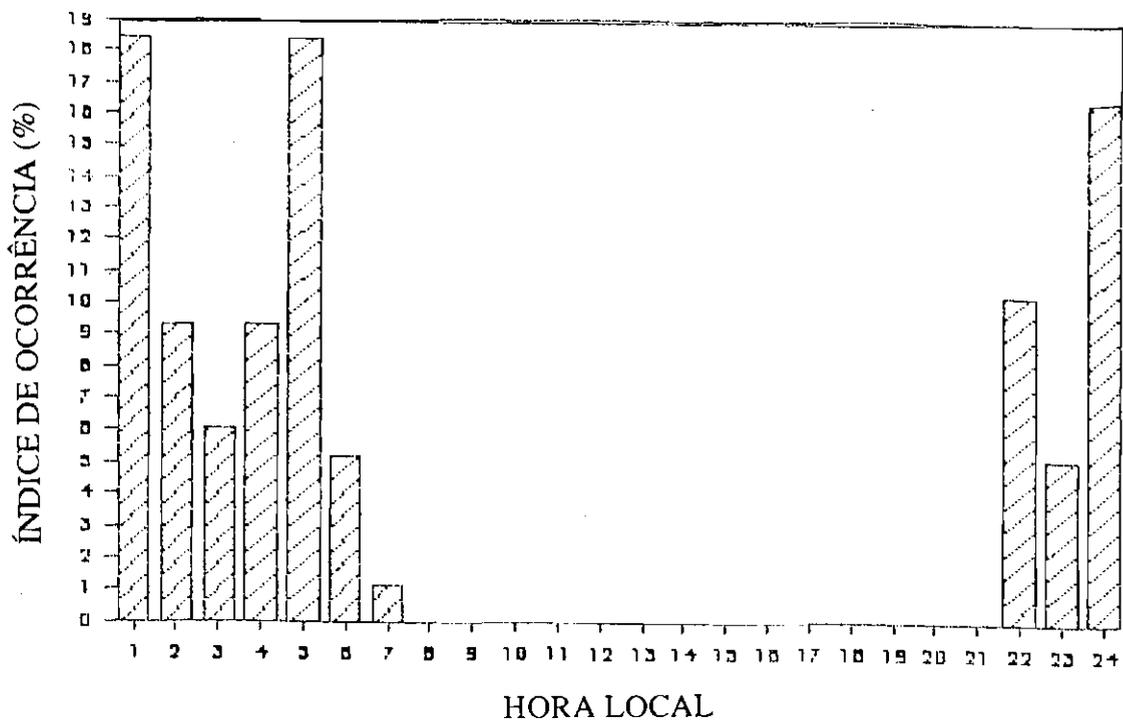


Fig. 4.15- Índice de ocorrência de concentração máxima de CO₂ em função da hora local, Cuiabá-MT.

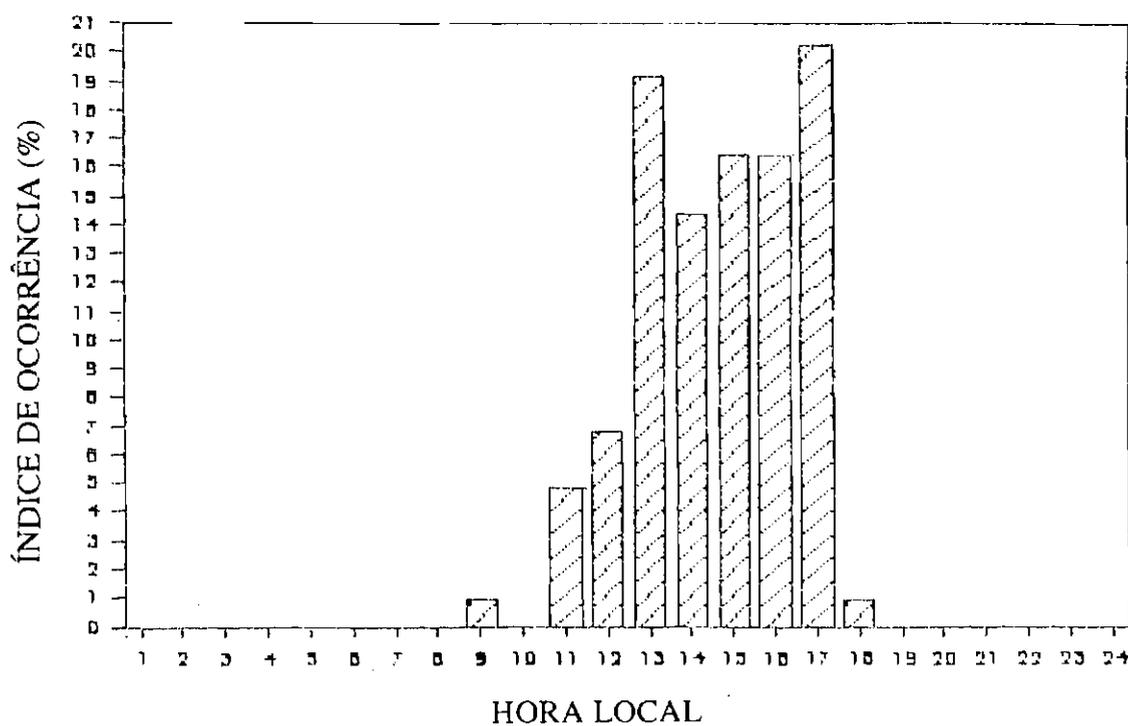


Fig. 4.16- Índice de ocorrência de concentração mínima de CO₂ em função da hora local, Cuiabá-MT.

A tabela 4.1 mostra os coeficientes obtidos através de uma regressão linear da concentração de CO₂ em função do número de focos de queimadas, para Goiás, Tocantins e Mato Grosso, onde $Y = A + B.X$, com Y representando a concentração média mensal de CO₂, X o número mensal de focos de queimadas, A o coeficiente linear, B o coeficiente angular, R o fator de correlação e n o número de pontos.

TABELA 4.1- PARÂMETROS DA REGRESSÃO LINEAR ENTRE A CONCENTRAÇÃO DE CO₂ E O NÚMERO DE FOCOS DE QUEIMADAS.

Local	A	B	R	n
Goiás(1992)	336,9 ± 12,6	(66,2 ± 25)x10 ⁻⁴	0,79	6
Goiás(1993)	343,6 ± 11,1	(44,2 ± 17,0)x10 ⁻⁴	0,75	7
Tocantins	391,2 ± 8,7	(10,2 ± 1,7)x10 ⁻³	0,93	8
Mato Grosso	366,4 ± 9,8	(14 ± 8) x 10 ⁻⁴	0,75	4

Apesar do número de pontos utilizados na regressão linear serem poucos, os coeficientes de correlação apontam para uma razoável tendência do aumento da concentração de CO₂ em função do número de focos de queimadas. Esta dependência não envolve somente o número de focos de queimadas, mas sim um grande número de parâmetros, tais como: a extensão e durabilidade do foco de queimada, tipo de vegetação queimada e também de parâmetros meteorológicos, o que dificulta a obtenção de uma relação matemática mais genérica para a dependência da concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas. A figura 4.17 mostra as distribuições dos pontos e a reta média obtida através da regressão linear para os locais acima mencionados.

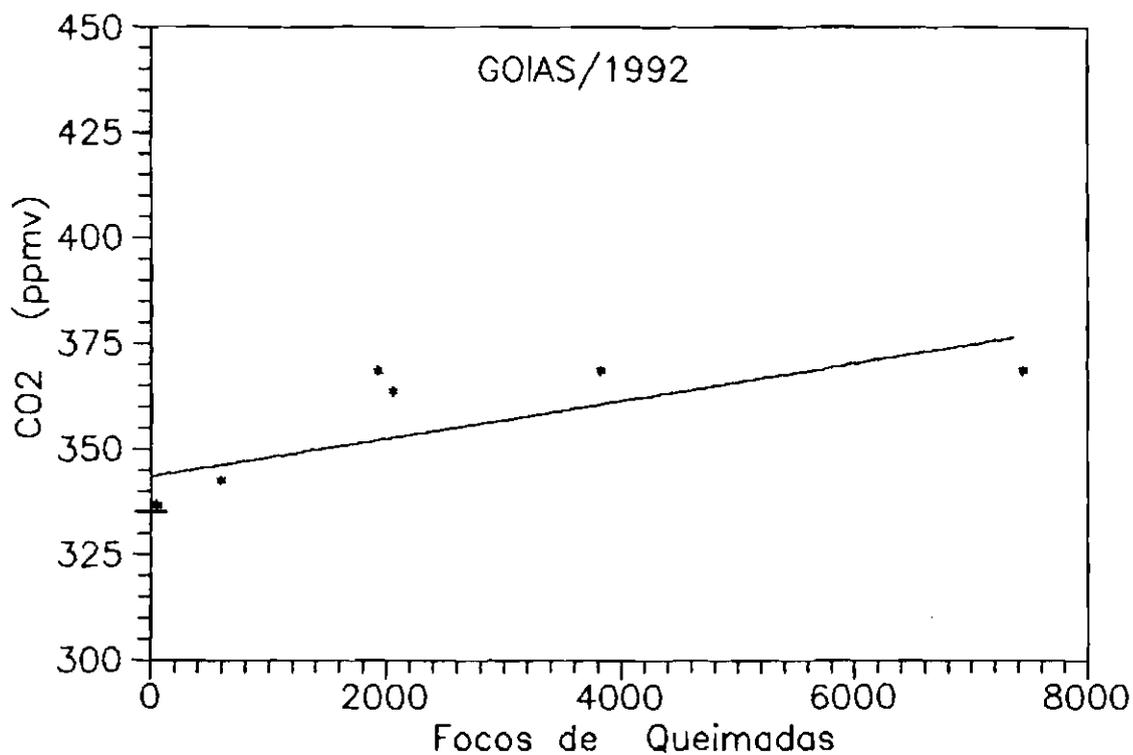


Fig. 4.17- (a) Reta média e distribuição dos pontos da regressão linear efetuada entre a concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas, Goiás, 1992.

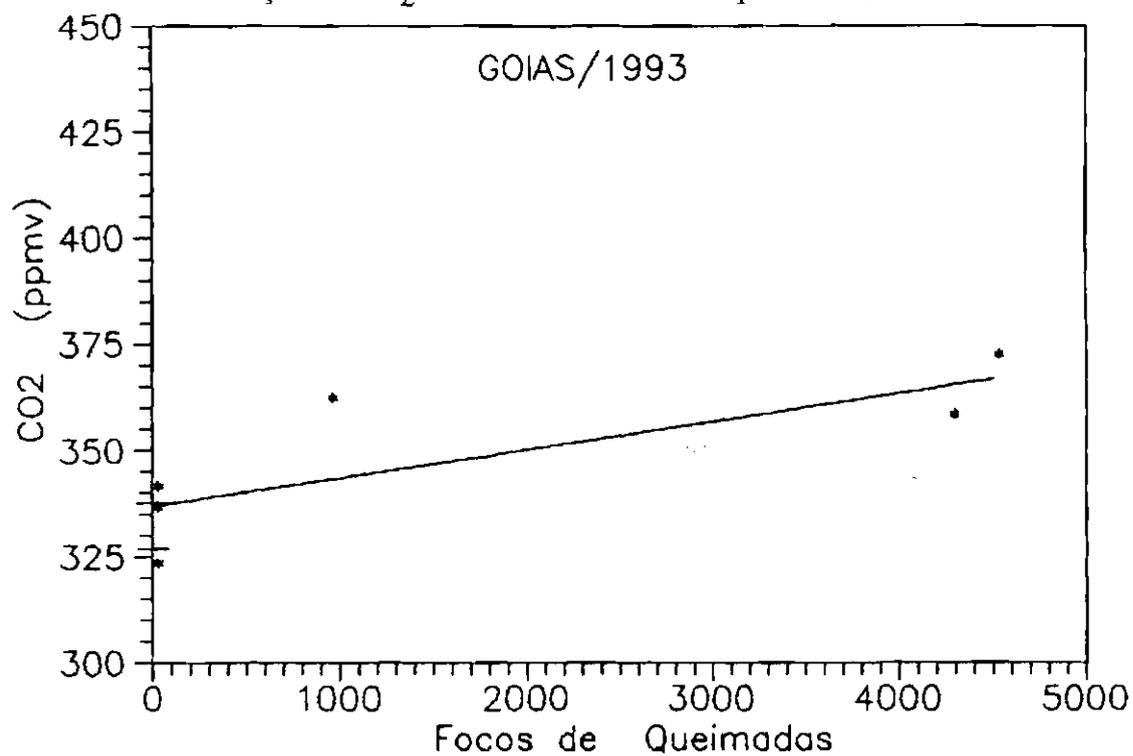


Fig. 4.17- (b) Reta média e a distribuição dos pontos da regressão linear efetuada entre a concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas, Goiás, 1993.

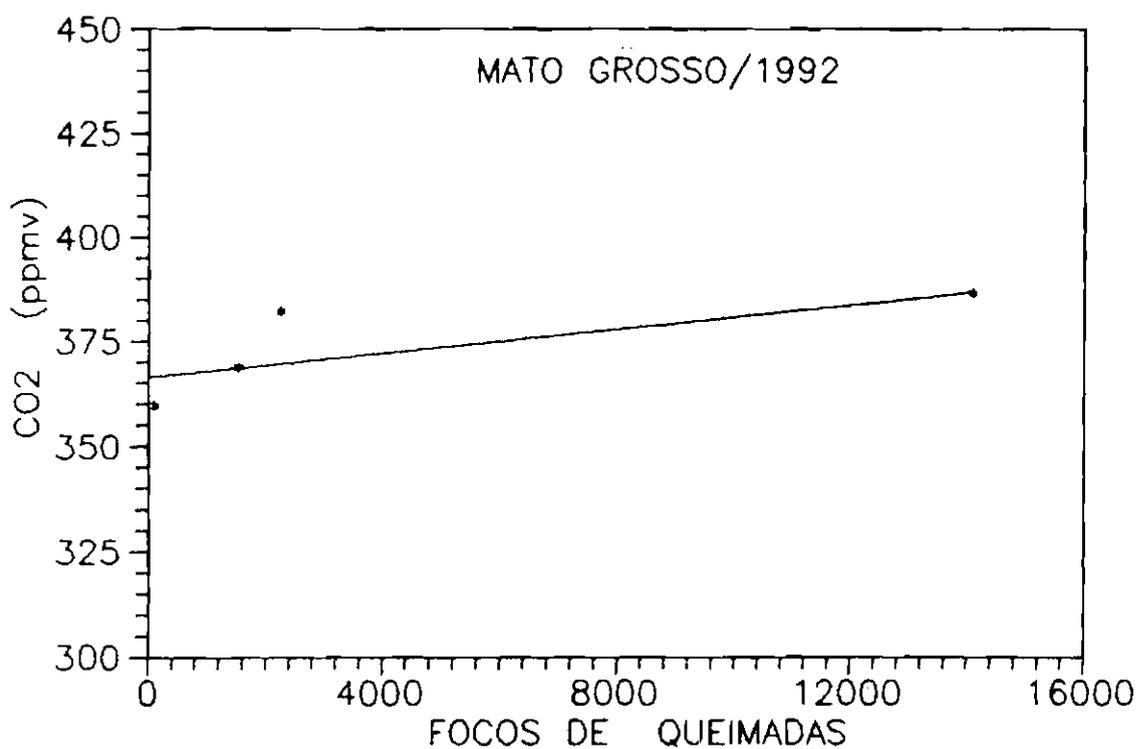


Fig. 4.17 - (c) Retra média e a distribuição dos pontos da regressão linear efetuada entre a concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas, Mato Grosso, 1992.

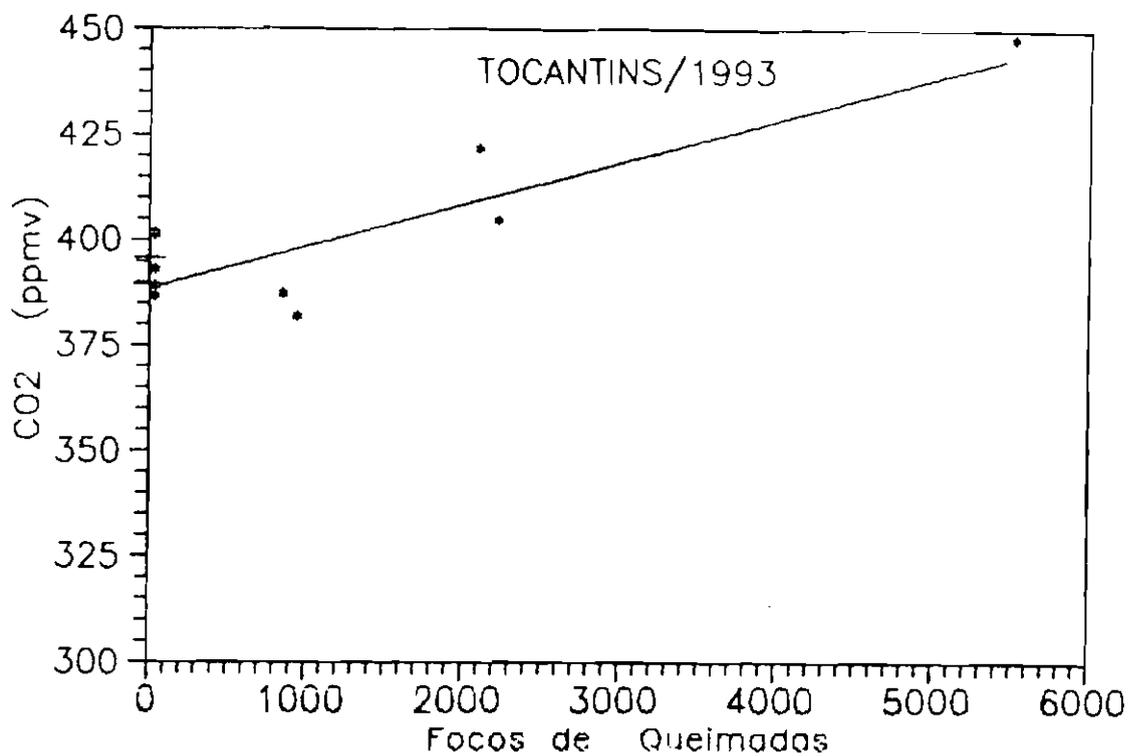


Fig. 4.17- (d) Retra média e distribuição dos pontos da regressão linear efetuada entre a concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas, Tocantins, 1993.

A tabela 4.2 fornece um resumo das regressões lineares efetuada entre as concentrações médias mensais de CO₂, para Goiás, e vários parâmetros que possam influenciar esta concentração, durante os anos: 1992 e 1993.

**TABELA 4.2 - COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A
CONCENTRAÇÃO DE CO₂ E OS DEMAIS PARÂMETROS
PARA GOIÁS.**

PARÂMETRO	1992	1993
Focos de queimadas	0,79	0,75
Radiação solar	0,14	0,20
Temperatura do ar	0,58	0,36
Precipitação	0,17	0,33

Como mostrado na tabela, dos parâmetros medidos a melhor correlação ocorre entre a concentração de CO₂ e o número de focos de queimadas. As correlações com o número de focos de queimadas devem ser vistas com uma certa restrição, uma vez que foi assumido o valor zero para o número de focos de queimadas, durante os meses em que não há informação sobre o número de focos de queimadas (janeiro/maio). Além disto, o pequeno número de pontos e a dispersão em relação à reta média nos impede, estatisticamente, de verificarmos a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂. Esperamos que com a continuidade de nosso trabalho e a aquisição de um número maior de dados, possamos discutir melhor os resultados destas correlações.

As medidas realizadas em Goiânia, Porto Nacional e Cuiabá apontam para um comportamento padrão da concentração de CO₂ atmosférico: altas concentrações durante a noite e madrugada e baixas concentrações em torno do meio dia. Estas

diferenças de concentrações são mais acentuadas em Porto Nacional e Cuiabá, desde que as taxas de fotossíntese e respiração são mais maiores à temperaturas mais altas.

Um outro aspecto verificado é que durante o período compreendido entre 9:00 e 17:00 horas os desvios da concentração em torno do valor médio são menores devido à uma maior homogeneidade da atmosfera. Fora deste período os desvios em torno do valor médio são maiores já que a camada limite varia de altura dia a dia.

As figuras 4.18 (a) e (b) mostram a variação sazonal da concentração de CO_2 para Porto Nacional e Cuiabá, respectivamente. Ambas as figuras apresentam praticamente o mesmo comportamento, ou seja, pequenas variações durante os 6 primeiros meses do ano e a partir de julho um aumento desta concentração com o pico ocorrendo entre agosto e setembro. A partir de outubro a concentração de CO_2 começa a diminuir atingindo o seu valor mínimo em dezembro. Apesar de termos verificado este comportamento durante apenas 1 ano, para ambas as regiões, os dados apontam que o comportamento sazonal da concentração de CO_2 está diretamente relacionado com o período de ocorrência de queimadas.

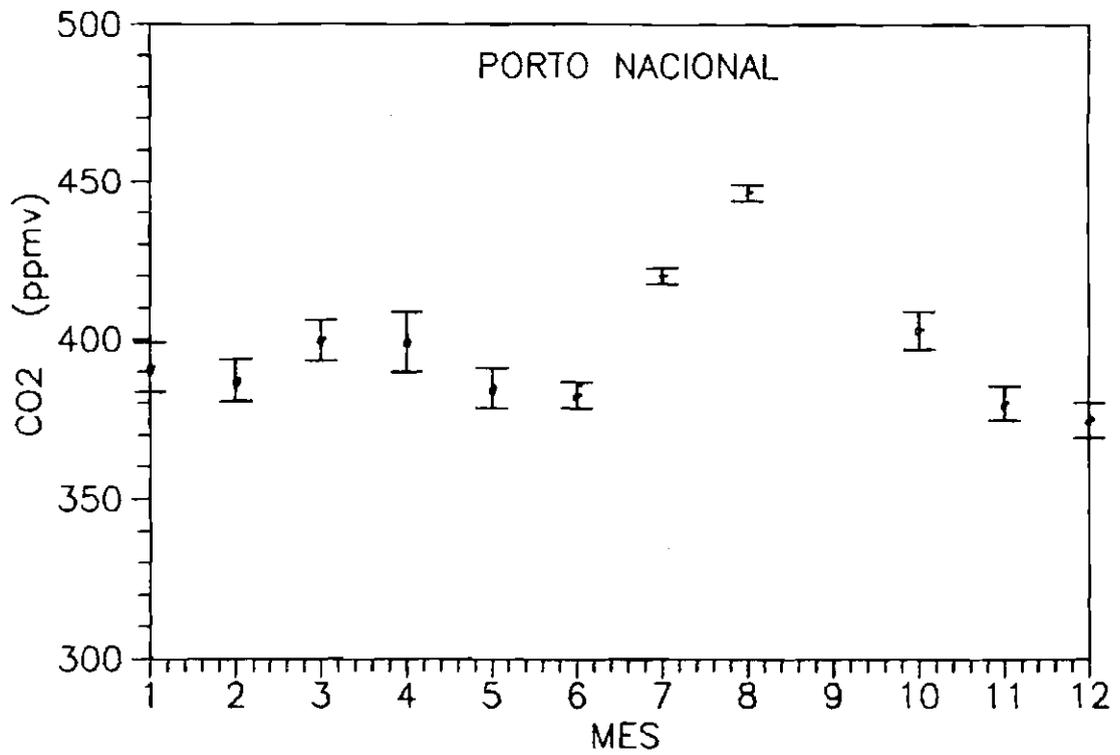


Fig. 4.18 (a)- Variação sazonal da concentração de CO₂, Porto Nacional, TO.

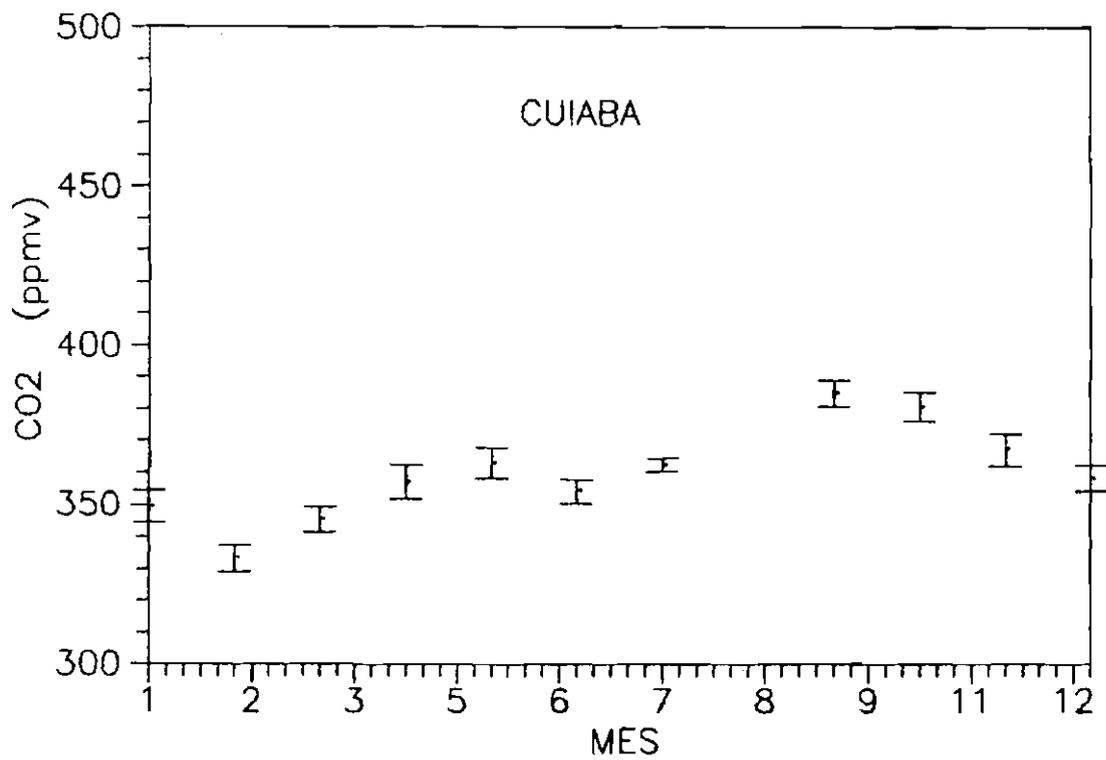


Fig. 4.18 (b)- Variação sazonal da concentração de CO₂ para Cuiabá-MT.

4.2- O EXPERIMENTO TRACE-A

As grandes queimadas de biomassa, além de produzirem quantidades substanciais de particulados (aerosóis) também produzem diretamente gases como : CO, CO₂, H₂, CH₄, N₂O. Outros gases são produzidos indiretamente, como por exemplo o ozônio, na baixa atmosfera. O ozônio é um constituinte natural da atmosfera e sua concentração na troposfera é da ordem de 30 ppbv. Esta concentração pode atingir valores muito superiores em locais urbanos e em regiões onde há grande incidência de queimadas de biomassa.

Através da análise de quase 22.000 ozoniossondagens e de 9 anos de dados de satélites, Fishman et al. (1990) identificaram regiões de alta concentração de ozônio (mancha de ozônio) na baixa troposfera sobre o Atlântico Sul, a qual é uma região sem fontes locais. O aparecimento desta "mancha" parece coincidir com o período do ano em que há uma maior incidência de queimadas na América do Sul e no Continente Africano. Este fato levantou a hipótese de que a produção de grandes quantidades de precursores de ozônio durante as queimadas, originaria altas concentrações deste gás sobre o oceano. Com o objetivo de avaliar este fenômeno e estudar a produção de gases precursores de ozônio, gases do efeito estufa e fenômenos meteorológicos, foi planejado e realizado o experimento TRACE-A. Este experimento científico envolveu pesquisadores americanos, brasileiros, europeus e africanos. Os europeus e africanos encarregaram-se da identificação de fontes emissoras e áreas queimadas no Continente Africano, enquanto que os brasileiros foram responsáveis por esta identificação tanto na costa como no interior do Brasil. A área da mancha situada próximo da Ilha de Ascensão, no Atlântico Sul, ficou a cargo da equipe americana.

Dentro deste contexto, o Grupo de Gases Minoritários do INPE, desenvolveu duas campanhas na região do cerrado brasileiro, uma no mês de abril e outra no meses setembro-outubro, coincidindo com o período de realização do experimento TRACE. A escolha destes períodos teve como objetivo comparar resultados da estação representativa das chuvas (abril) e da estação das secas (setembro),

período onde há grande incidência de queimadas. A região escolhida foi a do cerrado brasileiro, particularmente em Cuiabá (MT), Goiânia (GO) e Porto Nacional (TO), onde se realizaram ozoniossondagens, medidas de concentração de gases próximos à superfície e em particular, medidas da concentração de gás carbônico atmosférico, utilizando-se o analisador infravermelho, não dispersivo, conforme descrito no capítulo 3.

O analisador de CO₂, instalado na EMBRAPA, localizado à 30 Km do centro de Goiânia, começou a operar no mês de abril e medidas da concentração de CO₂ foram obtidas até o mês de setembro (1992). O objetivo de nosso trabalho foi de se verificar o comportamento da concentração de CO₂ e também de se comparar as medidas do período das secas com o das chuvas, a fim de se estimar a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂ atmosférico.

A figura 4.19 mostra a concentração média mensal para os meses abril e agosto de 1992, em função da hora local. Foram escolhidos estes meses em face a precipitação destes períodos serem bastantes distintos, enquanto no mês de abril a precipitação foi de 156,3 mm, no mês de agosto a precipitação foi de 0,3 mm.

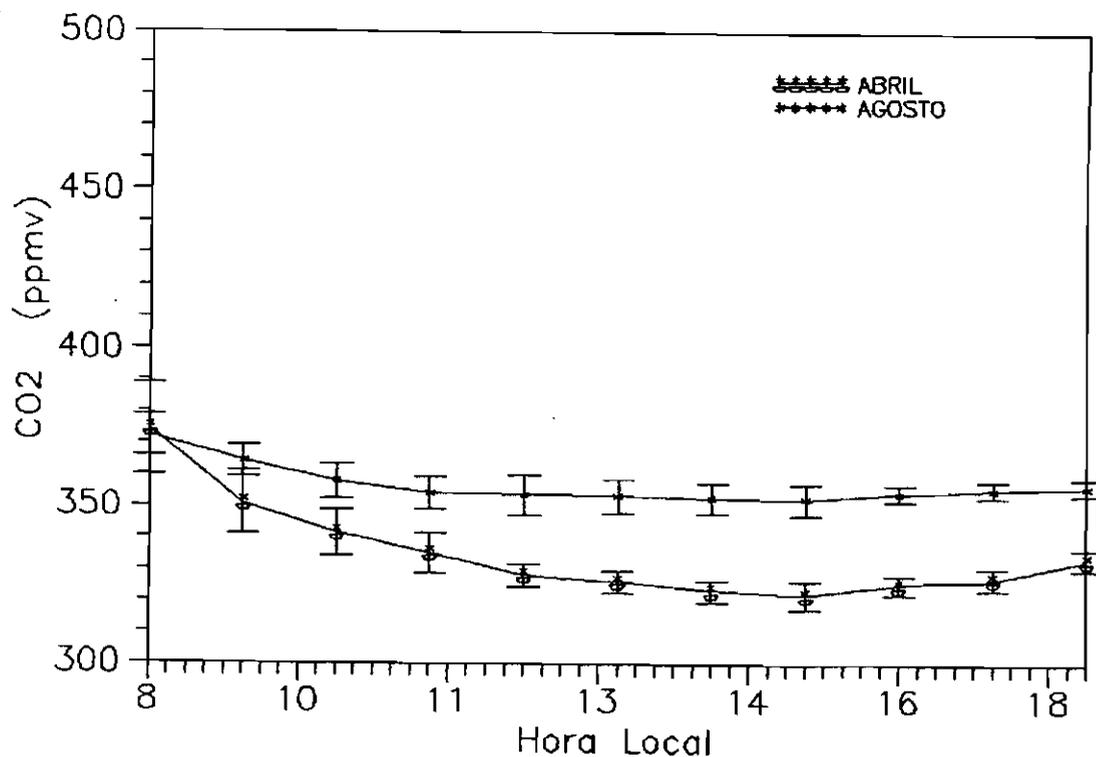


Fig. 4.19- Concentração média horária mensal, para os meses de abril e agosto de 1992, em função da hora local, Goiânia-GO.

Considerando-se o período entre 8:00 e 18:00 horas, o valor da concentração média mensal para o mês de abril é de 335 ppmv, enquanto para o mês de agosto o valor médio é de 356 ppmv, portanto uma diferença de 21 ppmv, o que corresponde a 6,3%. A escolha do intervalo de tempo, entre 8:00 e 18:00 horas, para a comparação das duas curvas se deve ao fato de que durante este período a atmosfera encontra-se mais misturada e homogênea.

Utilizando-se a mesma metodologia empregada em Goiânia, medidas da concentração de CO₂ foram realizadas em Porto Nacional (TO). A figura 4.20 mostra a

concentração média mensal de CO₂ para o mês de abril é de 346 ppmv enquanto para o mês de outubro é de 380 ppmv, portanto uma diferença de 34 ppmv ou 9,6%.

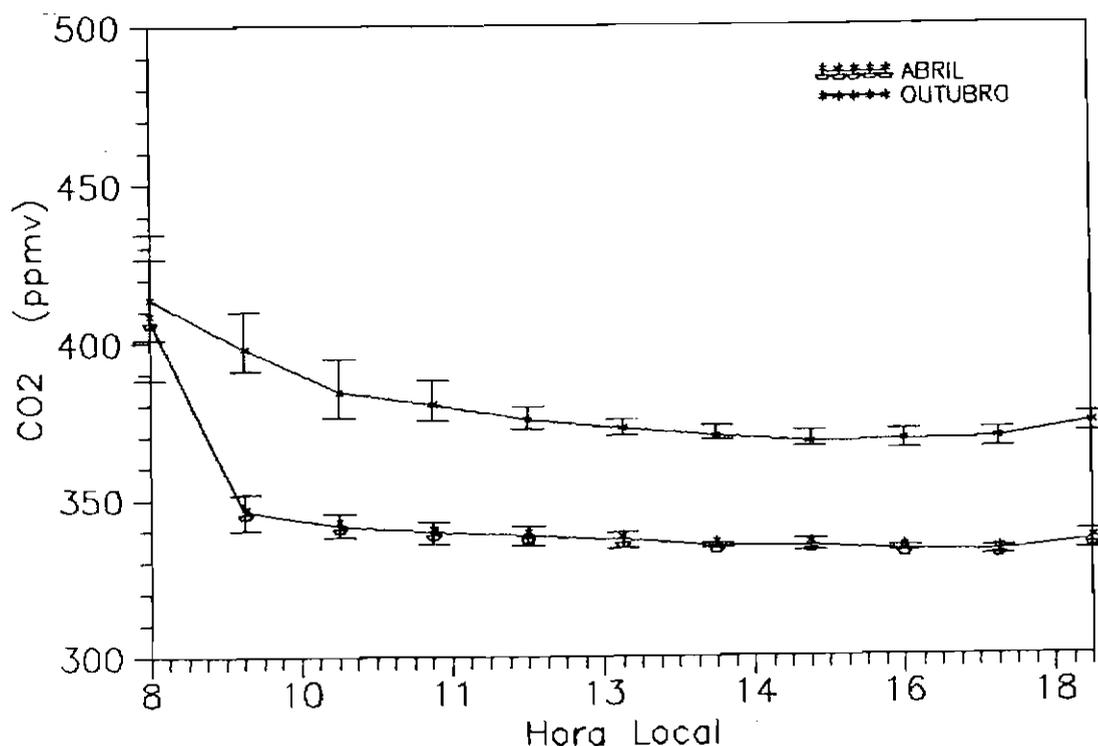


Fig. 4.20- Concentração de CO₂, média horária mensal, para os meses de abril e outubro de 1992, em função da hora local, Porto Nacional-TO

A partir de setembro de 1992, dentro do projeto TRACE, foi instalado um analisador de CO₂ nas dependências do INPE de Cuiabá (MT). A figura 4.21 mostra a concentração média de CO₂ para os meses de setembro e novembro, de 1992, em função da hora local, para o período compreendido entre 8:00 e 18:00 horas. Para o mês de setembro, a concentração média de CO₂ foi de 371 ppmv enquanto para o mês de novembro foi de 350 ppmv, portanto, uma diferença de 21 ppmv ou 6,1%.

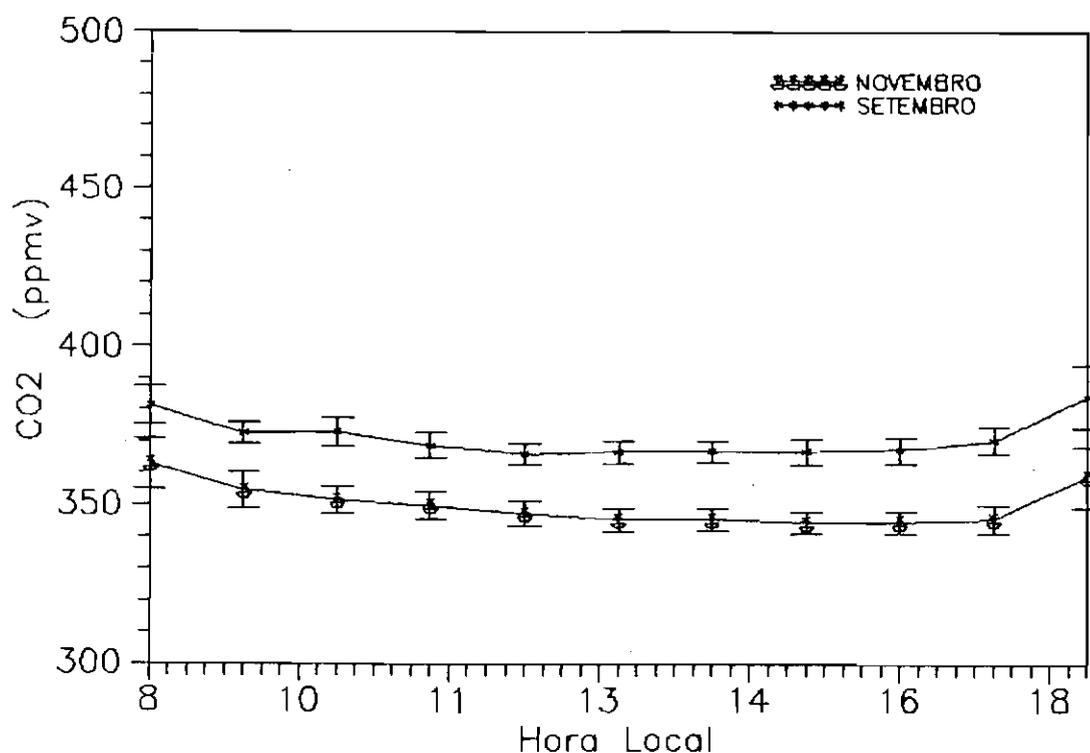


Fig. 4.21- Concentração de CO₂, média horária mensal, para os meses de setembro e novembro de 1992, em função da hora local, Cuiabá-MT.

Como mostrado na figura 4.11, os meses de agosto, setembro e outubro de 1992 são os meses onde houve um aumento no número de queimadas e portanto é de se esperar um aumento na concentração de CO₂, conforme mostram os dados obtidos nestes locais. Um outro aspecto a ser observado é o fato de que a concentração média mensal de CO₂, durante o período das queimadas, em Porto Nacional e Cuiabá é significativamente maior para o mesmo período em Goiânia. Isto ocorre pelo fato de que o número de focos de queimadas em Tocantins e Mato Grosso é aproximadamente 3 a 4 vezes maior do que em Goiás, portanto há uma maior emissão de CO₂ para a atmosfera.

A figura 4.22, (a), (b) e (c) mostram as prováveis trajetórias das massas de ar, à uma altitude de aproximadamente 1,5 km, para Goiânia, Porto Nacional e Cuiabá, respectivamente, para o mês de setembro de 1992. Para se determinar as prováveis trajetórias das massas de ar, além dos cálculos de trajetórias isentrópicas, utilizam-se análises meteorológicas incluindo imagens dos satélites GOES e METEOSAT, campos de vento e dados obtidos através de radiosondagens (Shipham et al., 1993; Krishnamurti, et al., 1993). As imagens obtidas através do satélite são usadas para se detectar regiões de atividades convectivas enquanto que os dados das radiosondagens são utilizados para se investigar os perfis de temperatura vertical e estrutura de vento numa coluna atmosférica.

Conforme mostra a figura 4.22 (a), as prováveis trajetórias das massas de ar, para Goiás, vem do Oceano Atlântico, entretanto antes de alcançar Goiânia, elas atravessam o sul do estado da Bahia e o norte de Minas Gerais, regiões estas com pequena incidência de queimadas. A figura 4.22 (b) mostra as prováveis trajetórias de ar para Porto Nacional; como mostrado na figura as massas de ar também vem do Oceano Atlântico, entretanto elas atravessam regiões de grande ocorrência de queimadas, como o sul do Maranhão e o Piauí. A figura 4.22 (c) mostra as prováveis trajetórias das massas de ar para Cuiabá. Diferente de Goiânia e Porto Nacional, somente 33% das massas de ar vem do oceano passando por Bahia, Goiás e norte de Minas Gerais antes de alcançar Cuiabá. O restante vem do Amazonas (7%), Piauí, Tocantins, Maranhão e Pará (47%) e 14% do Mato Grosso do Sul. Portanto destas figuras podemos concluir que durante o mês de setembro de 1992, as regiões de Porto Nacional e Cuiabá recebem contribuição de queimadas de outras regiões. A realização do cálculo das prováveis trajetórias das massas de ar é de extrema importância para a estimativa da contribuição das queimadas, no aumento da concentração de CO₂ e em futuros trabalhos esperamos obter um número maior destas trajetórias para uma melhor distribuição das estações de monitoramento da concentração de CO₂.

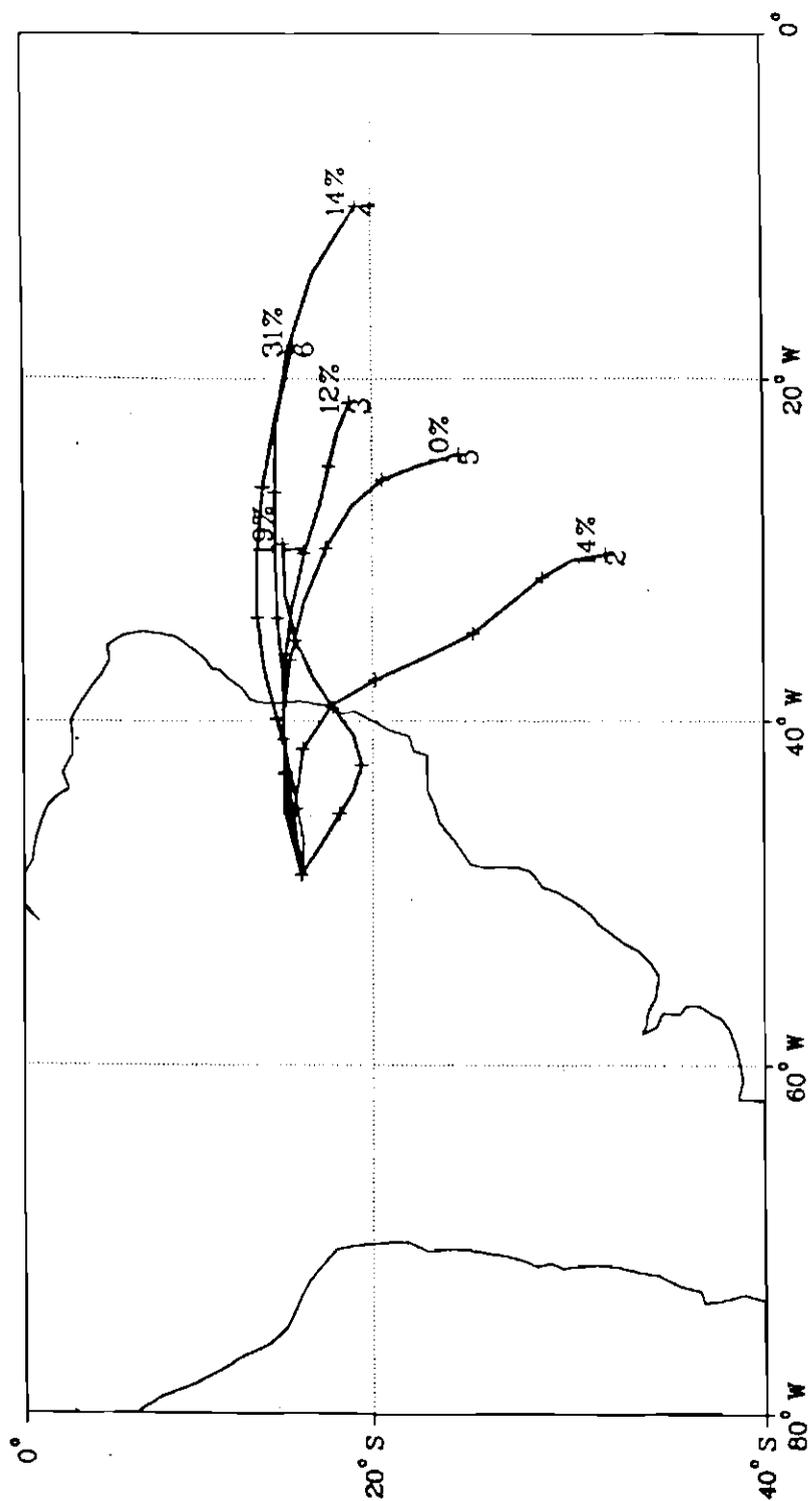


Fig. 4.22 (a)- Prováveis trajetórias das massas de ar, para uma altura de 1,5 km, durante o mês de setembro de 1992, para Goiânia (GO).

Fonte: baseada em Harris et al., (1990), p.13.651-13.667.

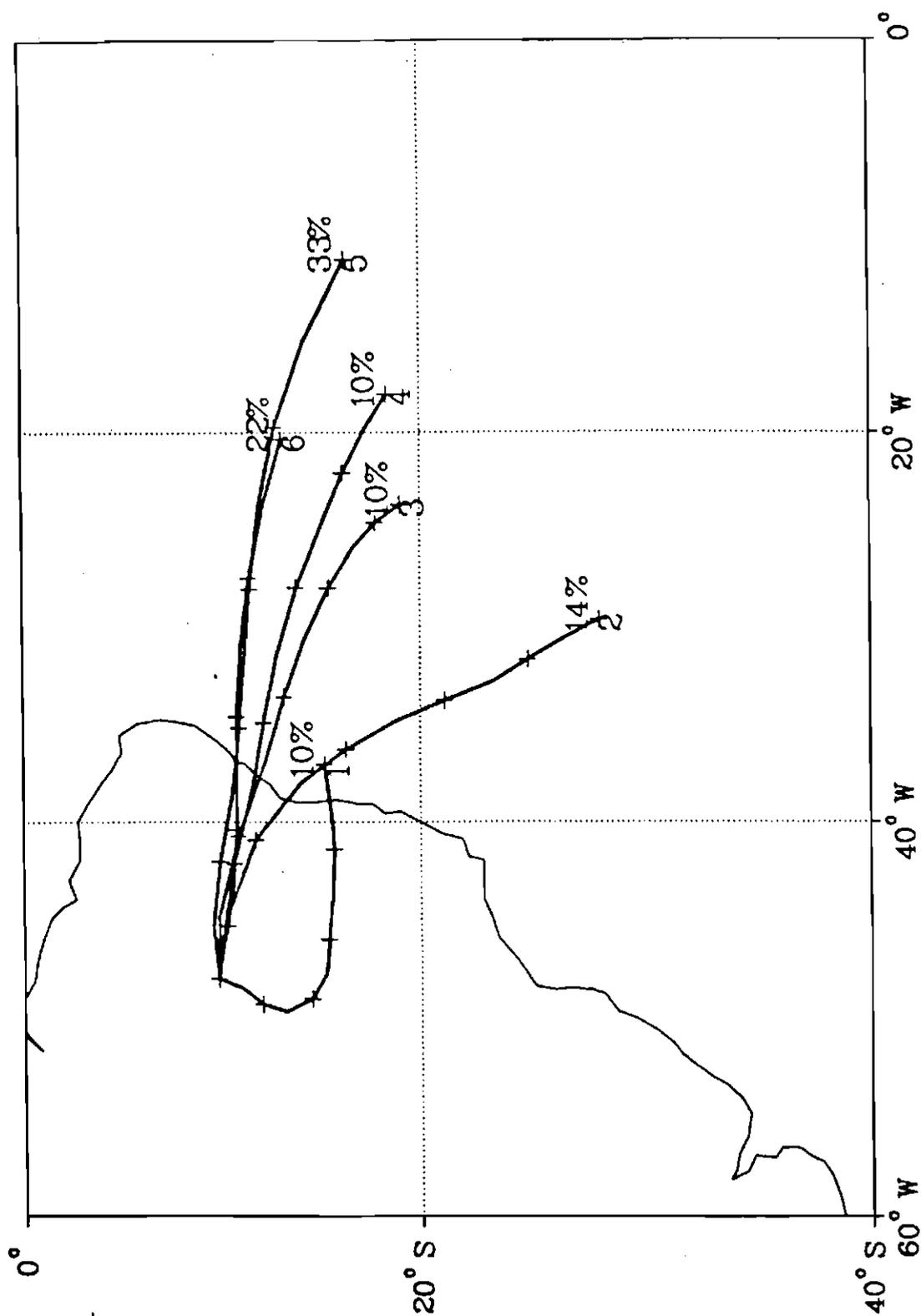


Fig. 4.22 (b)- Prováveis trajetórias das massas de ar, para uma altura de 1,5 km, durante o mês de setembro de 1992, para Porto Nacional (TO).

Fonte: baseada em Harris et al., (1990), p. 13.651-13.667.

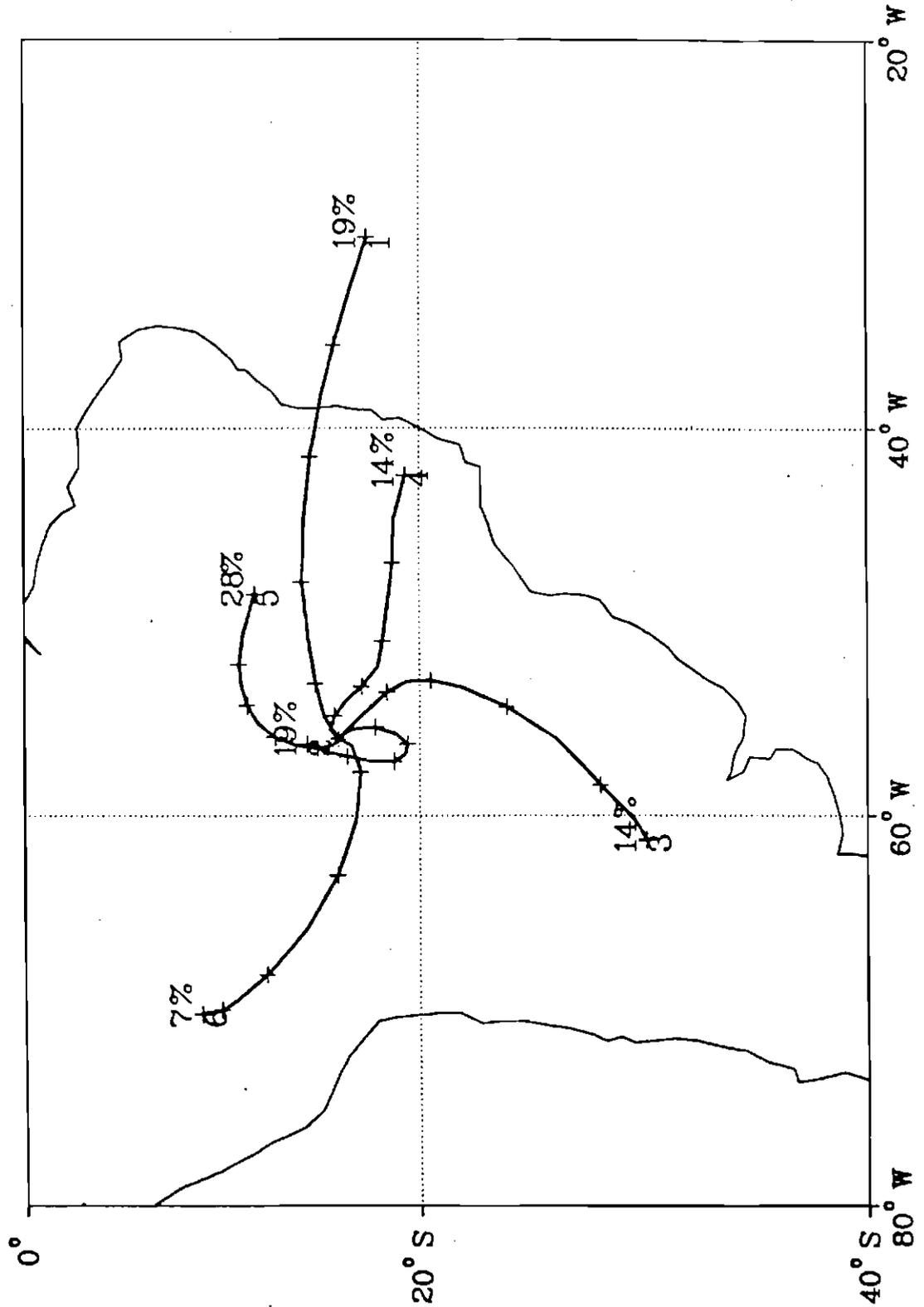


Fig. 4.22 (c)- Prováveis trajetórias das massas de ar, para uma altura de 1,5 km, durante o mês de setembro de 1992, para Cuiabá (MT).

Fonte: baseada em Harris et al., (1990), p. 13.651-13.667.

4.3- ESTIMATIVAS DA EMISSÃO DE GÁS CARBÔNICO PELA QUEIMA DE BIOMASSA.

A contribuição da queima de biomassa para o ciclo biogeoquímico do carbono é um assunto que envolve muitas controvérsias, pois as taxas de emissão de CO₂ para a atmosfera apresentam muitas incertezas. Estas taxas variam muito de acordo com a metodologia utilizada para as estimativas, variando de 0,5 a 6,0 Gt C/ano (Robinson, 1989).

Na literatura disponível, a estimativa sobre as emissões é baseada na quantidade de biomassa queimada (Seiler et al., 1980), ou em estimativas sobre desmatamentos (Houghton et al., 1985, 1987), supondo que mais cedo ou mais tarde a matéria orgânica desmatada será transformada em gás carbônico. Ambos apresentam incertezas por falta de dados da exata extensão das áreas afetadas e pela dificuldade de se estimar a densidade de biomassa, já que as regiões tropicais apresentam uma grande variedade de ecossistemas.

Apresenta-se neste capítulo uma forma mais completa, com a inclusão de um número maior de parâmetros, do método proposto para a estimativa da emissão de CO₂ pelas queimadas (Kirchhoff, 1992), baseado em medidas originais de monóxido de carbono (CO) realizadas na região do cerrado (Cuiabá) e na região litorânea (Natal) (Kirchhoff e Marinho, 1989, 1990). Este método consiste inicialmente em se determinar o fluxo de emissão de CO, através de medidas diretas de sua concentração, e através da razão de emissão de CO/CO₂ determina-se a taxa de emissão de CO₂.

4.3.1- CÁLCULO DA EMISSÃO DE CO₂

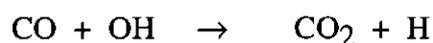
Segundo Seiler e Crutzen (1980) a estimativa da emissão de CO₂ é determinada através da quantidade de biomassa queimada (M), que é dada por:

$$M = A \times B \times \alpha \times \beta$$

onde: **A** é a área de terra total queimada anualmente, **B** é a densidade de biomassa para um ecossistema individual, α fração de biomassa, acima do solo relativa a biomassa total e β é a eficiência de queima da biomassa acima do solo.

Uma forma natural de se estimar a emissão de CO₂ seria através de medidas diretas da concentração de CO₂ em estações estrategicamente implantadas nas regiões de queimadas. A forma alternativa aqui proposta para as estimativas da emissão de CO₂ é através das medidas da concentração de monóxido de carbono, CO, supondo que a relação de emissão de CO e CO₂ nas queimadas é conhecida. Os detalhes do método são apresentados a seguir.

O mecanismo mais eficiente na remoção do CO atmosférico é sua reação com o radical hidroxila (OH), através da reação:



a qual é imediatamente seguida por:



Pela equação da continuidade, em equilíbrio fotoquímico, o termo de produção (P) de CO deve ser igual ao termo de perda (L) e portanto, podemos assumir que a emissão de monóxido de carbono para a atmosfera é dada por (Kirchhoff, 1990):

$$E(\text{CO}) = \int_h K \cdot [\text{OH}] [\text{CO}_{\text{ex}}] dh \quad (1)$$

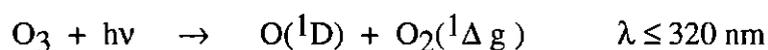
onde: K é a taxa de reação ($K = 2,2 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$), [OH] é a concentração de hidroxila e [CO_{ex}] é a diferença de concentração entre as medidas realizadas em Cuiabá e Natal, ou seja, é a quantidade de CO lançada para a atmosfera devido a queima de biomassa, usando-se Cuiabá como uma região representativa das queimadas no Brasil e

Natal como uma região onde a atmosfera é praticamente livre de interferências antropogênicas, desde que o ar que sopra sobre Natal, vem do oceano. Na prática a expressão (1) apresenta algumas limitações, como por exemplo o limite de integração e a distribuição vertical da concentração de CO, limitações estas que serão discutidas posteriormente.

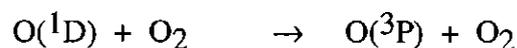
4.3.2- O RADICAL HIDROXILA (OH)

A reação do radical hidroxila (OH) com os gases traços da atmosfera é um dos processos químicos mais importantes da troposfera. O OH reage com muitos gases de origem antropogênica e o aumento da concentração atmosférica destes gases pode levar à uma diminuição da concentração de OH, causando prejuízos à camada de ozônio desde que estes gases podem ser transportados para a estratosfera.

As reações que influenciam a concentração de OH podem ser classificadas em duas categorias: as reações de produção de OH e as reações que convertem OH em HO₂. O principal e mais importante processo de produção de OH na troposfera é a fotólise do ozônio, da qual resulta produção do átomo de oxigênio excitado, ou seja:



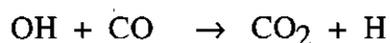
Parte do O(¹D) resultante desta reação é desexcitado pelo N₂ e O₂, formando o oxigênio atômico no estado fundamental, O(³P), segundo as reações:



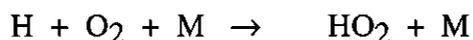
Entretanto, uma fração significativa do $O(^1D)$, entre 1% e 10%, reage com o vapor d'água para formar o OH:



Como foi mencionado, o radical OH reage com uma grande variedade de gases traços. A maior parte destas reações, normalmente converte OH em HO_2 . O exemplo mais simples e mais importante desta reação de conversão é a reação com o monóxido de carbono (CO):



o qual é imediatamente seguida por:



Ainda não existem métodos universalmente aceitos para medir a concentração de OH e por isto a concentração de OH é obtida através de modelos fotoquímicos, utilizando-se medidas da concentração de gases que reagem com o OH. Existem muitos dados publicados sobre os valores da concentração de OH, dados estes obtidos teoricamente usando-se técnicas diferentes. A seguir citamos os modelos e as técnicas de se estimar a concentração de OH.

Logan (1981) utilizou um modelo fotoquímico baseado nas observações das concentrações de H_2O , O_3 , CO, CH_4 , NO, NO_2 e HNO_3 . A resolução vertical do modelo é de 2 km, exceto próximo ao solo, onde cálculos foram realizados em 0, 0,5, 1 e 2 km enquanto a resolução latitudinal é de 15° entre 0° e 60° . Através deste modelo obteve-se uma concentração de OH de $5,0 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$ durante o verão e de $2,5 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$ no inverno.

Crutzen e Gidel (1983) utilizaram um modelo fotoquímico bidimensional usando-se principalmente observações da concentração de CH_3Cl_3 , desde que a quantidade produzida deste gás, através da indústria é bem conhecida e sua remoção da atmosfera se dá através da reação com o OH. Com este procedimento foi estimada a concentração de OH bem como sua variação anual.

Seiler e Giehl (1984) determinaram a concentração de OH usando-se os modelos de Logan et al. (1981) e Crutzen (1982), adicionando-se à estes modelos, medidas de CO, realizadas em Cape Point (34° S , 18° E) obtendo os valores: $16 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$ para o mês de janeiro e $6,0 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$ para o mês de julho.

Carney e Fishman (1986) efetuaram um refinamento da parametrização do transporte vertical do modelo fotoquímico unidimensional para a troposfera, incorporando-se a este modelo resultados da dinâmica da camada limite. Através deste procedimento, estimou-se o valor médio da concentração de OH como sendo de $2,8 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$.

Perner et al. (1987) realizaram medidas diretas da concentração de OH utilizando-se a técnica da espectroscopia de absorção. A fonte de luz é um laser de argônio que emite luz na faixa de absorção da molécula de OH. Paralelamente à estas medidas foram medidas concentrações de O_3 , H_2O , NO , NO_2 , CH_4 e CO bem como foram determinadas as taxas de fotólise do O_3 e NO_2 , fatos estes que permitiram a determinação da concentração de OH através da utilização de modelos fotoquímicos. Com este procedimento encontrou-se o valor mínimo de $0,7 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$ e o máximo de $3,2 \times 10^6 \text{ mol cm}^{-3}$.

Apesar das incertezas existentes sobre a determinação da concentração de OH na atmosfera, todos estes trabalhos apontam para uma variação sazonal, isto é, a concentração de OH é máxima durante o verão e mínima no inverno e também apresenta pouca variação com a altura. A tabela 4.3 apresenta um resumo dos valores obtidos para a concentração de OH.

TABELA 4.3 - VALORES DA CONCENTRAÇÃO DE OH ($10^6 \text{ mol. cm}^{-3}$)

	Logan et. al (1981)	Crutzen e Gidel (1983)	Seiler et. al (1984)	Corney e Fishman (1986)	Perner et. al (1987)
JAN		1,51	1,6		
FEV		1,51	1,6		Valor
MAR	Verão	1,51	1,6		mínimo
ABR	5,0	1,09	1,2		0,7
MAI		1,09	1,0		
JUN		1,02	0,7		
JUL	inverno	1,02	0,6	Valor	Valor
AGO	2,5	1,02	0,6	médio	máximo
SET		1,02	0,6	2,8	3,2
OUT		1,43	1,0		
NOV		1,43	1,0		
DEZ		1,51	1,6		

4.3.3- O MONÓXIDO CARBONO (CO)

O monóxido de carbono, CO, é um constituinte natural da atmosfera e em geral tem uma importância muito grande no processo fotoquímico que ocorre na atmosfera e em particular na "química" do ozônio (Kirchhoff and Marinho, 1989, 1990). Além disto pode também influir indiretamente na oxidação de vários outros compostos químicos naturais ou artificiais da atmosfera, pois reage diretamente com um dos mais poderosos oxidantes da atmosfera, o radical hidroxila, OH.

O CO pode ser produzido por processos naturais como também por atividades antropogênicas. A oxidação dos hidrocarbonetos (HC's), emitidos naturalmente da vegetação, C_5H_8 e $C_{10}H_{16}$ e especialmente a oxidação do CH_4 representam os mecanismos naturais de produção de CO. Entre as fontes antropogênicas de CO estão as atividades industriais, queima de combustíveis fósseis e a queima de biomassa. Atualmente estimam alguns autores que as fontes antropogênicas sejam da mesma ordem de grandeza das fontes naturais, embora as fontes antropogênicas estejam aumentando de intensidade a cada ano devido a expansão das atividades industriais e uma maior demanda do uso da terra e conseqüente maior queima de biomassa.

O estudo do CO em regiões tropicais é de especial interesse já que a maior parte da atividade de queima de biomassa ocorre nestas regiões. Neste contexto uma região representativa destas atividades é a região limite do cerrado brasileiro com a floresta tropical úmida, onde uma grande quantidade de biomassa é anualmente queimada. A estação de medidas representativa deste ecossistema é Cuiabá ($16^{\circ}S$, $56^{\circ}E$), onde medidas tem sido realizadas desde 1984.

A técnica básica utilizada na medida de CO é a separação cromatográfica, seguida pela detecção do vapor de mercúrio (Seiler, 1974). Para medidas de baixas concentrações de CO, na faixa de ppbv (partes por bilhão), esta técnica apresenta uma maior sensibilidade cromatográfica, precisão de medidas e resposta de linearidade quando comparada com a detecção utilizando-se o Detector de Ionização de Chama. O gás de arraste é secado e filtrado para eliminar a interferência dos gases redutores. SO_2 e HCs, os quais podem reagir com o óxido mercúrico na câmara de reação.

A amostra a ser analisada é injetada no módulo cromatográfico, na coluna de amostragem, que tem apenas 2 ml de volume. A coluna de amostragem é então inserida em série com a coluna de separação através de uma válvula, e a amostra é levada à coluna de separação pelo gás de arraste (ar sintético). A coluna de separação é a coluna cromatográfica propriamente dita, onde os diversos componentes da amostra são separados por adsorção (absorção temporária na superfície) nas partículas do material da

coluna, mantida á uma temperatura de 80^o C. Os gases são então dirigidos a um segundo módulo que tem a função de detectar o CO. Os gases passam primeiro pela câmara de reação, onde uma camada de HgO entra em contato com os gases da amostra a uma temperatura de 160^o C. É neste reator que o CO é transformado em CO₂ liberando o Hg, conforme a reação:



O vapor de mercúrio liberado é então detectado no bloco sensor de Hg, que é um sistema óptico onde a radiação UV de uma lâmpada de mercúrio é atenuada ou não pela maior ou menor presença de mercúrio vaporizado liberado na reação anterior. O monitor é em geral um registrador de pena ou em um integrador.

As amostras são coletadas em frascos de aço inoxidável com capacidade de 800 ml e que tem um acabamento interno com um eletropolimento, para evitar que moléculas gasosas sejam fixadas nas paredes internas. Estes frascos são enchidos com a amostra através de uma pequena bomba de diafragma, operada a bateria, e que permite introduzir a amostra à uma pressão de 2 bar. As amostras são colhidas à uma altura de aproximadamente 1,5 m do solo.

A figura 4.23 mostra a média mensal da concentração de CO, durante o ano de 1988, obtida nas estações de Natal e Cuiabá. A concentração máxima de CO ocorre durante o mês de setembro para Cuiabá, enquanto que as mínimas ocorrem durante o período dezembro-maio. A concentração máxima de CO, para Natal, acontece durante os meses de setembro e outubro e durante o período de dezembro a maio, a concentração é mínima. É interessante notar que durante o período das chuvas, dezembro-maio, praticamente não existe diferença na concentração de monóxido de carbono entre as duas estações. Por outro lado, durante a estação seca, as concentrações de CO em Cuiabá são muitas vezes maiores do que em Natal. Enquanto a variação sazonal em Natal é da ordem de um fator de 2, em Cuiabá este fator atinge valores da

ordem de 6. A grande diferença destes fatores é proveniente da queima de biomassa, pois durante o período das secas, a quantidade de biomassa queimada é muito grande.

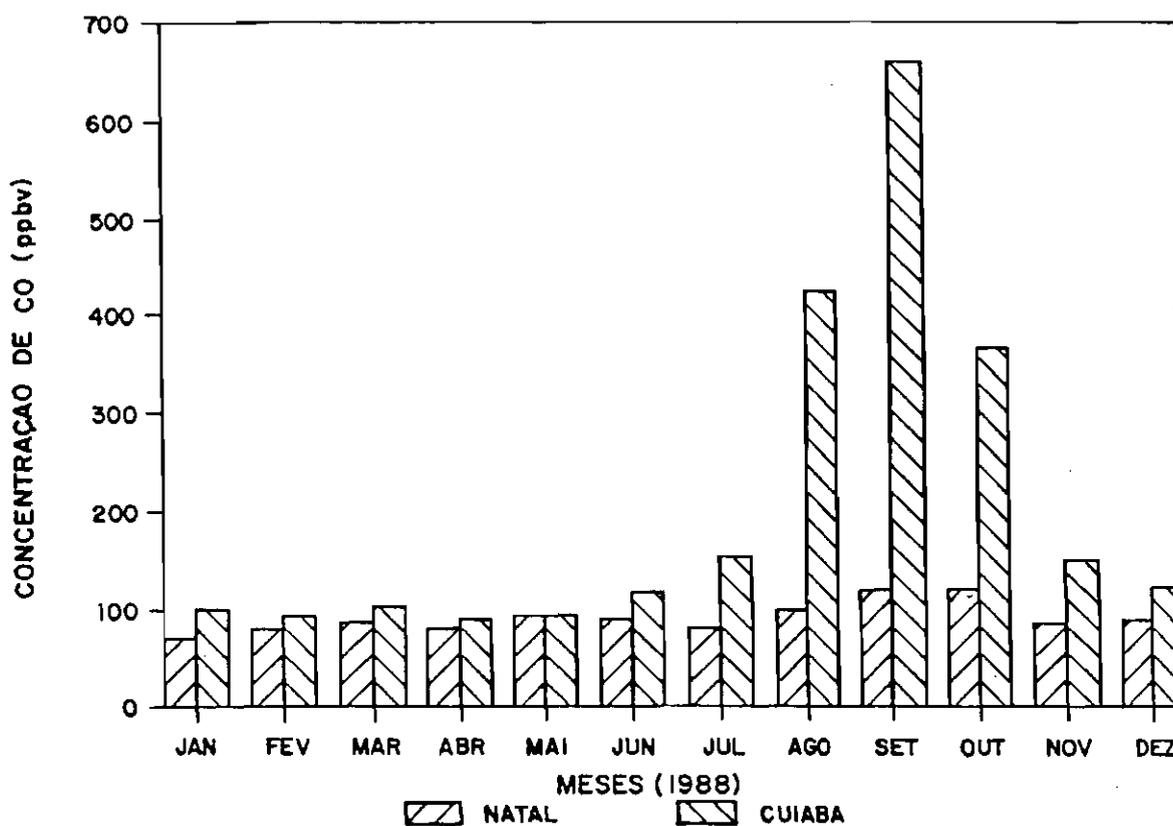


Fig.4.23- Concentração média mensal de monóxido de carbono observada em Natal e Cuiabá, para 1988.

Pelo visto sobre o radical hidroxila e com o auxílio da tabela 4.3, podemos considerar que a concentração de OH é aproximadamente constante com a altura e a integral (1) se transforma em:

$$E(\text{CO}) = K[\text{OH}] \int_h [\text{CO}_{\text{ex}}] dh \quad (2)$$

onde $[CO_{ex}]$ é a diferença de concentração de CO entre Cuiabá e Natal. Esta diferença é portanto o excesso de CO devido a queima de biomassa na região, visto que a produção de CO em Natal não é afetada diretamente pelas queimadas.

Para o cálculo desta integral precisamos conhecer o perfil de CO_{ex} . Os dados disponíveis na literatura (Crutzen et al., 1985, Sachse et al., 1988) e as próprias medidas realizadas em várias campanhas com o avião do INPE mostram que a variação da concentração de CO com a altura segue um certo padrão, como pode ser visto na figura 4.24: um decréscimo da concentração até cerca de 3 a 4 km, com um leve patamar durante o período: agosto/outubro, devido às queimadas e acima disto uma concentração relativamente pequena e constante.

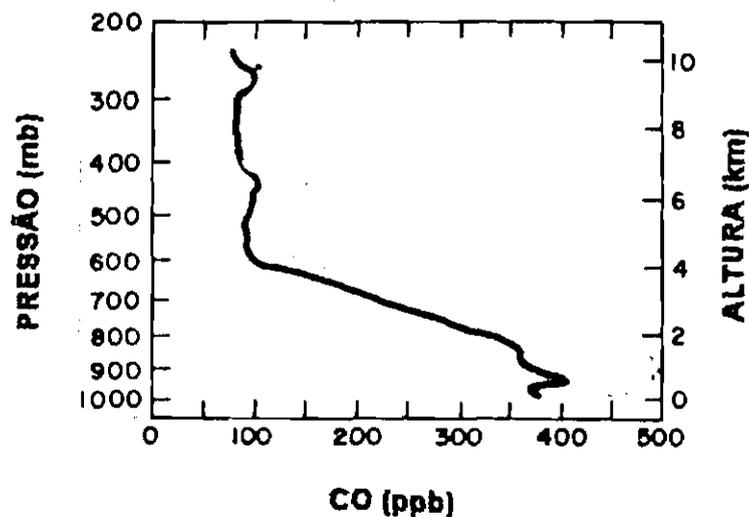


Fig. 4.24- Perfil médio de monóxido de carbono sobre a região do cerrado.

Fonte: Crutzen et al., (1985) p. 245.

Com base nestas observações, adotou-se para os cálculos os perfis de CO mostrados na figura 4.25. Estes perfis mostram a diferença entre as concentrações de

CO de Cuiabá e Natal. Como mostrado na figura 4.24, acima de 4 km a concentração de CO é praticamente constante com a altura e portanto podemos aproximar o cálculo da integral como a área sob a curva (área hachurada na fig. 4.25). Calculamos assim a integral $S = \int_h [\text{CO}_{\text{ex}}] dh$ para os 12 meses de 1988, e o resultado é mostrado na tabela 4.4. Escolhemos este ano, porque neste a concentração de CO foi maior quando comparada com os anos de 1987 e 1989.

Utilizando-se as tabelas 4.3 e 4.4 e a constante de reação $K = 2,2 \times 10^{-13} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$ calculamos as taxas de emissão de CO para os 12 meses de 1988. Usando estas taxas mensais e os valores máximos e mínimos da concentração de OH, obtemos para o ano de 1988: $E(\text{CO})_{\text{min}} = 1,1 \times 10^{12} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $E(\text{CO})_{\text{med}} = 2,6 \times 10^{12} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $E(\text{CO})_{\text{max}} = 4,1 \times 10^{12} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Portanto estas são as taxas de emissão de CO para a atmosfera devido ao excesso de concentração, CO_{ex} , produzido pela queima de biomassa.

A razão de emissão: $E(\text{CO})/E(\text{CO}_2)$ não é constante durante o processo de queima, este valor varia de acordo com o autor, conforme mostrado na tabela 4.5. Assumindo a razão média da taxa de emissão de CO/CO₂ como sendo de 12%, as taxas de emissão de CO₂ para 1988 são: $E(\text{CO}_2)_{\text{min}} = 8,8 \times 10^{12} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $E(\text{CO}_2)_{\text{med}} = 2,1 \times 10^{13} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $E(\text{CO}_2)_{\text{max}} = 3,4 \times 10^{13} \text{ mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

TABELA 4.4- VALORES CALCULADOS DA INTEGRAL \int PARA OS 12 MESES DE 1988.

MES	S (10^{18} partículas . cm ⁻²)
JAN	0,12
FEV	0,058
MAR	0,066
ABR	0,036
MAI	0,038
JUN	0,11
JUL	0,31
AGO	1,62
SET	2,68
OUT	1,23
NOV	0,27
DEZ	0,21

TABELA 4.5- RAZÃO DE EMISSÃO DE CO/CO₂ PELA QUEIMA DE BIOMASSA.

FONTE	CO/CO ₂ (%)
Crutzen et al, 1979	14
Greenberg et al, 1984	11,6
Crutzen et al, 1985	12 - 15
Andreae et al, 1988	8,5

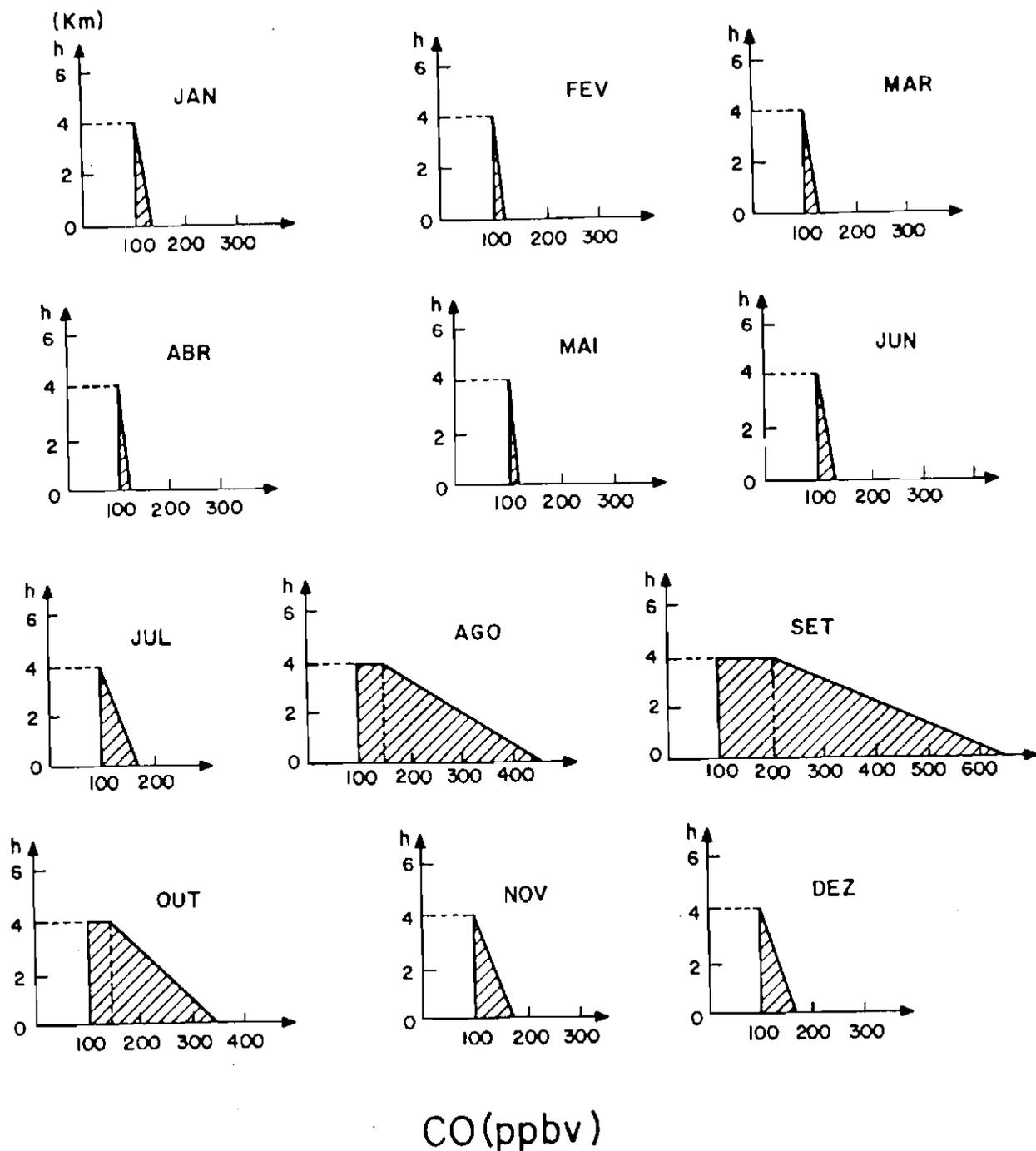


Fig. 4.25- Diferença entre os perfis de CO entre Cuiabá e Natal, adotados para o cálculo das emissões de CO₂ para a baixa atmosfera.

4.3.4 - CONCLUSÃO

Através do método proposto neste trabalho, foi obtido para o ano de 1988, na região do cerrado, uma taxa média de emissão de gás carbônico de $2,1 \times 10^{13}$ mol $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. Transformando-se esta taxa de emissão em razão de mistura (apêndice 2), esta taxa equivale à 31,8 ppmv de CO_2 , ou seja, este é o aumento da concentração de CO_2 atmosférico devido à queima de biomassa. Considerando-se a concentração de CO_2 como sendo 360 ppmv, para o período em que não há ocorrência de queimadas, concluímos que durante o período das queimadas a concentração de CO_2 é de 391 ppmv.

Medidas da concentração de CO_2 realizadas em Porto Nacional (TO) e Cuiabá (MT), ambos os locais situados na região do cerrado, mostram que durante a época das queimadas, a concentração média de CO_2 é de 403 ppmv e 385 ppmv, respectivamente. Apesar de estarmos comparando estimativas da emissão de CO_2 para o ano de 1988 e medidas realizadas em 1992 podemos concluir que o método proposto neste trabalho fornece uma estimativa satisfatória para as taxas de emissão de CO_2 , devido a queima de biomassa. A comparação de resultados de períodos diferentes pode ser efetuada, desde que o aumento da concentração de gás carbônico é de aproximadamente 1,8 ppmv/ano (Mitchell, 1989), portanto os valores medidos e estimados estão bem próximos. Um melhor conhecimento da concentração de hidroxila (OH) e medidas sistemáticas da concentração de monóxido de carbono (CO), na região do cerrado, são elementos que tornarão este método mais consistente.

As medidas da concentração de gás carbônico realizadas tanto na região do cerrado como no litoral e em regiões serranas apresentam o mesmo padrão de comportamento, ou seja, concentrações altas durante a noite e madrugada e baixas concentrações durante o dia. Apesar deste comportamento ser verificado em todas as regiões, a diferença entre os valores de concentrações máximas e mínimas é bem mais acentuada na região do cerrado, principalmente em Porto Nacional, onde esta variação alcança 28%, ao passo que em Campos do Jordão esta variação é de apenas 2%. Este

comportamento pode ser explicado pelo fato de que as taxas de fotossíntese e de respiração são mais eficientes com temperaturas mais altas.

Quanto ao horário de ocorrência de concentrações máximas e mínimas, o comportamento para a região do cerrado, é praticamente o mesmo. As concentrações máximas ocorrem entre 24:00 e 5:00 horas e as mínimas entre 12:00 e 17:00 horas.

Um outro aspecto verificado neste trabalho, é a influência das queimadas no aumento da concentração de CO₂ atmosférico na região do cerrado, a sazonalidade da concentração de CO₂ mostra claramente um aumento desta concentração durante a época das secas, onde há ocorrência de um grande número de queimadas. Esta relação encontra-se mais evidente em Porto Nacional, onde é verificado um aumento da concentração de 20% em relação ao período onde não há ocorrência de queimadas.

5-REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andreae, M.O.; Browell, E.V.; Garstang, M.; Gregory, G.L.; Harriss; Hill, G.F.; Jacob, D.J.; Pereira, M.C.; Sachse, G.W.; Setzer, A.W.; Silva Dias, P.L.; Talbot, R.W.; Torres, A.L.; Wofsy, S.C. Biomass burning emissions and associated haze layers over Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, **93** (D2):1.509-1.527, 1988.
- Barnola, J.M.; Raynoud, D.; Neftew, A.; Oeschger, H. Comparison of CO₂ measurements by two laboratories on air from bubbles in polar ice. **Nature**, **303** (5910) : 410- 413, 1983.
- Berner, R.A.; Lasaga, A.C. Modeling the geochemical carbon cycle. **Scientific American**, **260** (3): 74-81, 1989.
- Broecker, W.S.; Takahashi, T.; Simpson, H.J.; Peng T.J. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. **Science**, **206** (4417):409-418, 1979.
- Carney, T.A.; Fishman, J. A one dimensional photochemical model of the troposphere with a trade-wind boundary-layer parameterization. **Tellus**, **38B** (2):127-143, 1986.
- Conway, T.J.; Tans, P.; Waterman, L.S.; Thoning, K.W.; Masarie, K.A.; Gammon, R.H. Atmospheric carbon dioxide measurements in the remote global troposphere, 1981-1984. **Tellus**, **40B** (2):81-115, 1988.
- Crutzen, P.J.; Heidt, L.E.; Krasnec, J.P.; Pollock, W.H. Biomass burning as a source of atmospheric gases, CO, H₂, N₂O, NO, CH₃Cl and COS. **Nature**, **282** (5736):253-256, 1979.

- Crutzen, P.J.; Gidel, L.T. A two-dimensional photochemical model of the atmosphere: the troposphere budgets of the antropogenic clorocarbons CO, CH₄, CH₃Cl and the effect of various NO_x sources on tropospheric ozone. **Journal of Geophysical Research**, **88** (C11):6.641-6.661, 1983.
- Crutzen, P.J.; Delany, A.C.; Greenberg, J.; Haagenson, P.; Heidt, L.; Lueb, R.; Pollock, W.; Seiler, W.; Wartburg, A.; Zimmerman, P. Tropospheric chemical composition measurements in Brazil during the dry season. **Journal of Atmospheric Chemistry**, **2** (3):233-256, 1985.
- Detwiler, R.P.; Hall, C.A.S. Tropical forests and the global carbon cycle. **Science**, **239** (4835):42-47, 1988.
- Fan, S.M.; Wofsy, S.C.; Bakwin, P.S.; Jacob, D.J.; Fitzjarrald, D.R. Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon Forest. **Journal of Geophysical Research**, **95** (D10):16.851-16.864, 1990.
- Fishman, J.; Watson, C.E.; Larsen, J.C.; Logan, J.A. Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. **Journal of Geophysical Research**, **95** (D4):3.599-3.617, 1990.
- Greenberg, J.P.; Zimmerman, R.P.; Heidt, L.; Pollock, W. Hydrocarbon and monoxide emissions from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, **89** (D1):1.350-1.354, 1984.
- Hansen, J.; Lacis, A.; Prather, M. Greenhouse effect chlorofluorocarbons and other trace gases. **Journal of Geophysical Research**, **94** (D13):16.417-16.421, 1989.

- Harris, R.C.; Wofsy, S.C.; Garstang, M.; Browell, E.V.; Molion, L.C.B.; McNeal, R.J.; Hoell, J.M.; Bendura, R.J.; Beck, S.M.; Navarro, R.L.; Riley, J.T.; Snell, R.L. The Amazon boundary layer experiment (ABLE 2A): dry season 1985. **Journal of Geophysical Research**, **93** (D2):1.351-1.360, 1988.
- Harris, J.M.; Kahl, J.D. A descriptive atmospheric transport climatology for the Mauna Loa Observatory, using clustered trajectories. **Journal of Geophysical Research**, **95** (D9):13.651-13.667, 1990.
- Harris, R.C.; Garstang, M.; Wofsy, S.C.; Beck, S.M.; Bendura, R.J.; Coelho, J.R.B.; Drewry, J.W.; Hoell, J.M.; Matson, P.A.Jr; McNeal, R.J.; Molion, L.C.B.; Navarro, R.L.; Rabine, V.; Snell, R.L. The Amazon boundary layer experiment: wet season 1987. **Journal of Geophysical Research**, **95** (D10):16.721-16.736, 1990.
- Houghton, R.A.; Boone, R.D.; Mellilo, J.M.; Palm, C.A.; Woodwell, G.M.; Myers, N.; Moore, B.; Skole, D.J. Net flux of carbon dioxide from tropical forests in 1980. **Nature**, **316** (6029):617-620, 1985.
- Houghton, R.A.; Boone, R.D.; Fruci, J.R.; Hobbie, J.E.; Mellilo, J.M.; Palm, C.A.; Peterson, B.J.; Shaver, G.R.; Woodwell, G.M. The flux of carbon from terrestrial ecosystems to the atmosphere in 1980 due to changes in land use: geographic distribution of the global flux. **Tellus**, **39B** (1-2):122-139, 1987.
- Keeling, C.D.; Bacastow, R.D.; Bainbridge, A.E.; Ekdahl, C.A.; Guenther, P.R.; Waterman, L.S.; Chin, J.F.S. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. **Tellus**, **28** (6):538-551, 1976.
- Kirchhoff, V.W.J.H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo, Nova Stella, 1991, p.19.

- Kirchhoff, V.W.J.H. **Queimadas na Amazônia e efeito estufa**. São Paulo, Contexto, 1992, p.88-93.
- Kirchhoff, V.W.J.H.; Marinho, E.V.A. A survey of continental concentrations of atmospheric CO in Southern Hemisphere. **Atmospheric Environment**, **23** (2):461-466, 1989.
- Kirchhoff, V.W.J.H.; Marinho, E.V.A. Surface carbon monoxide measurements in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, **95** (D10):16.933-16.943, 1990.
- Kirchhoff, V.W.J.H.; Nobre, C.A.; Pereira, E.B.; Marinho, E.V.A.; Souza, A.; Pavão, H.G.; Freire, E.D.; Silva, V.; Silva, I.M.O.; Marques, J.; Caseti, V.; Santos, M.H.; Guimarães, S.; Coutinho, L.M. TRACE-A Brazil: proceedings of the 2nd Workshop. **Revista Brasileira de Geofísica**, **10** (1):65-80, 1992.
- Krishnamurti, T.N., Fuelberg, H.E.; Sinha, M.C.; Ooesterhof, D.; Bensman, E.L. and Kumar, V.B. The meteorological environment of the tropospheric ozone maximum over the Tropical South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, **98** (D6): 10.621-10.641, 1993.
- Komhyr, W.D.; Waterman, L.S. Semiautomatic nondispersive infrared analyzer apparatus for the CO₂ air sample analyses. **Journal of Geophysical Research**, **88** (C2):1.315-1.322, 1983.
- LI-COR - **CO₂ Analyzer Instruction Manual**, Lincoln, USA, 1991.
- Logan, J.A.; Prather, M.J.; Wofsy, S.C.; McElroy, M.B. Tropospheric chemistry: a global perspective. **Journal of Geophysical Research**, **86** (C8):7.210-7.254, 1981.

- Melillo, J.M, Callaghan, T.V., Woodward, F.I., Salati, E., Sinha, S.K. Effects on ecosystems. In: Houghton, J.T.; Jenkins, G.J.; Ephraums, J.J. ed. **Climate Change-** Cambridge, Cambridge University Press, Cambridge, 1990. p. 287-310.
- Mitchell, J.F.B. The greenhouse effect and climate change. **Reviews of Geophysics**, **27** (1):115-139, 1989.
- Neftel, A.; Morr,E.; Oescheger, H.; Stauffer, B. Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO₂ in the past two centuries. **Nature**, **315** (6014): 45-47, 1985.
- Neftel, A.; Oescheger, H.; Schwander, J.; Stauffer, B.; Zumbunn, J. Ice core sample measurements give atmospheric CO₂ content during the past 40,000 yr. **Nature**, **295** (5846):220-223, 1982.
- Perner, D.; Platt,U.; Trainer, M.; Hubler, G.; Drumond, J.; Junkermann, W.; Rudolph, J.; Scubert, B.; Volz, A.; Ehhalt, D. Measurements of troposphere OH concentrations: A comparison of field data with model predictions. **Journal of Atmospheric Chemistry**, **5** (2):185-216, 1987.
- Ramanathan,V.; Cicerone, R.J.; Singh, H.B.; Kiehl, J.T. Trace gases trends and their potential role in climate change. **Journal of Geophysical Research**, **90** (D3):5.547-5.566, 1985.
- Ramanathan, V.; Callis, L.; Cess, R.; Hansen, J.; Isaksen, I.; Kuhn, W.; Lacis, A.; Luther, F.; Mahlman, J.; Reck, R.; Schlesinger, M. Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases. **Reviews of Geophysics**, **25** (7):1.441-1.482, 1987.

- Raynaud, D.; Barnola, J.M. An Antarctic ice core reveals atmospheric CO₂ variations over the past few centuries. **Nature**, **315** (6017):309-311, 1985.
- Robinson, J.M. On uncertainty in computation of global emissions from biomass burning. **Climatic Change**, **14** (1):243-262, 1989.
- Rotty, R.M. A look at 1983 CO₂ emissions from fossil fuels (with preliminary data for 1984). **Tellus**, **39B** (1-2):203-208, 1987.
- Ryan, S. Diurnal CO₂ exchange and photosynthesis of the Samoa tropical forest. **Global Biochemical cycles**, **4** (1):69-84, 1990.
- Sachse, G.M.; Harris, R.C.; Fishman, J.; Hill, G.F.; Cahoon, D.R. Carbon monoxide over the Amazon Basin during the 1985 dry season. **Journal of Geophysical Research**, **93** (D2):1.422-1.430, 1988.
- Sarmiento, J.L.; Sundquist, E.T. Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. **Nature**, **356** (6370):589-593, 1992.
- Seiler, W. The cycle of atmospheric CO. **Tellus**, **26** (1):116-135, 1974.
- Seiler, W.; Crutzen, P.J. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. **Climatic Change**, **2** (2):207-247, 1980.
- Seiler, W.; Giehl, H. The seasonality of CO abundance in the Southern Hemisphere. **Tellus**, **4** (36B):219-234, 1984.
- Setzer, A.W.; Pereira, M.C.; Pereira, A.C. O uso dos satélites NOAA na detecção de queimadas no Brasil. **Climanálise**, **7** (8):40-53, 1992.

- Shipham, M.C.; Bachmeier, A.S.; Anderson, B.E. CITE 3 meteorological highlights. **Journal of Geophysical Research**, **98** (D12):23.305-23.324, 1993.
- Trabalka, J.R.; Edmonds J.A.; Gardner, R.H.; Reilly, J.; Reichle, D.E. Atmospheric CO₂ projections with globally average models. In: Trabalka, J.R; Reichle, D.E. Ed. **The changing carbon cycle: a global analysis** , New York, Springer-Verlag, New York, 1986, p. 534-560.
- Watson, R.T.; Rodhe, H.; Oeschger, H.; Siegenthaler, U. Greenhouse gases and aerosols. In: Houghton, J.T; Jenkins G.J.; Ephraums, J.J. Ed. **Climate Change-** Cambridge Cambridge University Press, 1990. p.5-40.
- Williamson, S.J. **Fundamentals of air pollution**. Reading, MA, Copyright by Addison-Wesley, 1973, p.86-429.
- Wofsy, S.C.; Harris, R.C.; Kaplan, W.A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, **93** (D2):1.377-1.387, 1988.
- Woodwell, G.M.; Hobbie, J.E.; Houghton, R.A.; Melillo, J.M., Moore, B.; Peterson,B.J.; Shaver, G.R. Global deforestation: contribution to atmospheric carbon dioxide. **Science**, **222** (4628):1.081-1.086, 1983.

APÊNDICE 1

Transformação de unidades: ppmv (partes por milhão por volume) em massa de gás carbônico (CO₂).

a) Cálculo da massa da atmosfera (m)

O número total de partículas na atmosfera numa coluna de secção unitária é dado por:

$$n = \int n'(z) dz$$

onde $n'(z)$ é a densidade numérica.

Pode-se mostrar que:

$$n = n_0' \cdot H_0$$

onde H_0 é a escala de altura e o índice 0 indica valores na superfície.

A escala de altura H_0 é dada por:

$$H_0 = \frac{KT}{mg} = \frac{KTN}{Mg} = \frac{1,38 \times 10^{-23} \times 286 \times 6,02 \times 10^{23}}{28,96 \times 9,87}$$

$$H_0 = 8,4 \times 10^5 \text{ cm}$$

Por outro lado, a massa total da atmosfera é dada por:

$$m = n_0' \cdot H_0 \cdot m_p \cdot M_{ar} \tag{1}$$

onde: $S = \text{área da terra} = 5,09 \times 10^{18} \text{ cm}^2$

$m_p = \text{massa do próton} = 1,66 \times 10^{-24} \text{ g}$

$n_{O_2} = 2,5 \times 10^{19} \text{ cm}^3$

portanto a massa total da atmosfera é:

$$m = 2,5 \times 10^{19} \times 8,4 \times 10^5 \times 1,66 \times 10^{-24} \times 5,09 \times 10^{18} \times 28,96$$

$$m = 5,13 \times 10^{21} \text{ g}$$

b) Equivalência de unidades: ppmv para massa de CO_2 , numa atmosfera bem misturada.

Os instrumentos utilizados para as medidas da concentração de CO_2 fornecem as concentrações em ppmv (partes por milhão por volume). Numa atmosfera bem misturada, onde a razão de mistura é constante com a altura, pode se calcular a massa de CO_2 que corresponde a determinada razão de mistura.

Supondo que o CO_2 é um gás inerte numa atmosfera bem misturada ele se distribui com a mesma escala de altura da atmosfera e portanto usando-se a relação (1) sua massa é:

$$m_{\text{CO}_2} = n_{\text{CO}_2} \cdot H \cdot S \cdot m_p \cdot M_{\text{CO}_2} \quad (2)$$

ou

$$m_{\text{CO}_2} = \frac{n_{\text{CO}_2}}{n} \cdot m \cdot \frac{M_{\text{CO}_2}}{M_{\text{ar}}}$$

onde n_{CO_2} é a densidade numérica do CO_2 e n a do ar. Reconhecendo que n_i/n é a razão de mistura por volume u_v , medida em geral em unidades de ppmv, a massa de CO_2 será

$$m_{\text{CO}_2} = \frac{u_v m M_{\text{CO}_2}}{M_{\text{ar}}}$$

$$m_{\text{CO}_2} = \frac{10^{-6} \times 5,13 \times 10^{21} \times 44}{28,96}$$

$$m_{\text{CO}_2} = 7,8 \times 10^{15} \text{ g de CO}_2$$

ou seja, 1 ppmv de CO₂ equivale a uma massa de 7,8 Gt de CO₂, ou em termos de massa de carbono,

$$m_{\text{C}} = 7,8 \times 10^{15} \times \frac{12}{44}$$

$$m_{\text{C}} = 2,12 \text{ Gt C}$$

e portanto 1 ppmv de CO₂ corresponde a 2,12 Gt C.