



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

**CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO
(CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia. Área de Concentração: Processos de Superfície Terrestre.

Maceió - Alagoas
Maio, 2003

Maio 2003
CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA
Rosiberto



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

**CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO
(CO₂) SOBRE PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

por

ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR
Meteorologista

Dissertação de mestrado orientada pelo Prof. Dr. MARCOS ANTONIO LIMA MOURA,
apresentada à Universidade Federal de Alagoas, para a obtenção do título de Mestre em
Meteorologia.

Maceió – Alagoas
Maio, 2003

**Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

S586c

Silva Júnior, Rosiberto Salustiano da.

Concentrações e fluxos de dióxido de carbono (CO₂) sobre pastagens na região Amazônica / Rosiberto Salustiano da Silva Júnior. – Maceió, 2003.
xii, 78f. : il.

Orientador: Marcos Antonio Lima Moura.

Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) - Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2003

Bibliografia: f. 70-78.

1. Micrometeorologia. 2. Meteorologia dinâmica. 3. Dióxido de carbono atmosférico. 4. Climatologia Vegetal. 5. Fotossíntese I. Título.

CDU: 551.508.951(811.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

***“CONCENTRAÇÕES E FLUXOS DE DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂) SOBRE
PASTAGENS NA REGIÃO AMAZÔNICA”.***

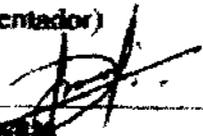
ROSIBERTO SALUSTIANO DA SILVA JÚNIOR

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-018

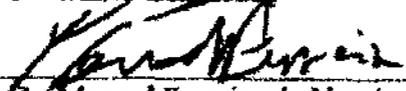
Aprovada pela banca examinadora composta por:



Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura
(Orientador)



Prof. Dr. Mário Benincá



Prof. Dr. Manoel Ferreira do Nascimento Filho

Maceió – AL
Maio de 2003

A meu pai Rosiberto Salustiano da Silva (IN MEMORIAM) que hoje olha por mim onde quer que esteja e minha mãe Maria Betânia de Lima Silva, pelos sonhos que hoje são realizados em nome de minha pessoa, e ainda pela dedicação, amor e apoio incondicional em todos os momentos de minha vida

DEDICO

As pessoas que hoje, na minha vida são muito importantes, pelas palavras, força e amizade, meu irmão Ewerton Hallan de Lima Silva, noiva Isabelle Simões Alves, cunhada Katiane Santos de Souza Lima e ao meu querido sobrinho Vinícius Hallan Souza de Lima.

OFEREÇO

“Obrigado Deus, por essa maravilhosa FAMÍLIA.”

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, por tudo acontecido comigo, as alegrias, as tristezas e as minhas realizações. Que Deus sempre abençoe minha vida.

Ao Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura, pela disposição e excelente orientação na conclusão deste trabalho e por ter proporcionado momentos agradáveis e oportunidades quando ao conhecê-lo.

Ao Prof. Dr. Ricardo Sarmiento, pelo apoio dado para o ingresso no mestrado e as vezes que interviu em nome de minha pessoa.

Aos professores e funcionários do curso de Meteorologia/UFAL, em especial aos professores Roberto Fernando da Fonseca Lyra e Luiz Carlos Baldicero Molion pelo incansável prazer em ajudar, discutindo algumas idéias.

Aos colegas de mestrado e curso, Heliofábio, Ranieri Amorim, Iêdo Teodoro, Sandro, Gidelson, Gino, Carlos Alexandre, Glauber Mariano, Juliane, Joanna, pela amizade e companherismo nas horas alegres e tristes compartilhadas durante o desenrolar do curso de meteorologia.

A meu colega Alessandro Sarmiento, que com suas idéias mirabolantes me inspirou a fazer alguns trabalhos e pela grata surpresa de ter percebido seu esforço e empenho em se tornar um bom meteorologista.

Ao projeto LBA-EUSTACH, pela oportunidade de conhecer e trabalhar com dados da floresta amazônica, por intermédio do Prof. Marcos Moura.

A coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudo concedida.

Ao MAX PLANCK INSTITUT, nas pessoas do Prof. Dr. Franz X. Meixner, Dr. Robert Kormann e Dr. Joern von Jouanne, que cederam os dados para realização deste trabalho.

Aqueles que contribuíram de uma forma direta ou indireta para a realização desse sonho, ser mestre em meteorologia. O meu mais profundo MUITO OBRIGADO.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS.....	V
LISTA DE TABELAS.....	VIII
LISTA DE SÍMBOLOS.....	IX
RESUMO.....	XI
ABSTRACT.....	XII
1 – INTRODUÇÃO.....	01
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	04
2.1 – Composição da Atmosfera.....	04
2.2 – Características da Floresta Amazônica.....	06
2.3 – Climatologia da Floresta Amazônica.....	08
2.4 – Balanço de Energia na Superfície.....	11
2.5 – Concentração de CO ₂	12
2.6 – Fotossíntese.....	18
2.7 – Método de Correlação dos Vórtices Turbulentos (“Eddy Correlation”).....	19
2.8 – Fluxo de Dióxido de Carbono (CO ₂).....	20
3 – METODOLOGIA.....	23
3.1 – Fundamentação Teórica.....	23
3.1.1 – Técnica de Correlação dos Turbilhões (“Eddy Correlation”).....	23
3.1.2 – Balanço de Energia.....	25
3.2 – Área de Estudo.....	26
3.3 – Fluxo e Concentração de CO ₂	28
3.4 – Instrumentação.....	29
3.4.1 – LICOR (modelo LI-6262, Lincoln, Nebraska, EUA).....	29
3.4.2 – Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS).....	30
3.4.3 – Estação Meteorológica Automática (EMA).....	31
3.5 – Tratamento e Análise dos Dados.....	32
4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	34
4.1 – Concentração de CO ₂	34
4.1.1 – Ciclo horário da concentração de CO ₂	34
4.1.2 – Relação entre as concentrações de dióxido de carbono (CO ₂) e vapor d’água (H ₂ O).....	37
4.1.3 – Relação entre as variáveis meteorológicas e concentração de CO ₂	39
4.1.3.1 – Velocidade e Direção do Vento.....	39
4.1.3.2 – Umidade Relativa do Ar (UR).....	44
4.1.3.3 – Precipitação Pluviométrica.....	47
4.1.3.4 – Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA).....	50
4.1.4 – Medidas de Concentração de CO ₂ com Analisadores de Gás TDLS e LICOR.....	52
4.2 – Fluxo de CO ₂	58
4.2.1 – Ciclo horário do fluxo de CO ₂	58
4.2.2 – Relação entre as densidades de fluxos de CO ₂ e vapor d’água.....	60
4.2.3 – Fluxo de CO ₂ e Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA).....	61
4.2.3.1 – Balanço de Energia.....	63
4.2.4 – Comparação dos fluxos do TDLS e LICOR.....	65
5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	68
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

LISTA DE FIGURAS

Figuras	Página
1 Composição do ar seco atmosférico	04
2 Crescimento médio anual da concentração de CO ₂ desde 1958, na estação de Mauna Loa, Hawaii, EUA	13
3 Comparação entre Concentração de CO ₂ (ppmv) e Umidade Relativa (%), para os dias (a) 18/04/99 e (b) 23/04/99, dentro da Floresta Jarú	14-15
4 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ acima do dossel florestal (46,5m), período seco média de 387 ppmv e o período chuvoso de 370 ppmv	16
5 Esquema da fixação de CO ₂ pelas folhas das plantas.....	19
6 Contribuição relativa provenientes de atividades antrópicas no efeito estufa	21
7 Balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera.....	25
8 Localização da área de estudo, (a) localização do Estado de Rondônia no Brasil e na América do Sul, (b) Imagem de Satélite da região onde se localiza a Fazenda Nossa Senhora (FNS), (c) Imagem feita de um avião do LBA-EUSTACH'99 mostrando a pastagem (d) local de instalação do analisador de gás Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) e (f) do analisador de gás LICOR durante o LBA-EUSTACH'99	27
9 Foto ilustrativa do LICOR utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO ₂	29
10 Instrumento utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO ₂ , Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) em detalhes.....	31
11 Ciclo horário da diferença das medidas médias do TDLS e LICOR, para todo período experimental.....	35
12 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ , das medidas do TDLS com os respectivos desvios padrão.....	36
13 Ciclo médio horário da concentração de CO ₂ , das medidas do LICOR com os respectivos desvios padrão.....	37
14 Ciclo horário da distribuição dos dados das concentrações de CO ₂ e H ₂ O ...	38
15 Ciclo médio horário da concentração de vapor de H ₂ O com os respectivos desvios padrão e linha de tendência.....	39
16 Ciclo médio horário da velocidade do vento para o período experimental ...	39
17 Velocidade média do vento (m.s ⁻¹) relacionado com a direção do vento (°), para o período (a) diurno e (b) noturno.....	40
18 Concentração de CO ₂ em função da velocidade do vento.....	41
19 Distribuição percentual da direção do vento (°), para todo o período estudado	42
20 Distribuição percentual da direção do vento (°), (a) período diurno entre 06:00 – 18:00 horas e (b) período noturno entre 18:00 – 06:00 horas	43
21 Comparações entre a média geral experimental (média geral), média do período (média diurna ou média noturna) e as médias observadas de concentrações de CO ₂ (ppmv) em função da direção do vento (°), no período diurno (a) e noturno (b).....	44
22 Ciclos médios horário da Umidade Relativa (UR) e Concentração de CO ₂ (CO ₂) para o período experimental	45
23 Relação entre umidade relativa do ar e a concentração de CO ₂	46

Figuras	Página	
24	Varição média horária da concentração de CO ₂ e umidade relativa do ar (UR), (a) para o dia 14/05/99, com chuva e (b) para o dia 20/05/99, sem chuva.....	47
25	Precipitação total diária (mm) do período de levantamento de dados (15/04 – 21/05/99).....	48
26	Frequência relativa percentual da precipitação > 0 mm.h ⁻¹ entre os dia 15/04 – 21/05/99, horária (a) e integrada por períodos (b).....	49
27	Varição horária da concentração de CO ₂ , associada com o acumulado de precipitação para o dia 14/05/99.....	50
28	Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em W.m ⁻²) e concentração de CO ₂ (ppmv), durante o período experimental.....	51
29	Regressão linear das medidas de concentração de CO ₂ realizadas pelos instrumentos TDLS e LICOR.....	52
30	Ciclo médio horário das diferenças das medidas de concentrações de CO ₂ realizadas entre TDLS e LICOR.....	53
31	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv.....	54
32	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.....	55
33	Regressão linear das concentrações de CO ₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.....	56
34	Regressão linear para medidas da concentração de pelos instrumentos LICOR e TDLS, (a) para o intervalo de umidade relativa entre 90 – 100 %, (b) para o intervalo de umidade relativa entre 75 – 90 % e (c) para o intervalo de umidade relativa entre 50 – 75 %.....	57
35	Ciclo horário médio do fluxo de CO ₂ durante o período de levantamento dos dados, medido pelo instrumento TDLS e sua respectiva linha de tendência.....	59
36	Distribuição horária dos valores de fluxo de CO ₂ (a) medidos pelos instrumentos LICOR e TDLS, (b) pelo instrumento TDLS e (c) medido pelo LICOR.....	59
37	Ciclo médio horário das densidades de fluxo, (a) densidade de fluxo de CO ₂ (ppmv m.s ⁻¹) e (b) densidade de fluxo de vapor d'água (H ₂ O) (‰ m.s ⁻¹).....	60
38	Ciclo médio horário de Rg, Rn e RFA (a), Regressão linear entre Rg e RFA (b) e Regressão linear entre Rn e RFA (c).....	62
39	Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em W.m ⁻²) e do fluxo de CO ₂ (μmol m ⁻² .s ⁻¹) durante o período de medidas.....	63
40	Ciclo médio horário do balanço de energia.....	64

Figuras		Página
41	Regressão linear entre as variáveis de energia disponibilizada para o sistema e ainda medidas pela EMA (R_n e G), com as variáveis de troca de energia calculadas pelo método da correlação dos turbilhões (LE e H).....	65
42	Regressão linear entre as medidas de fluxo de CO_2 do LICOR e do TDLS..	66
43	Regressão linear dos fluxos de CO_2 medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença ($TDLS - LICOR$) for menor que $3 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e os fluxos menores que $0 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e (b) quando a diferença ($TDLS - LICOR$) for maior que $3 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ e os fluxos maiores que $0 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$	67

LISTA DE TABELAS

Tabelas	Página
1 Desmatamento em Rondônia de 1978 - 1998	07

LISTA DE SÍMBOLOS

CO_2 = Dióxido de carbono
 H_2O = Água
 O_2 = Oxigênio
 O_3 = Ozônio
 CH_4 = Metano
 N_2O = Óxido nitroso
 BaF_2 = Bário fluorídico
 R^2 = Coeficiente de Determinação
 r = Coeficiente de correlação
 TDLS = Tunable Diode Laser Spectrometer
 LICOR = Analisador de Gás Infravermelho, modelo LI-6262 (Lincoln, Nebraska, EUA)
 ICS = Sistema de Calibração Interna
 ILCS = Sistema de Controle do Laser
 RFA = Radiação Fotossinteticamente Ativa
 R_g = Radiação Global
 R_n = Saldo de Radiação
 B_{OL} = Balanço de ondas longas
 B_{OC} = Balanço de ondas curtas
 H = Fluxo de Calor Sensível
 LE = Fluxo de Calor Latente
 G = Fluxo de Calor no Solo
 EMA = Estação Meteorológica Automática
 UR = Umidade Relativa do Ar
 u, v, w = componentes do vento
 Σ = Somatório
 μm = Micrometro
 μmol = Micromol
 ppmv = Partes por milhão por volume
 ‰ = Parte por mil
 m = Metro
 cm = Centímetro
 mm = Milímetro
 mg = Miligrama = $10^{-3} g$
 Mg = Megagrama = $10^6 g$
 kg = Kilograma
 ha = Hectare = $10^4 m^2$
 s = Segundo
 Pg = Pentagrama = bilhão de toneladas
 W = Watt
 J = Joule
 MJ = Megajoule
 Hz = Hertz
 MHz = Megahertz
 hPa = HectoPascal
 $^\circ\text{C}$ = Graus Celsius
 K = Graus Kelvin
 FNS = Fazenda Nossa Senhora da Aparecida

ABRACOS = Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
LBA = Large Scale Biosphere-Atmosphere
EUSTACH = European Studies on Trace Gases and Atmosphere Chemistry
RBLE = Rondônia Boudary Layer Experiment
AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer
ZCIT = Zona de Convergência Intertropical
CLN = Camada Limite Noturna
HL = Hora local
NE = Nordeste
SE = Sudeste
NW = Noroeste
S = Sul
W = Oeste
N = Norte
L = Leste
+w = movimento turbulento ascendente
-w = movimento turbulento descendente
F = Densidade de fluxo vertical
P = Propriedade atmosférica
 τ = Momento
 ϵ = Razão entre a massa molecular do vapor d'água e do ar
Cp = Calor específico do ar
 ρ = Densidade do ar
 λ = Calor latente de evaporação (no cálculo de LE) e,
 λ = comprimento de onda do espectro eletromagnético (banda de absorção ou emissão)
e = Pressão atual do vapor atmosférico
p = Pressão atmosférica
q = Umidade específica do ar

RESUMO

SILVA JÚNIOR, Rosiberto Salustiano da. Concentrações e Fluxos de Dióxido de Carbono (CO₂) Sobre Pastagens na Região Amazônica. Orientador: Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura Maceió – AL: UFAL, 2003 Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Medidas de fluxo e concentração de dióxido de carbono (CO₂) foram realizadas em dois pontos de medidas, localizados em uma área de pastagem no município de Ouro Preto do Oeste/RO (Fazenda Nossa Senhora da Aparecida), cujas coordenadas geográficas são 10°45'S, 62°22'W e 293m acima do nível médio do mar. O período de levantamento de dados foi de 15/04 – 21/05/99, período característico na região como sendo de transição entre a estação chuvosa para a seca, o que possibilitou a análise de situações distintas, com chuvas acentuadas e sem ocorrência de chuva. Houve liberação de CO₂ da pastagem para a atmosfera com máximo de 6,53 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ durante o período noturno e um forte consumo de CO₂ com máximo de 21,04 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ durante o período diurno, sendo o período diurno o principal responsável pelo consumo devido a realização da fotossíntese pelas plantas, enquanto o período noturno a respiração das plantas e dos microorganismos vivos responsáveis pela decomposição da matéria morta, liberam CO₂ para atmosfera. O ciclo médio diário das concentrações de CO₂ mostrou um máximo de 532,6 ppmv às 02.00 horas e mínimo às 15.00 horas com 367,4 ppmv (figura 21), onde podemos relacionar esses valores com as variáveis meteorológicas. Umidade relativa do ar entre 90 – 100 % estão relacionados com altas concentrações de CO₂ variando entre 600 – 800 ppmv. Já as velocidades do vento abaixo de 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ estão associadas com concentrações de CO₂ entre 350 – 800 ppmv e para velocidades acima de 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ estão associados as concentrações de CO₂ entre 350 – 400 ppmv. As medidas de concentração de CO₂ realizadas pelo LICOR (modelo LI-6262, Lincoln, Nebraska, USA) subestimou em 5,36% as medidas do Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS), no qual existiu uma ótima correlação entre as medidas com $R^2=0,948$ numa amostra de 279 pontos. Quanto ao fluxo de CO₂, para medidas abaixo de 0 $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ o LICOR mediu um menor consumo de CO₂ e para medidas acima de 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ o LICOR mediu uma menor emissão de CO₂ quando comparado a medidas do TDLS. A intenção deste estudo visa comparar as medidas de fluxo e concentração de CO₂ efetuadas pelos instrumentos TDLS e LICOR, com ênfase na determinação dos ciclos horários e diários do fluxo e concentração de CO₂, relacionando-os aos ciclos das variáveis meteorológicas.

ABSTRACT

SILVA JÚNIOR, Rosiberto Salustiano da. Concentrations and Fluxes of Carbon Dioxide (CO₂) above Pastures in the Amazon region. Adviser: Prof. Dr. Marcos Antônio Lima Moura. Maceió – AL: UFAL, 2003. Dissertation (Master in Meteorology).

Measures of fluxes and concentration of carbon dioxide (CO₂) had been carried through in colon of measures, located in an pasture area in Ouro Preto D'Oeste/RO city (Nossa Senhora da Aparecida Farm), whose geographic coordinates are 10°45'S, 62°22'W and 293m above of the mean sea level. The period data-collection was of 15/04 – 21/05/99, characteristic period in the region as being of transision between the rainy station and the dries, what made the analyzes of extreme situations possible, with hard rains and without it occurrence. The CO₂ release occurred from the pasture to the atmosphere with maximum of 6,53 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ during the nighth and a hard CO₂ consumption with maximum of 21,04 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ during the daylight, the responsible for the consumption due the plants photosyntheses accomplishment, while the nocturnal period the plants and microorganisms breath is responsible for the deceased substance decomposition with consequent CO₂ release. The daily average cycle of CO₂ concentrations showed a maximum of 532,6 ppmv at 2 o'clock, and minimum at 15 o'clock with 367,4 ppmv (figure 21), where we can relate these values with the meteorological variable. Relative air humidity between 90 – 100 % are related with high values of CO₂ concentrations varying between 600 – 800 ppmv. The wind speeds below of 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ are associates with CO₂ concentrations between 350 – 800 ppmv and, for speeds above of 1,5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ are associates with CO₂ concentrations between 350 – 400 ppmv. The measures of Co2 concentration carried through by LICOR (model Li-6262, Licoln, Nebraska, the USA) underestimate in 5,36% the measures of Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS), in which existed an excellent correlation enter the measures with $R^2 = 0,948$ in a sample of 279 points. How much to the CO₂ flow, for measures below 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ the LICOR measured a lesser CO₂ consumption and for measures above 0 $\mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ the LICOR measured a lesser CO₂ emission when compared to the measures of TDLS. The intention of this study aims at to compare the measures of fluxes and CO₂ concentration effected by instruments TDLS and LICOR, with emphasis in the determination of the hourly and daily cycles of the fluxes and concentration of CO₂, relating them it the cycles of the meteorological variable.

1 - INTRODUÇÃO

Do início da era industrial, em meados do século XVIII, até a atualidade, a concentração de dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera aumentou em média 280 ppmv (partes por milhão por volume) para aproximadamente 370 ppmv (KEELING & WHORF, 1999). Atualmente, cerca da metade das emissões antropogênicas ainda permanecem na atmosfera (TANS et al., 1990; CONWAY et al., 1994). Uma forma de medir a concentração de CO_2 nos últimos mil anos foi por meio de análises de núcleos de gelo na Antártica, onde é confirmado um forte aumento nos últimos dois séculos de 1800 - 2000 (IPCC, 1996).

Devido a sua grande importância por absorver radiação na faixa do Infra-Vermelho o CO_2 , juntamente com o vapor d'água (H_2O), regula a saída de Radiação de Ondas Longas para o espaço (termorregulador) na faixa conhecida como "Janela Atmosférica". Qualquer alteração na concentração de CO_2 poderia implicar teoricamente num aquecimento ou resfriamento global. KRUPA (1997) descreveu que a contribuição do CO_2 sobre o efeito estufa é de 60% e o seu tempo de permanência na atmosfera é de 50 - 200 anos. O carbono existe na hidrosfera e atmosfera sob a forma de CO_2 , que é alimentada pela respiração dos seres vivos, as fermentações, as combustões industriais, as emanações vulcânicas, mas é explorada pela atividade das plantas verdes em contato com a luz. A elevação das concentrações na atmosfera dos gases do efeito estufa, tais como o CO_2 , N_2O (óxido nítrico), CH_4 (metano) e outros, afeta o balanço radiativo da atmosfera e da superfície terrestre, no qual os processos biogeoquímicos, poderá levar milhares de anos para assimilar e fazer retornar a níveis de CO_2 similares aos da era pré-industrial (TANS et al., 1996).

A literatura afirma que esse CO_2 é absorvido pelas plantas clorofiladas e bactérias quimiossintetizantes que é utilizada para a formação de compostos orgânicos carbonados (amido e celulose). Parte do CO_2 volta diretamente à atmosfera pela respiração das plantas. Durante o dia a planta absorve CO_2 e libera O_2 através da fotossíntese, mas durante a noite esse processo se inverte (SANTOS, 1999). Porém, o equilíbrio não é perfeito e o resultado final dependerá de outros processos, que irão controlar uma maior produção do que absorção

de CO₂ e O₂, como, por exemplo, queimadas e/ou reflorestamento, quando se refere a floresta. O reflorestamento resulta na absorção de gás carbônico, pois a floresta em crescimento precisa do carbono presente na molécula de CO₂ para a constituição da matéria orgânica, com a qual as plantas são constituídas. Já as queimadas liberam gás carbônico pela queima de biomassa. As plantas jovens precisam fixar um grande volume de carbono para poder sintetizar as moléculas que são a matéria-prima de seu crescimento, já para plantas maduras o consumo de oxigênio na respiração tende a igualar o total produzido na fotossíntese (RIOS, 2002). A Amazônia não constitui uma floresta em formação, pelo contrário, é um exemplo da plenitude do ecossistema - interação entre o ambiente e os seres vivos que o habitam (RIOS, 2002).

O reflorestamento, com o objetivo de retirar CO₂ da atmosfera e fixá-lo como biomassa que é constituinte das plantas, poderia ocorrer em áreas degradadas na Amazônia. Estima-se que da área total desmatada, cerca de 200 mil km² já se encontram degradadas. Cerca de 5 mil km² foram reflorestados durante 40 anos, onde foi armazenado um total de 600 mil toneladas de carbono (NOBRE, 1992 e 2002; SILVA, 2003).

Vários estudos estão sendo desenvolvidos na floresta amazônica para obter informações sobre as interferências que o desmatamento e as queimadas provocam no ciclo de carbono. Medidas de fluxo e concentração de CO₂ têm classificado a Amazônia como um importante sumidouro de carbono na atmosfera (MALHI et al., 1998; COSTA, 2000). As florestas tropicais são responsáveis por metade da absorção de CO₂ realizadas pelas plantas (NOBRE & GASH, 1997; e outros), o que mostra a grande importância das pesquisas realizadas na Amazônia, com finalidade de deixar claro a gravidade do desmatamentos e das queimadas para os seres vivos, tendo com os resultados argumentos para orientar a sociedade para um desenvolvimento sustentável.

O consumo e liberação de CO₂ são mensurados utilizando o método da correlação dos turbilhões ("Eddy Correlation"), onde se baseia nos redemoinhos que acontecem na atmosfera, no qual os turbilhões mais aquecidos e os mais úmidos gerados próximos a superfície são deslocados verticalmente sendo substituídos por outros turbilhões menos aquecidos e mais ou menos úmidos, os quais são responsáveis pelo transporte vertical das propriedades atmosféricas, CO₂ e os fluxos de calor sensível e latente (PEREIRA, 2000). Esse método tem mostrado ser extremamente confiável na determinação das interações no sistema solo-planta-atmosfera. A instrumentação comumente usada para mensurar fluxo e concentração de CO₂ são respectivamente o método da correlação dos turbilhões e

analisadores de gases, sendo os mais comumente usados pelos pesquisadores o Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) e o LICOR.

Esse trabalho tem como objetivo comparar as medidas de fluxo e concentração de CO_2 efetuadas pelos instrumentos TDLS e LICOR, ocorridas em uma área de pastagem na Amazônia, durante o projeto LBA/EUSTACH'99 (Large Scale Biosphere-Atmosphere / European Studies on Trace Gases and Atmosphere Chemistry), no período de transição entre as estações chuvosa para a seca (abril/maio), com ênfase na determinação dos ciclos horários e diários do fluxo e concentração de CO_2 , relacionando-os com os ciclos das variáveis meteorológicas.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Composição da Atmosfera

A atmosfera é uma camada relativamente fina de gases e material particulado (aerossóis) que envolve a terra. De fato, 99% da massa da atmosfera está contida numa camada de aproximadamente 25 km de altitude. Esta camada é essencial para a vida e o funcionamento ordenado dos processos físicos e biológicos sobre a terra. A atmosfera protege os organismos da exposição a níveis arriscados de radiação ultravioleta, contém os gases necessários para os processos vitais de respiração celular e fotossíntese e fornece a água necessária para a vida (AYOADE, 1988; VAREJÃO-SILVA, 2000).

A composição do ar não é constante nem no tempo, nem no espaço. Contudo se removêssemos as partículas suspensas, vapor d'água e certos gases variáveis, presentes em pequenas quantidades, encontraríamos uma composição muito estável sobre a terra, até uma altitude de aproximadamente 80 km (Figura 01).

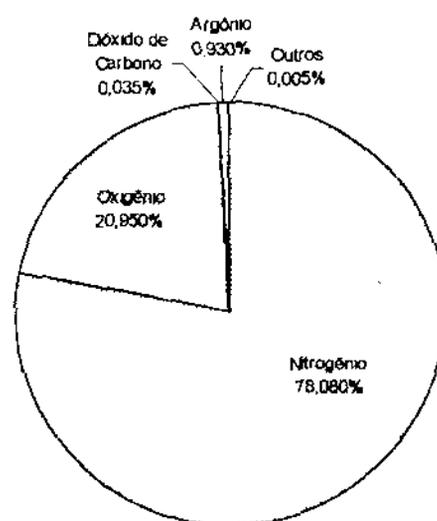


Figura 01: Composição do ar seco atmosférico.

Fonte: BARRY & CHORLEY, 1976 (adaptado por Rosiberto S. S. Júnior).

A atmosfera terrestre em muitos casos é estudada em separado em se tratando de sua composição: atmosfera seca (partículas sólidas) e atmosfera úmida (vapor d'água). O vapor d'água é um dos mais variáveis gases na atmosfera e também tem pequena participação relativa. Nos trópicos úmidos e quentes constitui não mais que 4% do volume da baixa atmosfera, enquanto sobre os desertos e regiões polares pode constituir uma pequena fração de 1%. Contudo, sem vapor d'água não há nuvens, chuva ou neve.

Além disso, o vapor d'água também tem grande capacidade de absorção, tanto da energia radiante emitida pela terra (em ondas longas), como também absorve energia radiante emitida pelo sol (em ondas curtas). Portanto, junto com o CO_2 , o vapor d'água atua como uma manta para reter calor na baixa atmosfera. Como a água é a única substância que pode existir nos 3 estados (sólido, líquido e gasoso) nas temperaturas e pressões existentes normalmente sobre a terra, suas mudanças de estado absorvem ou liberam calor latente. Desta maneira, calor absorvido em uma região é transportado por ventos para outros locais e liberado. O calor latente liberado, por sua vez, fornece a energia que alimenta tempestades ou modificações na circulação atmosférica.

O carbono na atmosfera existe principalmente na forma de CO_2 . As quantidades de carbono na atmosfera e na vegetação terrestre são aproximadamente a mesma, porém são muito pequenas comparadas com as quantidades na crosta da terra e dos oceanos (EMANUEL et al., 1985). O dióxido de carbono é um constituinte do ar seco atmosférico muito importante para as plantas na realização da fotossíntese, podendo ser prejudicial a saúde humana quando sua concentração estiver acima do normal.

Na atmosfera ocorre fortes variações no balanço natural e na concentração de CO_2 da atmosfera devido às ações antropogênicas à superfície. De fato, a atmosfera parece reter somente aproximadamente metade da quantidade que é produzida pela queima de combustíveis. Atualmente é aceito que os oceanos constituem o principal absorvedor para o CO_2 atmosférico e que aproximadamente metade do CO_2 liberado recentemente é removido da atmosfera pela absorção na superfície oceânica (BROECKER et al., 1979).

O dióxido de carbono é considerado a principal substância que as plantas retiram do ar para realizar a fotossíntese. Juntamente com o vapor d'água e gases como o metano (CH_4), ozônio (O_3) e o óxido nitroso (N_2O), entre outros, são os principais compostos químicos (aerossóis) que atuam no efeito estufa. Os aerossóis não impedem a entrada de radiação de ondas curtas vinda do sol, porém absorve e emite a radiação de ondas longas; que é refletida pela superfície terrestre. Gás carbônico, vapor d'água e os demais gases estufa são responsáveis pela manutenção de uma temperatura adequada à vida em nosso planeta.

2.2 – Característica da Floresta Amazônica

A floresta amazônica está localizada ao norte do continente sul-americano. Aproximadamente 67% de sua área pertence ao Brasil, sendo o restante distribuído entre a Venezuela, Suriname, Guianas, Bolívia, Colômbia, Peru e Equador. No Brasil ocupa a região Norte, compreendendo cinco estados: Amazonas, Pará, Amapá, Roraima, Acre e Rondônia, o que soma em seus limites políticos 3.581.180km² (42% da extensão territorial do país); grande parte da floresta amazônica é defendida pelo IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais e Renováveis) denominada Amazônia Legal, criada pela lei n 5.173, de 27 de outubro de 1966, para fins de planejamento: alcança, além da área acima, a maior parte do Maranhão, o norte de Mato Grosso e o estado do Tocantins, totalizando 5.033.072 km² (59,1% do Brasil) (NOBRE, 2002). A Floresta Amazônica, é a mais extensa floresta tropical do mundo e exerce num contexto global um papel muito importante que é servir de fonte de aquecimento (MOLION, 1987). No caso da Amazônia, cerca de 50% do calor latente está relacionado com a evapotranspiração da floresta (MOLION, 1976; SALATI et al., 1979).

A região amazônica contribui fortemente como fonte de vapor d'água e calor para processos que determinam a circulação geral da atmosfera (MOLION, 1990). A precipitação média na Amazônia é de 2,3 m e o fluxo médio de água do Rio Amazonas para o Oceano atlântico é de 200.000 m³/s. A variabilidade interanual na precipitação afeta a vegetação terrestre e a hidrologia das bacias de drenagem. Observações e modelos indicam que a vegetação responde a variações na precipitação com uma maior produtividade e armazenamento de carbono durante anos mais úmidos. Uma das principais questões das pesquisas realizadas na região amazônica é se a floresta amazônica atua como fonte líquida ou um sorvedouro de carbono e quanto desta atividade fonte/sumidouro varia de ano a ano. Uma análise de uma série histórica de imagens (1980 a 1991) do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) do satélite NOAA -TIROS indica que a sazonalidade é aparente e ocorreram mudanças expressivas nas características da superfície, como por exemplo à inundação de áreas por reservatórios de hidroelétricas (RICHEY et al., 2002). Entretanto, nos últimos 25 anos, um programa de desenvolvimento rápido levou ao desmatamento de cerca de 550.000 km² somente na Amazônia Brasileira, sendo que os Estados de Rondônia (Tabela 01) e Mato Grosso são os que apresentam maiores índices de taxa anual que fazem parte do chamado Arco do Desmatamento, região que se estende do sul do Pará em direção à Amazônia Ocidental. Como consequência desse desmatamento, está ocorrendo uma troca de

floresta por pastagens, influenciando diretamente nos fluxos de calor, transporte de gases, vapor d'água e momentum entre a superfície e a atmosfera (OLIVEIRA & FISCH, 2000).

Tabela 01: Desmatamento em Rondônia de 1978 – 1997.

Ano	Área Desmatada (Em ha)	Percentual em Relação ao Estado ⁽¹⁾	Incremento (Em ha)
1978	420.000	1,76	---
1988	3.000.000	12,57	234.545
1989	3.180.000	13,32	180.000
1990	3.350.000	14,04	170.000
1991	3.460.000	14,5	110.000
1992	3.686.500	15,45	226.500
1993	3.981.312	16,69	294.812
1994 ⁽²⁾	4.267.228	17,88	445.916
1995	4.873.143	20,42	445.916
1996	5.149.386	21,58	276.243
1997	5.352.581	22,43	203.194
1998 ⁽³⁾	5.611.294	23,52	258.713

Fonte: <http://www.worldbank.org> [dados do INPE (1992) e SEDAM (1993, 1995, 1996 e 1997)]

(1) Foi considerada a área do Estado em 23.862.194,04 ha (SGI/INPE/SEDAM).

(2) Estimativa com base no incremento médio anual entre 1993 e 1995

(3) Estimativa com base no incremento médio anual entre 1988 e 1997

Um grande número de estudos sobre o ecossistema Amazônico foi realizado nos últimos 15 anos, mostrando mudanças importantes, embora localizadas, nos fluxos de água, energia, carbono, ciclo de nutrientes e na composição da atmosfera causada pelo desmatamento e queimadas. Por exemplo, a floresta é importante em reciclar vapor de água através da evapotranspiração ao longo do ano, contribuindo para o reforço da taxa de precipitação e para sua manutenção. Um impacto importante de mudanças no uso do solo e cobertura vegetal ocorreu na Amazônia, com conseqüências globais por causa das emissões de CO₂ provenientes das queimadas. A emissão anual de CO₂ na Amazônia devido às queimadas está entre 150 a 250 milhões de toneladas de carbono. Em comparação, as emissões anuais de CO₂ da queima de combustível fóssil no Brasil é de somente 75 milhões de toneladas de carbono, para todo o país. Neste contexto, resultados recentes do experimento LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere*) revelam que a floresta primária está atuando como um grande absorvedor de carbono, convertendo em biomassa parte do CO₂ atmosférico em excesso (ARTAXO, 2002). Se este resultado for confirmado por estudos adicionais, uma nova abordagem no papel das florestas tropicais no ciclo global de carbono terá que ser feita, com

um serviço ambiental adicional para a floresta Amazônica que ainda não sofreu a ação do homem.

Uma hipótese dos cientistas é se a floresta intocada poderia se transformar em uma fonte de carbono devido à rápida decomposição do carbono armazenado no solo por conseqüências de uma maior emissão de CO₂ para a atmosfera, aumentaria o efeito estufa e dessa forma teremos um clima mais quente. Cenários de mudanças globais devido ao aquecimento global indicam um clima 4 a 6 °C mais quente para a Amazônia no final deste século (CARTER & HULME, 2000). Fica cada vez mais evidente que as derrubada seletivas e outras mudanças no uso de solo que estão deixando a floresta mais suscetível a incêndios, tendo como conseqüência o aumento da taxa de queimadas (NEPSTAD et al., 1999). Este resultado acarreta em uma perda significativa de florestas devido a incêndios descontrolados. Um processo similar ao ocorrido em Roraima, onde 14.000 km² de florestas foram queimados de janeiro a março de 1998 (NOBRE, 2002).

Existem evidências para suportar a hipótese de que os ecossistemas amazônicos respondem à estiagem. A estiagem é muitas vezes precursora das queimadas de floresta. Entre os fenômenos de escalas globais que favorecem a ocorrência de incêndios florestais e o aumento das queimadas, destaca-se o "El Niño". Durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico equatorial central (fenômeno do El-Niño), a Zona de Convergência InterTropical (ZCIT) situa-se anômala mais ao norte do que sua posição normal sobre o Atlântico tropical. Conseqüentemente os ventos alísios de NE são mais fracos, reduzindo a umidade que penetra no interior da região Amazônica. Sobre o lado oeste do Andes, a convecção que produz chuvas abundantes ao norte do Peru, provoca, por sua vez, movimentos de ar de subsidência compensatória no lado leste, inibindo a formação de nuvens o que contribui para uma menor quantidade de chuva na parte oeste da Amazônia (MARENGO & HASTENRATH, 1993; MARENGO et al., 1993).

2.3 – Climatologia da Floresta Amazônica

O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar. A Amazônia, situada na região entre 5 N e 10 S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ em Junho/Julho (SALATI & MARQUES, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica mas são, em média, da ordem de 15 MJ.m⁻².dia⁻¹. Medidas realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM)

indicam que os maiores totais de radiação que chegam na superfície ocorrem nos meses de Setembro/Outubro, sendo que os mínimos são nos meses de Dezembro à Fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL et al., 1989).

A Amazônia apresenta um clima equatorial de calor intenso e úmido, com temperaturas médias acima de 25°C e uma variação do mês mais quente ao mais frio de menos de 2°C. No sudoeste, porém, a oscilação térmica é bem maior no inverno, quando a massa polar atlântica faz a temperatura descer a 10°C ou menos, no que localmente chamam “*friagem*”. Comparando floresta com pastagem com relação a temperatura no período diurno praticamente não há diferença em magnitude entre as áreas, tanto na estação seca como na chuvosa, contudo no período noturno ocorre um resfriamento na área de pastagem, especialmente na estação seca, onde a diferença média entre as duas áreas foi de 1,7°C (RESCHKE et al., 1996).

A chuva é elemento fundamental na classificação climática de uma região e na floresta amazônica freqüentemente se diferencia as estações do ano pelas épocas chuvosa e seca (COSTA et al., 1998). O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região Amazônica está compreendida entre Novembro e Março, sendo que o período de seca (sem grande atividade convectiva) é entre os meses de Maio e Setembro. Os meses de Abril e Outubro são meses de transição entre um regime e outro.

O experimento RBLE-3 (Rodônia Boudary Layer Experiment) estudando a influência da rugosidade sobre o vento no interior da Camada Limite Noturna (CLN), concluiu que essa influência somente é verificada para a direção, pois os valores da força do vento na superfície e no topo da CLN em ambas as áreas (floresta e pastagem) são praticamente iguais com ligeira superioridade para a floresta. A mudança da direção com a altura em função da rugosidade ficou evidente na pastagem, onde é de 157,98° enquanto na floresta não passa de 7,43° (FARIAS & LYRA, 1996). A camada limite atmosférica durante o dia atingiu altura de 700 a 1000 m mais alta sobre áreas com desmatamento do que sobre áreas de florestas na região de Ji-Paraná, o que mostrou-se consistente com as observações de aumento do fluxo de calor sensível à superfície e diminuição da evaporação sobre pastagens em comparação com a floresta. Por outro lado, durante a noite a camada limite noturna é mais profunda na floresta (350 m de altura) do que na pastagem (230 m), pois a turbulência mecânica (ventos) auxilia o transporte de energia na floresta. Observou-se também uma pequena diminuição da quantidade total de vapor d'água sobre a pastagem em relação de floresta (NOBRE et al., 1996).

Alguns resultados importantes do projeto ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) mostram diferenças significativas na interação entre a superfície e a atmosfera, para diferentes coberturas da superfície, como floresta e pastagem. O albedo é de aproximadamente, 13,2% para a floresta e 20% para a pastagem (MOURA et al., 1999). Estas diferenças podem ser explicadas pela estrutura da floresta e da vegetação rasteira das pastagens. É importante, então, estudar as trocas de energia tanto em escala das folhas, quanto em escalas maiores. As diferenças no albedo causam diferenças no balanço de energia, pois o saldo de radiação (R_n) depende do albedo. Essas diferenças refletem diretamente nos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) (MIRANDA, 1999).

A evapotranspiração da floresta na região Amazônica tem sido objeto de vários estudos (VILLA NOVA et al., 1976, MARQUES et al., 1980, SHUTTLEWORTH et al., 1987, entre outros), principalmente em casos da evapotranspiração potencial. As estimativas são de que a evapotranspiração potencial média seja de $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, com variações sazonais decorrentes da existência ou não de chuvas. Entretanto, poucas são as medidas ou estimativas da evapotranspiração real. MARQUES FILHO et al. (1986) e FISCH (1990) realizaram estudos comparativos entre medidas da evapotranspiração real (medida com aparelhos de vórtices turbulentos) e estimativas da evapotranspiração potencial e, utilizando de métodos diferentes (Penman-Monteith no caso de FISCH (1990) e teoria da similaridade para MARQUES FILHO et al. (1986)), chegaram a valores entre a razão das evapotranspirações real e potencial de 0,30 para FISCH (1990) e 0,4 para MARQUES FILHO et al. (1986). Estes valores são típicos para a estação seca, sendo que, na época chuvosa, SHUTTLEWORTH et al. (1987) sugere que a evapotranspiração real seja igual a potencial, uma vez que o solo possui muita umidade.

Uma influência importante no sistema climático diz respeito aos efeitos nos mecanismos de formação de nuvens e na precipitação na Amazônia. Durante a estação seca, as partículas provenientes da queima de biomassa dominam os aerossóis, atingindo concentrações de até 400 ug/m^3 , com o número de partículas excedendo $20.000 \text{ partículas/cm}^3$ em Alta Floresta e Rondônia. A cinética destes aerossóis é fator chave na nucleação de nuvens, alterando o regime de precipitação. SILVA DIAS et al., (2000), estudaram os sistemas de convecção de mesoescala na região oeste de Rondônia durante a estação chuvosa. Estes estudos indicaram que os padrões de formação de nuvens na região são similares àqueles observados para os oceanos, o que levou alguns cientistas a chamar a região de oceano verde. Contudo, durante a estação seca, a presença maciça de aerossóis modifica este padrão para àquele semelhante ao de regiões continentais com alta poluição.

2.4 - Balço de Energia na Superfície

SILVA DIAS & REGNIER (1996) mostraram que em Rondônia onde o desmatamento é parcial e segue um padrão típico ao longo das rodovias, pode-se esperar o desenvolvimento de circulações locais com ramo ascendente sobre a pastagem. Além disso, a partição de energia sobre a pastagem favorece o fluxo de calor sensível (H) levando a um desenvolvimento acentuado da camada de mistura. Na estação chuvosa desenvolvimento da camada de mistura exerce um comportamento semelhante nas duas superfícies (pastagem e floresta) com uma tendência ao desenvolvimento mais rápido sobre a floresta.

O fluxo de calor sensível está relacionado de forma inversa com a concentração de CO₂, quando consideramos um fator indireto que auxilia a dispersão dos gases atmosféricos. Como conceito, é a quantidade de energia disponível responsável em aquecer o ar próximo a superfície, o que nos leva a inferir sobre uma relação com a temperatura do ar (energia emitida pela sol que atinge a superfície terrestre, estando esta energia disponíveis para a realização dos processos físicos que ocorre no sistema solo-planta-atmosfera, nas formas de calor sensível (H), latente (LE) e do solo (G)). Um aumento em H, acarretará num aumento no transporte de CO₂ e vapor d'água por processos termodinâmicos (convecção), provocando uma maior dispersão dos gases por uma maior mistura vertical, fenômeno característico de uma atmosfera instável (HOLTON, 1997).

COSTA (2000), em estudos de fluxo de CO₂ em área de floresta na Amazônia Central, mostrou que a radiação solar incidente esta melhor correlacionada com fluxos negativos de CO₂ (absorção pela floresta) no período seco $R^2 = 0,86$. No período chuvoso o melhor coeficiente $R^2 = 0,75$ foi obtido pela correlação com o saldo de radiação (Rn).

Segundo MOLION (1987), a maior parte da energia que entra na atmosfera na forma de fluxos verticais de calor latente e sensível, na porção equatorial dos continentes, são proveniente das florestas naturais. (NOBRE et al., 1989) afirma que por consequência do desmatamento pode haver grandes mudanças na climatologia da região, como mudanças no balanço de radiação e no regime de temperatura e de chuvas que por sua vez interferem nos fluxos.

Em se tratando da variações nos fluxos de calor latente e sensível, devido a mudança de superfície floresta e pastagem. RESCHKE et al. (1996) mostrou que quanto ao fluxo de calor latente esteve com seus valores sempre superior na área de floresta, especialmente na estação chuvosa, e a parcela de energia destinada para aquecer o ar (calor sensível) na área de pastagem se mostrou superior à da área florestada, tanto na estação seca como na estação

chuvosa. Portanto, além da floresta ser uma grande armazenadora dos balanços de energia e de água, é também uma grande fonte produtora de vapor d'água para a atmosfera, através da evaporação direta e transpiração das árvores. Também foram analisadas as variações médias horárias do fluxo de calor no solo durante a estação seca, cujo valor máximo foi de $22,0 \text{ W.m}^{-2}$ na área de pastagem e $1,9 \text{ W.m}^{-2}$ na área de floresta. Já durante a estação chuvosa os valores encontrados foram inferiores aos da estação seca, o que pode ser explicado pela maior frequência de chuva e, conseqüentemente, o aumento da nebulosidade, sendo que os valores máximos e mínimos do fluxo de calor no solo ocorreram na área de pastagem, tanto na estação seca quanto na chuvosa (RESCHKE et al., 1996).

2.5 – Concentração de CO₂

Na Terra, uma grande quantidade de carbono está armazenada nas rochas sedimentares, na forma de carbonato de cálcio e magnésio ou de combustível fóssil (petróleo e carvão). O dióxido de carbono é um gás incolor, mais pesado que o ar (densidade 1,53 em relação ao ar), é pouco solúvel em água e pode ser liquefeito por meio de pressão (40 atmosferas a 5°C). O dióxido de carbono possui boa estabilidade térmica e química. GRAÇA (1997) estimou que cerca de 25% das emissões globais de CO₂ para a atmosfera foram resultantes das mudanças no uso da terra, causadas principalmente pelo desmatamento.

Quanto ao ciclo de carbono, são os oceanos que o estocam em maiores quantidades; uma pequena parte na forma de gás carbônico dissolvido na água e, a maior parcela, na forma de íons carbonato e bicarbonato. Mas é na atmosfera, como gás carbônico, que o carbono apresenta-se disponível para ser utilizado pelos vegetais, na fotossíntese, e assim transforma-se em alimento para o restante da cadeia alimentar. Ele retorna para a atmosfera pelos processos de respiração, bem como pela combustão de matéria orgânica (SANTOS, 1999).

O carbono sendo assimilado pelas plantas está sujeito a uma variedade de processos que levam a seu armazenamento de longo prazo ou seu retorno para a atmosfera. O mais importante desses processos é a respiração de carbono durante a decomposição de material orgânico no solo, que acelera com o aumento da temperatura.

Desde o século XVIII, os países hoje desenvolvidos usam combustíveis fósseis, produzindo CO₂ com o carvão. No século XIX, passaram a consumir o petróleo e depois o gás natural tendo como conseqüência um aumento na concentração média de CO₂ na atmosfera de 280 ppmv para a 370 ppmv na atualidade (KEELING & WHORF, 1994) como mostra a figura 02. Antes, os países considerados hoje uma grande potência mundial fizeram

desmatamentos liberando CO_2 na combustão da lenha. Agora os países em desenvolvimento seguem o mesmo caminho. Desmatam florestas, como a Mata Atlântica e a Amazônia, e seu consumo de combustíveis fósseis cresce. Mas as emissões anuais devidas a estes combustíveis são, em toneladas de CO_2 per capita: 19 nos EUA, 8.8 no Japão, 6.3 na França, 3.6 no Mundo e apenas 1.4 no Brasil, 0.9 na Índia e 0.1 em Serra Leoa. Logo, a emissão per capita nos EUA é 13 vezes a do Brasil, 20 a da Índia e 190 a de Serra Leoa (ROSA et al., 2000). Além desta fonte antropogênica (queima de combustíveis fóssil, queimadas de florestas, poluição industrial) há também trocas importantes de CO_2 com os oceanos e a biosfera. As interações com a biosfera ocorrem através de processos de fotossíntese e oxidação. O efeito líquido de desflorestamento, tal como a redução de florestas tropicais, o uso extensivo de fertilizantes e o declínio geral de matéria orgânica pode constituir uma pequena fonte de CO_2 atmosférico comparado com a entrada de combustível fóssil, mas mesmo assim parece ser razoável, a relação entre emissão de poluentes para a atmosfera por queima de combustíveis fósseis e queimadas de florestas (MANABE, 1985).

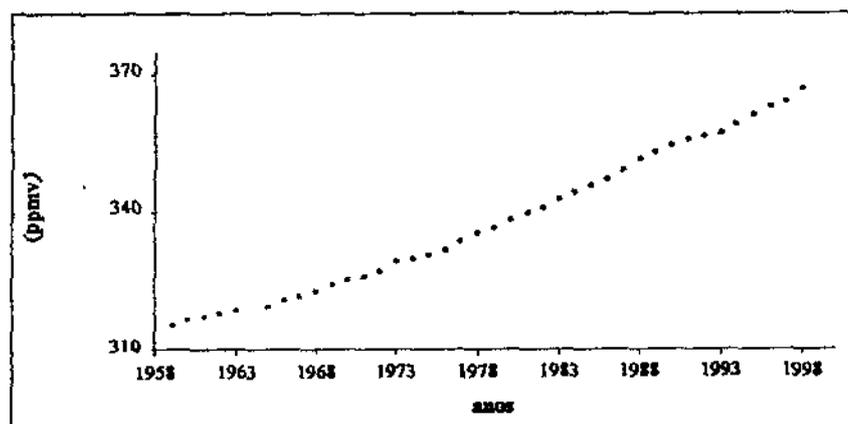


Figura 02: Crescimento médio anual da concentração de CO_2 , desde 1958, na estação de Mauna Loa, Hawaii, EUA.

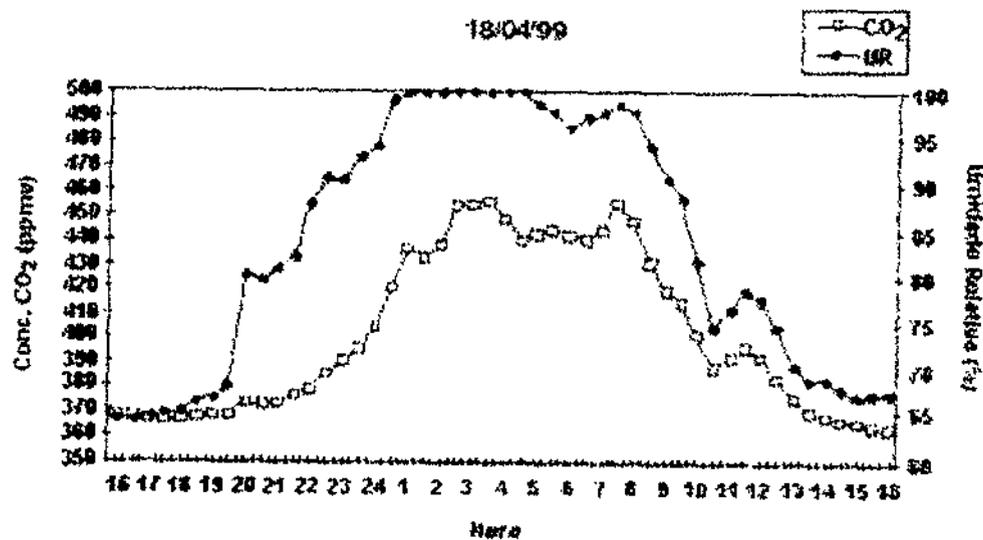
Fonte: KELLING & WHORF, 1999.

A Amazônia é um dos mais importantes ecossistemas terrestres, constituindo 45% das florestas tropicais mundiais e armazenando 40% do carbono residente na vegetação terrestre (MALHI & GRACE, 2000). Mudanças relativamente pequenas na estrutura e/ou função destas florestas podem por isso ter consequências globais na biodiversidade, no ciclo do carbono e na velocidade da mudança do clima.

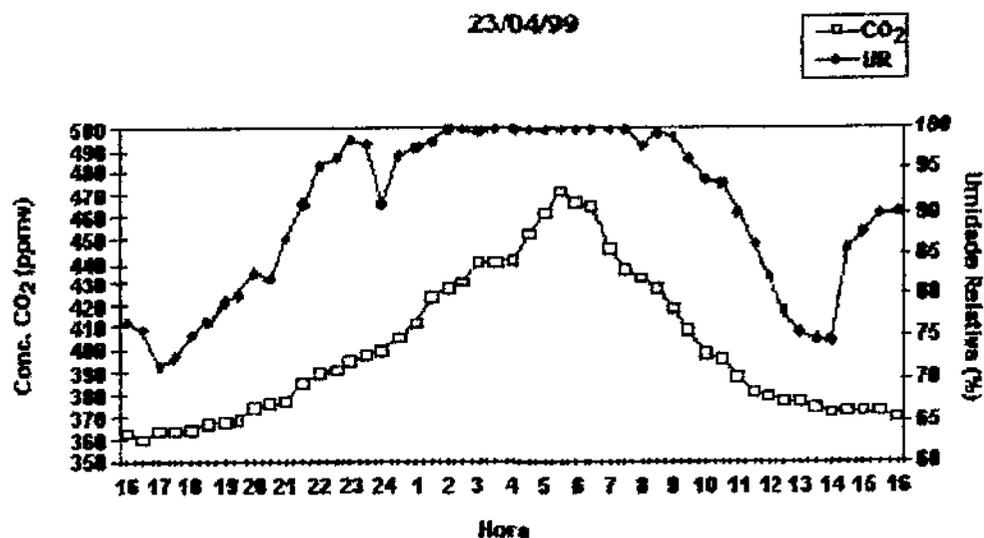
Estudos recentes sugerem que florestas tropicais aparentemente não perturbadas, longe de áreas de desmatamento ou outras influências humanas significativas, estão sofrendo

mudanças inesperadas. Monitoramento a longo prazo indicam que populações de árvores apresentam índices de mortalidade e recrutamento ("turnover") mais elevados na última parte do século passado (PHILLIPS & GENTRY 1994). Mostrando que a biomassa de florestas maduras aumentou durante o mesmo período (PHILLIPS et al. 1998), indicando uma deposição de CO₂ atmosférico nas florestas da América do Sul de 0.5 – 1 Pg C (10¹⁵ g C = Pentagrama = bilhão de toneladas de carbono) por ano - equivalente às emissões de combustível fóssil de toda a União Européia.

SANTOS (1999) afirma que os valores de umidade relativa são altamente correlacionados com as de concentração de CO₂, pois verifica que as altas concentrações de CO₂ ocorreram quando os maiores valores de umidade relativa e os menores de temperatura do ar são observados (02:00 – 08:00 horas) como mostra a figura 03 (a e b). Esta alta correlação pode está relacionado com a decomposição da biomassa presente na superfície da floresta, onde quantidade de CO₂ e vapor d'água estão sendo liberados simultaneamente; um outro aspecto que pode está causando isso seria reações químicas e dissolução de gases das plantas.



(a)



(b)

Figura 03 – Comparação entre Concentração de CO₂ (ppmv) e Umidade Relativa (%), para os dias (a) 18/04/99 e (b) 23/04/99, dentro da Floresta Jarú.

Fonte: SANTOS, 1999.

O ciclo diário médio da concentração de CO₂ na floresta para os níveis de medição 1.0, 9.0, 17.4, 25.3, 33.3, 46.5 metros, apresentam uma máxima característica no início da manhã oscilando entre 6 e 8 HL de acordo com os níveis onde, em geral, observa-se maior taxa de turbulência dinâmica associada. Entretanto, na média a floresta age como um sumidouro de CO₂ atmosférico entre 8 e 18 HL em todos os níveis e atua como emissor no restante do dia (COSTA et al., 1999). O padrão é similar as observações de WOFSY et al. (1988) que após o nascer do sol (5:30 horas), as concentrações de CO₂ diminuem drasticamente atingindo valores próximos ao do final da tarde (18:00 horas), o que demonstra que a partir daí, começa a cessar a produção de CO₂ e atuar de forma mais intensa a fotossíntese consumindo o CO₂ produzido durante toda a noite. As concentrações de CO₂ acima do dossel foram cerca de 4,6% maiores no período seco do que no chuvoso. As concentrações médias de CO₂ foram de 387 ppmv no período seco e de 370 ppmv no chuvoso (figura 04). A média geral de concentração de CO₂ foi de aproximadamente 379 ppmv (COSTA, 2000).

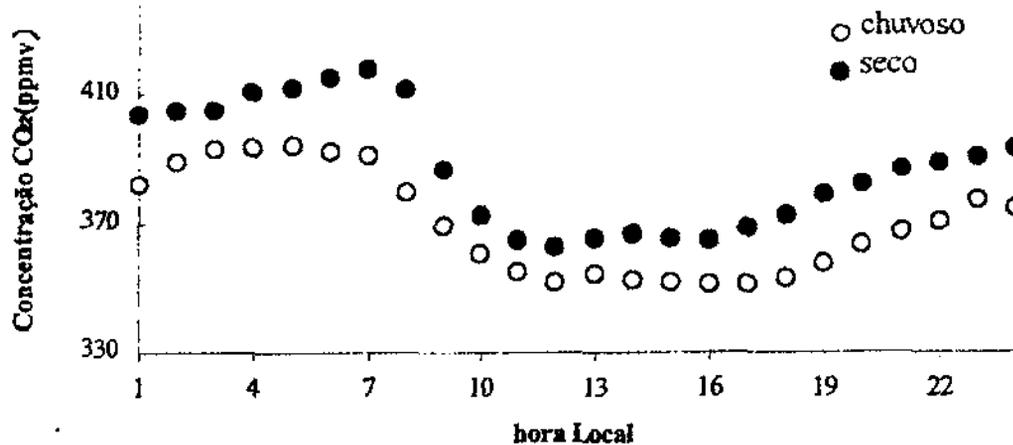


Figura 04: Ciclo médio horário da concentração de CO₂ acima do dossel florestal (46,5m), período seco média de 387 ppmv e o período chuvoso de 370 ppmv.

Fonte: COSTA, 2000

GRACE et al. (1995) mediram a concentração de CO₂ e fluxos turbulentos acima da Floresta Tropical em um dos sítios experimentais do Projeto Anglo-Brasileiro Observacional do Clima da Amazônia – ABRACOS. A série de dados durante o fim da estação chuvosa e início da estação seca em 1993, mostrou uma concentração máxima medida de CO₂ com aproximadamente 486 ppmv as 07:00 HL (hora local) e um valor mínimo de 360 ppmv as 14:00 HL. Eles também verificaram um grande efluxo de CO₂ ($+8.2 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) após o nascer do sol, que ocorreu através da liberação do ar rico em CO₂ dentro da copa, devido ao início da turbulência. Depois, o fluxo muda o sinal (torna-se negativo, indicando uma entrada global de CO₂) com seu máximo ativo observado de $20 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, entre 13:00-14:00 HL.

Um estudo realizado de fluxo de CO₂ na floresta de Paragominas no Pará, considerando algumas tendências na modificação no padrão das chuvas e tendo como consequência uma possível diminuição da umidade do solo, o que reflete em uma menor atividade das raízes e/ou microrganismos do solo aumentando dessa forma a mortalidade e diminuição do crescimento das raízes (acarretando em uma maior produção de “liteira” - material orgânico em decomposição sobre a superfície do solo). Se esta camada de liteira torna-se mais seca, devido a diminuição do índice de área foliar e aumento da entrada de luz dentro do ecossistema, podendo chegar a níveis abaixo de 12% de umidade da liteira, uma possível consequência seria o aumento expressivo do risco de queimadas nestes ecossistemas (UHL & KAUFFMAN, 1990), o que provocaria a liberação de grande quantidade de CO₂ para a atmosfera.

Analisando de uma forma contrária com ocorrência de chuva, a relação existente entre precipitação e concentração de CO₂ em uma área florestada, (EDWARDS & SOLLINS 1973, SHARKOV 1987, HANSON et al. 1992, NORMAN & VERMA 1992, RAICH & SCHLESINGER 1992) mostraram que as chuvas durante o período seco exerce importante influência sobre o fluxo de CO₂, devido à ação que exercem principalmente sobre a umidade da camada de liteira do solo e, conseqüentemente, nas atividades metabólicas da raiz e microbiana, bem como na movimentação do CO₂ no perfil da temperatura do solo, fatores estes importantes para o fluxo do CO₂ do solo para a atmosfera. DAVIDSON & TRUMBORE (1995) revelam que o CO₂ produzido abaixo de 1m de profundidade do solo, contribui com 20-30% do fluxo superficial médio de 240 mg C m⁻² h⁻¹, para a época seca. Também revelaram que 50-60% do fluxo superficial da floresta é proveniente da respiração das raízes. Como também é importante ter conhecimento da temperatura do solo e o tempo de resposta na emissão de CO₂ pelo solo após a ocorrência de chuva, pois o solo pode promover liberação de CO₂ para a atmosfera quando a água da chuva preenche os poros do solo contendo gases que são resultados da decomposição de biomassa (NORMAN & VERMA 1992).

Entretanto, estudos realizados em florestas (EDWARDS & SOLLINS 1973) revelam que proporcionalmente existe uma produção diferencial de CO₂ entre raízes (35%), liteira (48%) e solo (17%), mostrando que grande parte da respiração do solo provém da decomposição da matéria orgânica (RAICH & SCHLESINGER 1992) ou seja, uma maior concentração de CO₂ estaria relacionada com uma maior atividade dos microorganismos, que são responsáveis pela decomposição dessa matéria orgânica. A razão pela qual o CO₂ movimenta-se através do solo para a atmosfera é controlada pela produção de CO₂ no solo (razão de respiração) e pelo gradiente de concentração de CO₂ entre o solo e atmosfera, como também depende da característica de porosidade do solo, temperatura do ar e velocidade do vento (RAICH & SCHLESINGER 1992). Recentemente, um modelo para o ciclo de carbono em solos de floresta da Amazônia, proposto por TRUMBORE et al. (1995), revela que o tempo de movimento do carbono para fora do solo ("*tumover time*"), acima de um metro é menor que 12 anos.

Já modelo desenvolvido por SELLERS et al. (1996) para estimar o balanço de carbono a partir de dados climáticos, também mostrou que a floresta era um sumidouro significativo de carbono. No entanto, o fluxo líquido de carbono é uma pequena diferença entre fotossíntese e respiração do solo. MEIR et al. (1996) mostraram que o fluxo líquido da respiração do solo para a atmosfera é somente 6% e como a respiração do solo apresenta alta sensibilidade a temperatura, o fluxo líquido é altamente sensível a variação de um grau ou

menos. Se for extrapolado para toda a Amazônia, estas estimativas significam que a Amazônia seria um sumidouro de aproximadamente 0.5 G toneladas de carbono por ano.

O CO₂ produzido pela respiração de raízes, microorganismos, fauna do solo e pela oxidação química dos compostos de carbono em solos de florestas tropicais úmidas, pode representar mais de 80% de todo CO₂ emitido pelo ecossistema (MEIR et al., 1996). Segundo SOTTA (1998) a taxa de transferência do CO₂ é controlada pelas: a) taxa de produção no solo; b) gradientes de temperatura; c) concentração na interface solo-atmosfera; d) propriedades físicas do solo; e e) flutuações da pressão atmosférica do ambiente que esta sendo analisado.

2.6 – Fotossíntese

As florestas são as grandes fixadoras terrestres do carbono existente na atmosfera. Somente as tropicais contêm cerca de 350 bilhões de toneladas de carbono, quase a metade do que possui a atmosfera, sendo que cada hectare retira da atmosfera, em média, 9 kg de carbono por ano, (SARIEGO, 1994). Existe no mundo várias fontes e sumidouros de CO₂, mas de acordo com a literatura, as plantas clorofiladas e bactérias quimiossintetizantes se utilizam do CO₂ para realização do processo de fotossíntese na formação de compostos orgânicos carbonados (amido e celulose) caracterizando uma absorção (sumidouro). Neste caso as florestas tropicais seriam responsáveis por metade da absorção de CO₂ realizada pela vegetação (NOBRE & GASH, 1997).

A fixação de CO₂ por fotossíntese pelas plantas converte a energia solar (*Radiação Fotossinteticamente Ativa - RFA*) em energia química ($H_2O + CO_2 + luz\ visível \rightarrow CH_2O + O_2$) que é utilizada para a manutenção e crescimento da vegetação terrestre e aquática, sustentando a cadeia trófica (BALDOCCHI et al., 1996), além de diminuir a concentração de CO₂ devido a fixação realizada pelas folhas. Isso acontece através da variação na abertura estomática na superfície foliar que controla a liberação da umidade contida na vegetação, assim como a entrada ou saída do CO₂ presente na atmosfera (Figura 05).

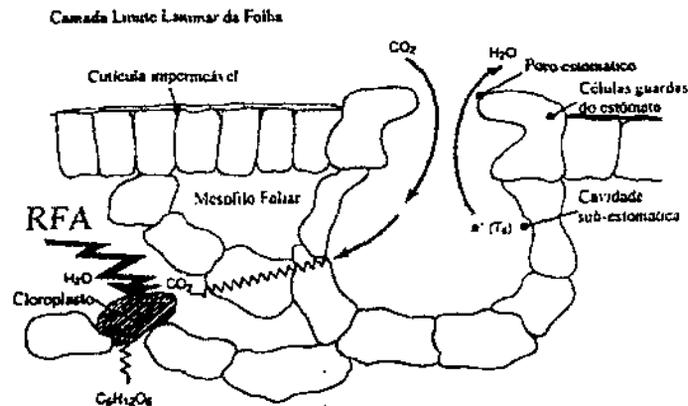


Figura 05: Esquema da fixação de CO₂ pelas folhas das plantas.

Fonte: COSTA, 2000

Estudos de fisiologia vegetal relacionando a diminuição da quantidade de água no solo e alterações na assimilação de CO₂ pelas plantas (EPRON & DREYER, 1993; KUBISKE & ABRAMS, 1994) mostraram que a redução nas taxas de assimilação de CO₂ e da condutância estomática estão associadas ao baixo potencial de água nas folhas ou ao reduzido conteúdo de água no solo. Até chegar as folhas a água dentro da planta percorre um longo caminho, iniciado nas raízes depois transportada pelos vasos de xilema até as folhas, onde ocorre os processos físico-químico (fotossíntese) e a transpiração da planta. TARDIEU & DAVIES (1992) relataram que evidências experimentais indicaram, que o déficit de umidade no solo inicia uma ação hormonal induzindo a célula guarda fechar o estômato (célula guarda – responsável na abertura e no fechamento do estômato) para reter água, limitando dessa forma à absorção de carbono.

2.7 – Método de Correlação dos Vórtices Turbulentos ("Eddy Correlation")

A técnica da covariância dos fluxos turbulentos (eddy covariance) foi utilizada para medir as interações de CO₂ entre a atmosfera, pastagens e florestas. Isto permite determinar o fluxo vertical de CO₂, usando o cálculo da covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento (w') e das concentrações de CO₂ (co_2') em todas as frequências. Esse método está baseado nos redemoinhos que acontecem na atmosfera, onde turbilhões mais aquecidos e mais úmidos gerados à superfície são deslocados verticalmente, sendo substituídos por turbilhões menos aquecidos e mais ou menos úmidos, os quais são responsáveis pelo transporte vertical das propriedades da atmosfera, gases traços (CO₂) e os fluxos de calor

sensível e latente. Num escoamento turbulento ocorrem variações nas propriedades atmosféricas a cada momento. Este método só é aplicado com instrumentação sofisticada, sendo justificado apenas em projetos de pesquisa de pequena duração, pois necessita de medidas das flutuações instantâneas das propriedades atmosféricas (PEREIRA, 2000).

Nos últimos anos, com o desenvolvimento de novas tecnologias, tornou-se possível realizar medidas de fluxo e concentração de gases, de uma forma mais prolongada e confiáveis. Com o aperfeiçoamento do anemômetro sônico e dos analisadores infravermelhos de gases, a aplicação da técnica da correlação dos turbilhões (*eddy correlation*) permitiu a medição das trocas totais de carbono, com a vantagem de não ser destrutiva e trabalhar em escala de tempo de alguns segundos até vários anos, sendo possível relacionar as trocas de carbono na atmosfera aos fatores biofísicos do ambiente (VALENTINI et al., 1996; BALDOCCHI et al., 1988; LENSCHOW, 1995; MONCRIEFF et al., 1996). Um dos maiores obstáculos nas rotinas e aplicações da técnica dos vórtices turbulentos no campo para medidas da concentração e fluxo de um gás é a necessidade de sensores químicos de medições rápidas (KORMANN et al., 2001), uma vez que é necessário fazer medições bastantes precisas e de curto espaço de tempo, pois o CO₂ no ar tem um grande poder de dispersão e ainda é transportado pelos turbilhões.

A técnica de correlação de vórtices está bem desenvolvida atualmente, e tem mostrado operar bem nos trópicos úmidos. Em escala local, é um método testado e aprovado para as medidas de densidade de fluxo de gases traços entre a biosfera e a atmosfera (BALDOCCI et al., 1988; GRELLÉ & LINDROTH, 1996; LENSCHOW, 1995; MONCRIEFF et al., 1996). Também considerado um método direto e confiável de medidas de fluxos de gases, porém, tem suas limitações, como os erros sistemáticos, seletivos e aleatórios, descritos por GOULDEN et al. (1996), BALDOCCI et al. (1996), mas têm a vantagem de integrar espacialmente os efeitos de muitos processos de superfície de pequena escala e espacialmente heterogêneos, como, por exemplo, a fotossíntese e a transpiração.

2.8 – Fluxo de Dióxido de Carbono (CO₂)

No balanço global de carbono os fluxos de CO₂ atmosféricos na biota terrestre são essenciais ao entendimento da biosfera no controle da emissão/fixação de gases estufa, relacionados à questão de variabilidade climática regional e global. O efluxo de CO₂ ou respiração do solo é um componente de emissão para a atmosfera e um processo chave no ciclo do carbono.

Um estudo de casos sobre fluxos de CO_2 já coletados nos anos 1999 e 2000 mostram que o sequestro de carbono na pastagem e floresta em Rondônia são bastante comparáveis ao sequestro na área de Manaus na estação úmida, mas muito diferentes na época seca, quando fluxos medidos em Rondônia são menores, sendo que os da pastagem são especialmente baixos. É uma questão importante se identificar, na época seca, quais os períodos em que os fluxos de CO_2 são determinados pela menor disponibilidade de água e quais os períodos em que os fluxos são determinados por outros fatores, e como o elevado nível de fumaça no ar com conseqüente redução nos níveis de radiação.

FREITAS et al., (2001) analisando a variabilidade do efluxo de CO_2 do solo em uma área de pastagem (ABRACOS - Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), encontraram um valor médio anual das emissões do solo de $4,2 + 1,6 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, comparavelmente próximo ao observado por DAVIDSON et al. (2000) em outra área de pastagem na Amazônia (Paragominas, PA). Os dados obtidos com a câmara de solo compararam-se com os dados de medidas simultâneas pelo método "eddy correlation", que tiveram um valor médio de $5 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (calculado nos eventos com maior turbulência, quando a velocidade de atrito superasse $0,2 \text{ ms}^{-1}$).

MEIR et al. (1996) mostraram que o fluxo líquido é somente 6% da respiração do solo e, porque a respiração do solo apresenta alta sensibilidade a temperatura, o fluxo líquido é também altamente sensível a uma variação de um grau ou menos. Se for extrapolado para toda a Amazônia, estas estimativas significam que a Amazônia seria um sumidouro de aproximadamente 0.5 G toneladas de carbono por ano e teria um papel importante no efeito estufa (figura 06), se todo este carbono fosse liberado instantaneamente para a atmosfera.

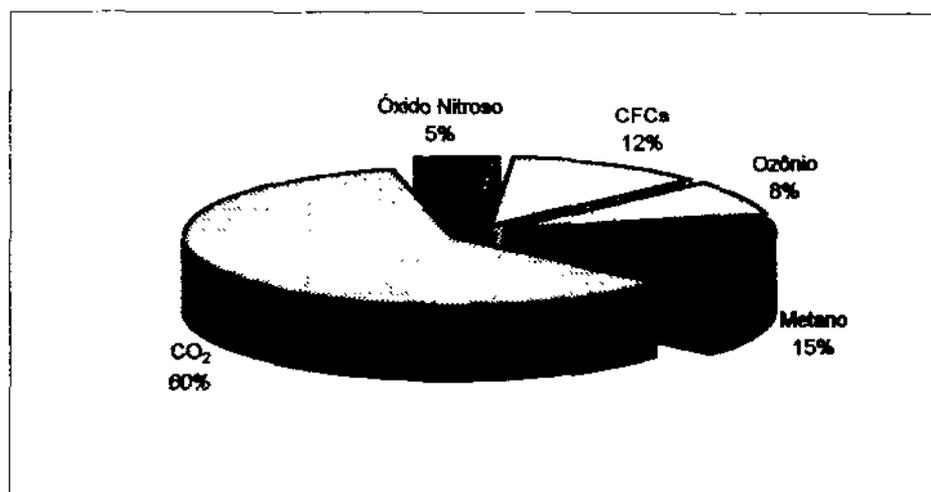


Figura 06 : Contribuição relativa provenientes de atividades antrópicas no efeito estufa.

Fonte: KRUPA, 1997 (adaptado por Rosiberto S. S. Júnior).

Em se tratando de fluxos de CO₂, CULF et al. (1997) mostram que no período noturno, a floresta produz CO₂ durante um tempo razoavelmente longo (6-7 horas), enquanto que a destruição de CO₂ produzido durante a noite anterior é rapidamente consumido no início da manhã em pouco tempo (2-3 horas), onde começa a atuar o processo fotossintético e o aquecimento radiativo.

GOULDEN et al. (1996) caracterizaram claramente a sazonalidade ocorrida nas trocas líquidas de CO₂ entre a atmosfera e a floresta temperada no nordeste dos Estados Unidos da América (Harvard Forest, Massachussetts), entre os anos de 1991 e 1994. O ecossistema florestal absorveu CO₂ da atmosfera com grande intensidade. Enquanto que, nos meses mais frios, dezembro e janeiro principalmente, praticamente não ocorreu absorção de CO₂ pela floresta. Na média do período, a floresta atuou como um sorvedouro de CO₂ da atmosfera, em uma taxa de - 2,1 Mg C ha⁻¹ano⁻¹.

GRECO & BALDOCCHI (1996) estudaram o fluxo líquido de carbono entre a atmosfera e uma floresta temperada, localizada em Oak Ridge, Tennessee, E.U.A., durante o período de abril de 1993 a abril de 1994. Mostraram em seus resultados que os fluxos apresentam uma sazonalidade. Na primavera, a floresta absorveu carbono da atmosfera, enquanto que no inverno, predominou a liberação de carbono para a atmosfera. A taxa média líquida do fluxo de CO₂ foi de - 5,25 Mg C há⁻¹ano⁻¹, representando um considerável sorvedouro de carbono da atmosfera.

VALENTINI et al. (1996) encontraram um resultado bem semelhante em se tratando do valor do fluxo de carbono, num estudo realizado na região de Collelongo na Itália Central, entre os meses de maio a novembro de 1993, durante o período analisado, a floresta absorveu em média - 4,7 Mg C ha⁻¹ano⁻¹.

Foram realizados vários estudos na floresta amazônica tendo em vista a concentração e o fluxo de CO₂. Um estudo em especial apresenta resultados da análise da interação floresta-atmosfera mostrando que os fluxos de CO₂ ocorreram da floresta para a atmosfera durante a noite, enquanto pela manhã os fluxos de CO₂ foram reversos, resultando em uma absorção pela vegetação. Os fluxos médios de CO₂ mostraram que no período estudado houve uma absorção de - 35,4 kg Cha⁻¹dia⁻¹, e um fluxo de liberação de + 21,8 kgCha⁻¹dia⁻¹, resultando um balanço médio diário de - 13 kg Cha⁻¹dia⁻¹ caracterizando um "seqüestro" de carbono, de cerca de - 5 Mg C ha⁻¹ ano⁻¹ (COSTA et al., 2000).

3 – METODOLOGIA

3.1 – Fundamentação Teórica

3.1.1 – Técnica de Correlação dos Turbilhões (“Eddy Correlation”)

A interação entre a atmosfera e a superfície resulta no aparecimento de turbilhões que se deslocam aleatoriamente, alterando constantemente de posição, acarretando um conseqüente transporte das propriedades atmosféricas de um ponto para o outro.

Um turbilhão ao se deslocar verticalmente induz um aparecimento de uma corrente vertical com velocidade (w). Como uma corrente pode ser ascendente ou descendente, ao final de um período a velocidade vertical média é (\bar{w}), que deve ser aproximadamente igual a zero. Nessas condições, a densidade de fluxo vertical (F) de uma propriedade atmosférica qualquer (P), num dado instante, é dado por

$$F = - w P \quad (3.1)$$

Para um determinado intervalo de tempo, a densidade de fluxo médio (\bar{F}) é expressa por

$$\bar{F} = - \overline{wP} \quad (3.2)$$

ou seja, é obtida pela média do produto (\overline{wP}) e não pelo produto da média ($\bar{w} \cdot \bar{P}$), pois como $\bar{w} = 0$; logo, $\bar{w} \cdot \bar{P} = 0$, isso nos mostra que o produto wP deve ser obtido a cada instante antes de se obter o valor médio do produto, ou seja.

$$\overline{wP} = \frac{\sum w_i P_i}{N} \quad (3.3)$$

sendo N o número de observações, e $i = 1, 2, \dots, n$.

Quando temos escoamento turbulento em função da movimentação dos turbilhões, as propriedades atmosféricas variam a cada instante. Neste período (Δt), obtém-se uma velocidade média (\bar{U}), que é expressa por:

$$\bar{U} = (\Delta t)^{-1} \int_a^b w dt \quad (3.4)$$

Portanto, num dado instante, a velocidade horizontal (U) será dada por

$$U = \bar{U} + U' \quad (3.5)$$

Onde U' representa o desvio da média, comumente conhecido como *perturbação* ou *flutuação*. Existindo também a possibilidade de analisar a velocidade vertical num dado instante, fazendo as mesmas considerações que foram feitas para a velocidade horizontal (neste caso a variável mudaria de “U” para “w”).

Pode-se ainda imaginar que o escoamento seja composto por um escoamento médio sobreposto por um escoamento turbulento que origina a teoria da perturbação (*notação de Reynolds*), que é composta de três regras básicas, quando admite-se que “a” e “b” sejam quantidades de variáveis, e ainda admitindo média e desvio, e que “c” seja uma constante, tem-se:

1 – a média da soma é igual a soma das médias, isto é:

$$\overline{a+b} = \bar{a} + \bar{b} \quad (3.6)$$

2 – a média do produto de uma constante por uma variável é igual ao produto da constante pela média da variável, ou seja:

$$\overline{c \cdot a} = c \cdot \bar{a} \quad (3.7)$$

3 – a média do produto entre a média de uma variável e outra variável é igual ao produto das duas variáveis, ou seja:

$$\overline{ab} = \bar{a} \bar{b} = \bar{a} \bar{b} \quad (3.8)$$

Aplicando essas três regras em (3.5) tem-se que

$$\bar{U} = \overline{\bar{U} + U'} = \bar{\bar{U}} + \bar{U}' = \bar{U} + \bar{U}' \quad (3.9)$$

donde se conclui que $\bar{U}' = 0$, ou seja, a média dos desvios é igual a zero. Utilizando a *notação de Reynolds*, para a equação (3.2) de densidade de fluxo, resulta em:

$$-\bar{F} = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{P} + P')} = \overline{w \cdot \bar{P} + w \cdot P' + w' \cdot \bar{P} + w' \cdot P'} \quad (3.10)$$

$$-\bar{F} = \overline{w \cdot \bar{P}} + \overline{w \cdot P'} + \overline{w' \cdot \bar{P}} + \overline{w' \cdot P'} \quad (3.11)$$

$$-\bar{F} = \bar{w} \bar{P} + \overline{w' \cdot P'} \quad (3.12)$$

Entretanto próximo a superfície, $\bar{w} = 0$ e $\overline{w' \cdot P'} = 0$. Assim, a densidade de fluxo turbulento é dada principalmente pela média do produto das flutuações da velocidade vertical (w') e da propriedade atmosférica (P') que está sendo transportada.

Se a propriedade transportada for o *momento*, $F = \tau$ [$\text{N/m}^2 = \text{kg} / \text{m.s}^2$] e $P' = \rho.U'$ [$\text{kg} / \text{m}^2.\text{s}$], para

$$\tau = -\rho.\overline{w'U'} \quad (3.13)$$

No caso de transporte de gases (transporte de CO_2), $F = Q$ [$\text{kg/m}^2.\text{s}$] e $P' = \rho.C'$ [kg/m^3], para

$$Q = -\rho.\overline{w'C'} \quad (3.14)$$

onde: “ Q ” é a densidade de fluxo vertical de um gás (no caso CO_2); “ ρ ” é a densidade do ar; “ C ” é a propriedade atmosférica que esta sendo transportada (CO_2).

Esse método só é aplicável com instrumental sofisticado, pois necessita de medidas das flutuações instantâneas da propriedade atmosféricas, ou seja, equipamentos com alta sensibilidade de aquisição de dados em sistemas eletrônicos.

3.1.2 – Balço de Energia

A energia emitida pela sol por meio dos raios solares que atingem a superfície terrestre, ficam disponíveis para a realização dos processos físicos que ocorrem no sistema solo-planta-atmosfera, chamado de Saldo de Radiação (R_n). Uma parte da energia é utilizada para aquecer o ar na forma de fluxo de calor sensível (H), como também uma outra parte para a evaporação e transpiração na forma de fluxo de calor latente (LE) e ainda uma outra parte para aquecer o solo na forma de fluxo de calor no solo (G) como mostra a figura 07.

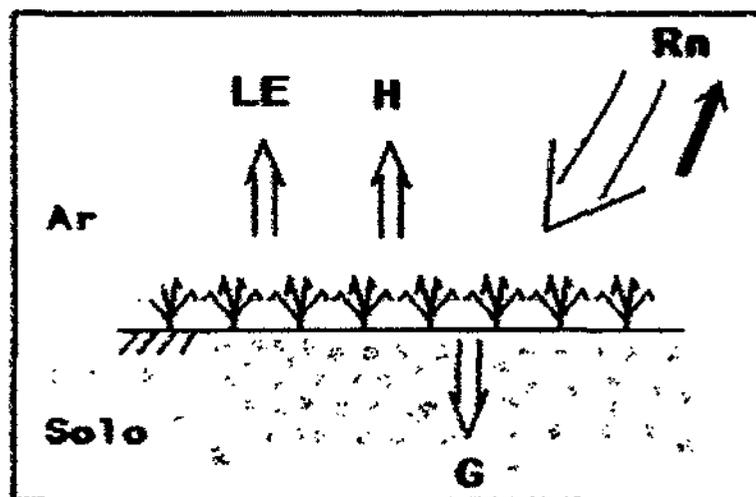


Figura 07: Balço de energia no sistema solo-planta-atmosfera.

Podemos determinar H usando o método de correlação dos turbilhões quando no caso a propriedade transportada ser o calor sensível, onde $F = H [J.m^{-2}.s]$ e $P' = \rho C_p T' [J.m^{-3}]$, resultando em

$$H = -\rho C_p \overline{w'T'} \quad (3.15)$$

Similarmente, no caso do calor latente, $F = LE [J.m^{-2}.s]$ e $P' = \rho \lambda q' [J.m^{-3}]$, ou seja

$$LE = -\rho \lambda \overline{w'q'} = -\rho \lambda (e - p) \overline{w'e'} \quad (3.16)$$

sendo: " C_p " o calor específico do ar à pressão constante ($\approx 1005 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); " T " é a temperatura; " λ " é o calor latente de evaporação ($\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$, para $T=20^\circ\text{C}$); " q " a umidade específica do ar ($q = \varepsilon e / p$); " ε " = 0,622 é a razão entre a massa molecular do vapor d'água ($\approx 18 \text{ g mol}^{-1}$) e a massa molecular do ar ($\approx 29 \text{ g mol}^{-1}$), " p " é a pressão atmosférica, e " e " é a pressão atual de vapor atmosférico.

Já R_n e G são determinados por medidas instrumentais, onde o fluxo de calor no solo é uma medida pontual escolhida a 10cm de profundidade e o saldo de radiação é determinado da seguinte forma:

$$R_n = B_{OC} - B_{OL} \quad (3.17)$$

onde: R_n é o Saldo de Radiação [W.m^{-2}]; B_{OC} é o balanço de ondas curtas [W.m^{-2}]; B_{OL} é o balanço de ondas longas [W.m^{-2}].

De acordo com LYRA et al (1996) há uma repartição dessa energia que é feito através da relação clássica baseada na conservação da energia:

$$R_n = H + LE + G + F - S \quad (3.18)$$

Para a equação (3.18) temos que " R_n " é o saldo de radiação [W.m^{-2}], " H " o fluxo de calor sensível [W.m^{-2}], " LE " o fluxo de calor latente [W.m^{-2}], " G " o fluxo de calor no solo [W.m^{-2}], " F " o fluxo de energia que entra no sistema "Fonte", " S " o fluxo de energia que sai do sistema "Sumidouro". Os termos " F " e " S " são assumidos como nulos e a equação acima se reduz a:

$$R_n = H + LE + G \quad (3.19)$$

3.2 – Área de Estudo

Os dados foram coletados durante o projeto LBA-EUSTACH'99 (Large Scale Biosphere-Atmosphere – European Studies on Trace Gases and Atmosphere Chemistry) instalado no mesmo sítio experimental do antigo projeto ABRACOS (Fazenda Nossa Senhora Aparecida) localizada a $10^\circ45'S$ e $62^\circ22'W$, a 293m acima do nível médio do mar. Situada

em área de floresta amazônica próximo ao município de Ouro Preto do Oeste/Rondônia (figura 08), cujo clima da região, tem como características temperaturas e umidades elevadas.

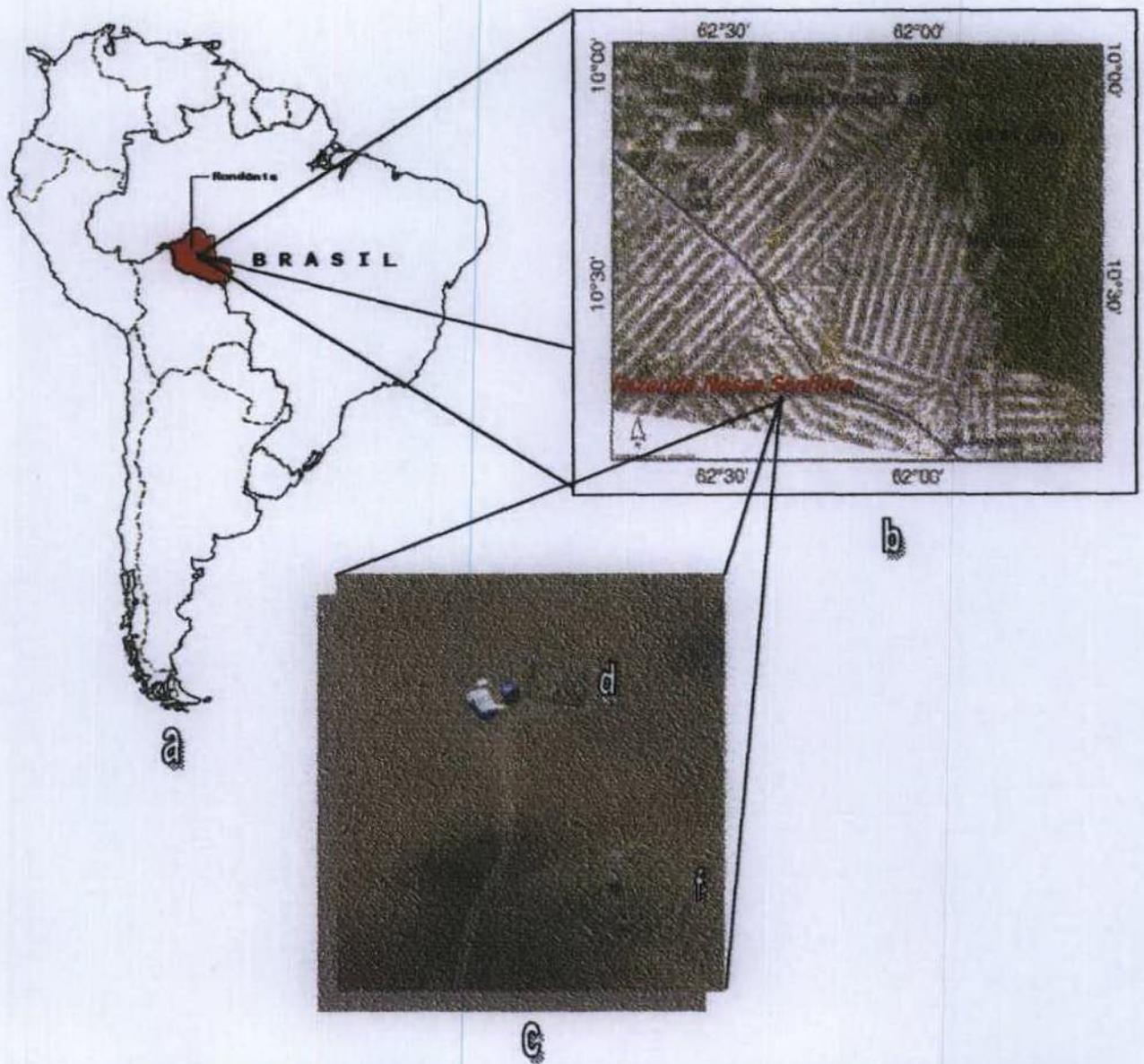


Figura 08: Localização da área de estudo, (a) localização do Estado de Rondônia no Brasil e na América do Sul, (b) Imagem de Satélite da região onde se localiza a Fazenda Nossa Senhora (FNS), (c) Imagem feita de um avião do LBA-EUSTACH'99 mostrando a pastagem (d) local de instalação do analisador de gás Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) e (e) do analisador de gás LICOR durante o LBA-EUSTACH'99.

Os equipamentos foram instalados em uma área de pastagem no período de 15 de abril à 21 de maio de 1999 com integração dos dados de um minuto. Para a região o período estudado é caracterizado como sendo de transição entre a estação chuvosa para a seca.

A floresta em Rondônia tem sido progressivamente desmatada durante os últimos 25 anos. A Fazenda Nossa Senhora (FNS) teve seu primeiro desmatamento utilizando fogo em 1977, e desde 1991 tem uma vegetação considerada homogênea e de um gramado perene (ANDREAE, 2002), ou seja, é uma fazenda destinada a criação bovina, apresentando uma vegetação de porte baixo (pastagem) sendo esta paisagem predominante não só na FNS como também nas suas proximidades.

3.3 – Fluxo e Concentração de CO₂

A medição foi feita em dois pontos distintos com altura iguais de 4,5 m e distantes um do outro aproximadamente 100 m. Para comparação das duas medidas de fluxos turbulentos e concentração de CO₂, realizadas pelos instrumentos LICOR e Tunable Diodo Laser Spectrometer (TDLS). O LICOR é um equipamento robusto e comercializado mundialmente, enquanto que o TDLS é mais complexo e desenvolvido para estudos científicos com alto índice de precisão.

As medidas de fluxo foram determinadas em $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, o que significa quantos micromol passa em uma área de 1 metro quadrado por 1segundo, para facilitar o entendimento da unidade podemos mostrar o que ela representa:

$\mu\text{mol CO}_2 = \text{micromol de dióxido de carbono} = 10^{-6} \text{ mol CO}_2$

$\text{mol CO}_2 = \text{mol de dióxido de carbono} = 44\text{g}$

$\text{mol O} = \text{mol de oxigênio} = 16\text{g} \rightarrow \text{O}_2 = 32\text{g}$

$\text{mol C} = \text{mol de carbono} = 12\text{g}$

Nós últimos dez anos foi desenvolvido um sistema de equipamentos micrometeorológicos (NOBRE et al., 2002) para mensurar as trocas totais de CO₂ na interface do ecossistema com a atmosfera livre, utilizando sensores tridimensionais de vento e analisadores de CO₂, de resposta rápida. Essa técnica (correlação de vórtices turbulentos ou “eddyflux correlation”) viabilizou medições contínuas e representativas de grandes superfícies.

3.4 - Instrumentação

3.4.1 – LICOR (modelo LI-6262, Lincoln, Nebraska, EUA)

Todos os analisadores de gás LICOR usam a não dispersão de radiação infravermelha (NDIR), ou seja, usa a absorção para medir as concentrações de dióxido de carbono (CO_2) e vapor d'água (H_2O). O LICOR utilizado foi o modelo LI-6262 (LICOR, Lincoln, Nebraska, EUA) (figura 09), fabricado e calibrado usando o "NIST-traceable" com uma faixa de medida entre 0-3000 ppmv para a concentração de CO_2 e funcionou a uma frequência efetiva de 5 Hz. As medidas de concentração de gases são fundamentados no princípio da diferença entre absorção de radiação infravermelha que passa através de duas células ópticas de detecção do gás. A célula de referência é usada para receber e mensurar o raio laser sem a influência de gases, enquanto a célula detectora da amostra é usada para medir a concentração desconhecida e depois comparada com a de referência. As direções dos raios são separados, atingindo dois detectores de ondas longas, sendo que o primeiro é um filtro que detecta o CO_2 numa banda de absorção de $\lambda = 4,26 \mu\text{m}$, enquanto o outro detecta o H_2O numa banda de absorção de $\lambda = 2,59 \mu\text{m}$. A radiação infravermelha é alternadamente transmitida em direção as células de referência e amostra, sendo dessa forma realizadas as medidas pela diferença proporcional na absorção entre as duas células. O LICOR apresenta um mostrador (display) com duas linhas contendo 16 caracteres cada, onde pode ser feita a leitura instantânea das variáveis. A temperatura virtual é calculada pelo tempo de propagação dos pulsos. A energia para a manutenção de todos os instrumentos foi fornecida por baterias de 12V, que eram permanentemente alimentadas por dez painéis solares SOLAREX (MSX60). Maiores detalhes foram apresentados por MONCRIEFF et al. (1997).



Figura 09: Foto ilustrativa do LICOR utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO_2 .

A presença de vapor d'água em qualquer amostra de ar ou célula de referência de amostras de gases, influencia na detecção pela absorção infravermelha do CO₂ em três situações: absorção direta de CO₂ na banda de absorção de interesse; diluição da amostra do gás e aumentando a pressão de CO₂ na banda de absorção. O referido instrumento possui recursos que elimina virtualmente o vapor d'água usando um rigoroso filtro óptico, que é aplicado antes dos raios atingirem as células detectoras e também se utiliza de um programa de correção de diluição, que é habilitado para remoção dos seus efeitos. Para compensar o alargamento da banda de absorção devido a uma grande concentração de CO₂ nas células detectoras, é usado um programa específico desenvolvido para o LICOR.

3.4.2 – Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS)

O TDLS tem como característica principal a alta sensibilidade na medida seletiva de gases em baixíssimas concentrações. Um dos constituintes do TDLS (figura 10) é uma fonte de Laser "Diode", que é resfriada por nitrogênio, já que a temperatura no seu interior varia entre 80 – 120 K. Antes de ser enviado até o interior da célula HERRIOT (HERRIOT, 1965), que tem a função de garantir a velocidade de troca dos gases através de uma série de reflexões utilizando vários espelhos, o raio laser passa por um ajuste no seu comprimento de onda. A amostra do gás é bombeada para o interior da célula de Herriot no intuito que através da absorção ótica do raio laser a concentração do gás seja mensurada. Ainda no interior da referida célula o raio laser sofre múltiplas reflexões afim de que haja um maior contato do raio laser com o gás (o referido raio percorre 18 m no interior da célula), até ser dividido em dois para serem enviados, em separado, para os detectores de referência e medida, mas antes passam por uma lente plano convexa, que recebeu um tratamento de dopagem a base de BaF₂ (Bário Fluorídrico) no sentido de concentrar os raios laser em o único ponto e atingirem os referidos detectores. Conectados eletronicamente a um Sistema de Calibração Interna (ICS), que é feito a partir de um gás padrão e um Sistema de Controle do Laser (ILCS), que consiste numa fonte de laser que é modulada usando uma montagem com sinal de alta frequência combinada em obstruir e liberar o laser (aproximadamente 100 MHz) usando um simples programa de detecção de tonalidade. Maiores detalhes podem ser obtidos em KORMANN (1997).

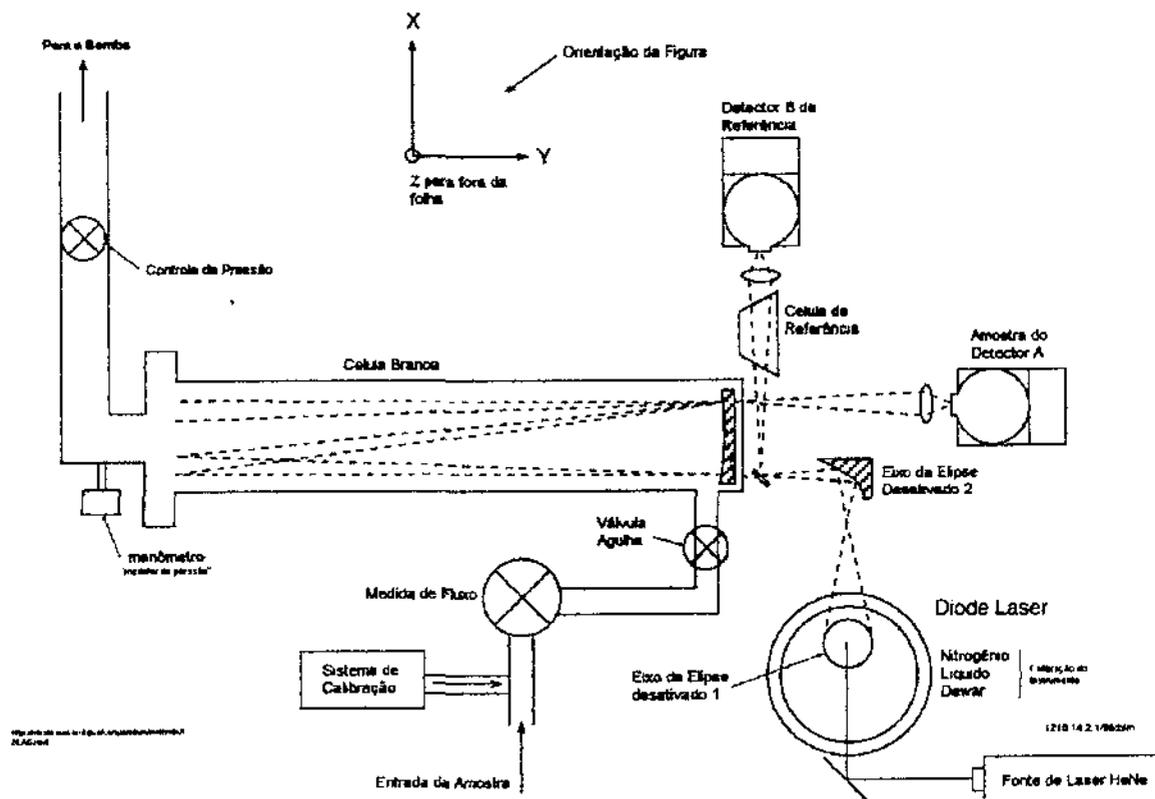


Figura 10: Instrumento utilizado para as medidas do fluxo e concentração de CO_2 , Tunable Diode Laser Spectrometer (TDLS) em detalhes.

3.4.3 – Estação Meteorológica Automática (EMA)

Foi montada uma estação meteorológica automática (EMA), onde fornece medidas a cada 30 minutos as quais foram armazenados em uma aquisição de dados (CR10, Campbell Scientific). A EMA foi constituída pelos seguintes instrumentos:

* PAR Sensor – instrumento utilizado Licor modelo LI-190SZ (Lincoln, Nebraska, USA). O sensor foi instalado a 10 m de altura do solo, com unidade em $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, onde foi convertido para $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ de acordo com PEARCY (1989) fazendo a seguinte relação:

$$1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} = 4,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} \quad (3.20)$$

* Psicrômetro aspirados – conjunto composto por um pequeno ventilador de sucção e dois termômetros de resistência de platina sendo, um seco e outro molhado, desenvolvido pelo Instituto de Hidrologia (IH, Wallingford, UK), instalado a 4,5 m de altura do solo, com precisão de $\pm 0,1^\circ\text{C}$.

* Solarímetro – tipo CM-5 Kipp & Zonen (Delft, Netherlands) para medir radiação solar global (direta + difusa). As medidas da energia solar são feitas entre 0,3 e $3,0\mu\text{m}$, e com precisão de $\pm 1\%$, instalado a 6 m de altura do solo.

* Radiômetro líquido – tipo Q6 (REBS, Seattle, USA), constituído de uma micropilha diferencial com face dupla, sensível a todos os comprimentos de onda, e protegido das intempéries por um invólucro de polietileno, instalado a 6 m de altura do solo.

* Pluviômetro de balança – A precipitação foi coletada por um pluviômetro de báscula tipo DRG3 (Didcot Instruments Co Ltd, Abingdon, UK) constituído de um cilindro de aço inoxidável, com 200mm de diâmetro. Especificações técnicas indica uma resolução de leitura de 0,1 - 0,2mm.

* Anemômetro Horizontal – de concha metálica de desenho simples e robusto, fornecendo medidas de velocidade horizontal do vento (em $m.s^{-1}$), medidas de direção do vento indicado em graus (a partir do norte e no sentido horário), fabricado pela Didcot Instruments (Abingdon, UK), instalados a 10 m de altura do solo.

* Anemômetro sônico tridimensional – modelo Solent (Gill instruments, Lymington, Reino Unido), tem como características medidas instantâneas da velocidade e direção tridimensional do vento (flutuações), onde se utiliza da emissão e recepção do som, instalado a 4,5 m de altura do solo.

* Placas de fluxo de calor no solo – modelo 610 (Thorntwaite, Elmer, New Jersey, USA), instalados a profundidade de 10 cm, fornecendo medidas de fluxo de calor no solo em $W.m^{-2}$.

3.5 – Tratamento e Análise dos Dados

Com registro médio a cada minuto das medidas dos fluxos e concentrações de CO_2 e vapor d'água (H_2O), foi gerado um grande volume de dados sendo necessário fazer médias de 30 minutos para facilitar as análises, comparações e associações com variáveis meteorológicas. Os recursos computacionais utilizados foram os seguintes programas: DELPHI 6, Excel 2000, Oringin 6.0, Visual Basic. Para um maior entendimento das interações no sistema solo-planta-atmosfera e das influências que as variáveis meteorológicas exerciam sobre o fluxo e concentração de CO_2 , foi necessário analisar dia a dia os fluxos de calor sensível, latente, no solo, saldo de radiação, fluxo de CO_2 e concentração de CO_2 , precipitação, radiação fotossinteticamente ativa, velocidade e estudo das frequências da direção do vento, temperatura do ar e solo e umidade relativa.

O fluxo de CO_2 , como também os fluxos de calor sensível e latente foram medidos utilizando dispositivos eletrônicos que analisam a correlação dos vórtices (que transportam CO_2 , temperatura do ar e umidade específica) em conjunto com a velocidade vertical instantânea do vento determinada pelo anemômetro sônico tridimensional.

Para os dados de fluxo de CO₂, foi convencionado para o fluxo com sinal negativo, expressa que está ocorrendo consumo e sinal positivo representa que houve emissão de CO₂. Para consistência e confiabilidade dos dados de concentração de CO₂ foram considerados dados ruins, quando o desvio padrão do instrumento estava acima de 60. Então, de acordo, com a revisão de literatura, para concentrações maiores que 1000 ppmv e menores de 200 ppmv foram descartados por serem considerados dados ruins.

Com os dados obtidos nos dois pontos de medidas de fluxo e concentração de CO₂, foram feitas comparações entre as medidas utilizando regressões lineares com base nas duas séries distintas de dados, uma com instrumentação montada para o analisador de gás LICOR e outra para o TDLS. Foi admitido como ponto inicial para as comparações o fato do instrumento LICOR ser mundialmente utilizado e comercializado, no qual se trata de um instrumento testado e aprovado quanto a sua robustez e por isso apresenta uma consistência considerável em suas medidas. Mas, em contrapartida, o TDLS é um instrumento científico onde é levado em consideração a alta precisão em suas medidas, instrumentos como esse necessitam de uma maior atenção na sua manutenção. Com base nas comparações, será possível determinar se o instrumento LICOR está superestimando ou subestimado seus valores em comparação com o TDLS, o que pode nos revelar quanto a necessidade de uma maior atenção com seus valores medidos ou ainda se em casos extremos, por exemplo em alto índices de umidade relativa do ar, possa prejudicar suas medidas.

4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Concentração de CO₂

A região da Amazônia já não é considerada uma floresta em crescimento, o que significa que a capacidade de aumentar o consumo CO₂ está diminuindo com o passar dos anos, e muitas vezes o consumo de CO₂ pela floresta é controlado pela disponibilidade de água para o sistema conforme possuam os anos maiores ou menores índices de precipitação. A queima e/ou decomposição de biomassa oriunda do desmatamento é o principal responsável pelo aumento da concentração de CO₂ sobre a região, já que Rondônia é apontado como um dos Estados com maior número de focos de incêndio do Brasil, perdendo apenas para Mato Grosso, o que foi comprovado num estudo realizado por OLIVEIRA & FISCH (2000).

4.1.1 – Ciclo horário da concentração de CO₂

Com os valores de concentração de CO₂ medidos pelos instrumentos TDLS e LICOR foi possível obter o ciclos médios horários da concentração de CO₂ com os respectivos desvios padrão para cada hora. As máximas diferenças detectadas na concentração média ocorreram às 05:00 horas com 76,15 ppmv (<<TDLS>> – <<LICOR>>), quando o desvio padrão foi de 141,03 para as medidas do TDLS e 70,59 ppmv para as medidas do LICOR. Com base na figura 11 pode-se deduzir que os valores médios horários medidos pelo TDLS são sempre superiores aos medidos pelo LICOR, em especial durante o período noturno (18:00 – 06:00 horas), no qual foi obtido um máximo na diferença de 76,15 ppmv ocorrido às 05:00 horas e mínimo de 30,44 ppmv às 23:00 horas. A média do período noturno foi de 51,17 ppmv, sendo possível ressaltar que neste período houve uma maior variação nas medidas dos dois instrumentos, uma maior umidade do ar e liberação de CO₂ pelas plantas. Já durante o período diurno (06:00 – 18:00 horas) as diferenças foram menores com exceção do início da manhã, no qual houve um máximo de 65,89 ppmv às 06:00 horas e mínimo de 15,74

ppmv às 09:00 horas, com uma média de 23,06 ppmv. As medidas dos instrumentos LICOR e TDLS se aproximam quando há presença da radiação solar, consumo de CO₂ pelas plantas (fotossíntese), diminuição da umidade do ar, aumento da temperatura do ar e turbulência.

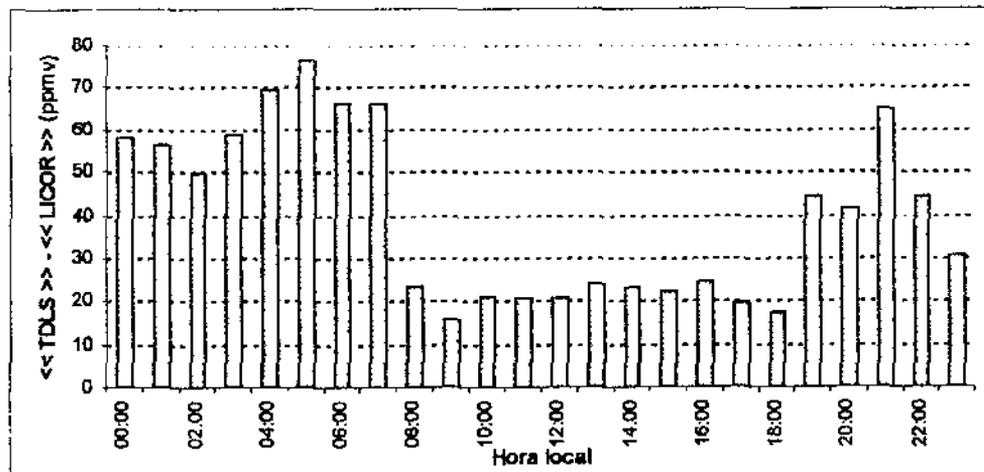


Figura 11: Ciclo horário da diferença das medidas médias do TDLS e LICOR, para todo período experimental.

O ciclo médio horário da concentração de CO₂ medido pelo TDLS (figura 12), mostra que o máximo valor médio horário foi de 532,68 ppmv às 02:00 horas, com desvio padrão de 106,00 ppmv, enquanto que o valor mínimo foi de 367,45 ppmv e desvio padrão de 7,50 ppmv ocorrido às 15:00 horas, acarretando uma amplitude de 165,23 ppmv. Valores semelhantes também foram encontrados por COSTA (2000) ao estudar concentração de CO₂ em uma área florestada e, comparando período seco com chuvoso, obteve um máximo de 418 ppmv às 07:00 horas e um mínimo de 363 ppmv às 12:00 horas, com amplitude de 55 ppmv, para o período seco, já para o período chuvoso as concentrações máximas e mínimas diminuíram para 394 ppmv e 351 ppmv respectivamente, com diferença entre os extremos de 43 ppmv. SANTOS (1999) encontrou para a mesma área florestada, a concentração máxima de 470 ppmv e mínima de 360 ppmv, o que mostra uma amplitude de 110 ppmv. Já GRACE et al., (1996) observaram valores variando entre o máximo de 453 ppmv e o mínimo de 357 ppmv, com amplitude de 96 ppmv. O que mostra que os valores de concentração de CO₂ medidos sobre áreas de pastagens se aproximam dos medidos em áreas florestadas.

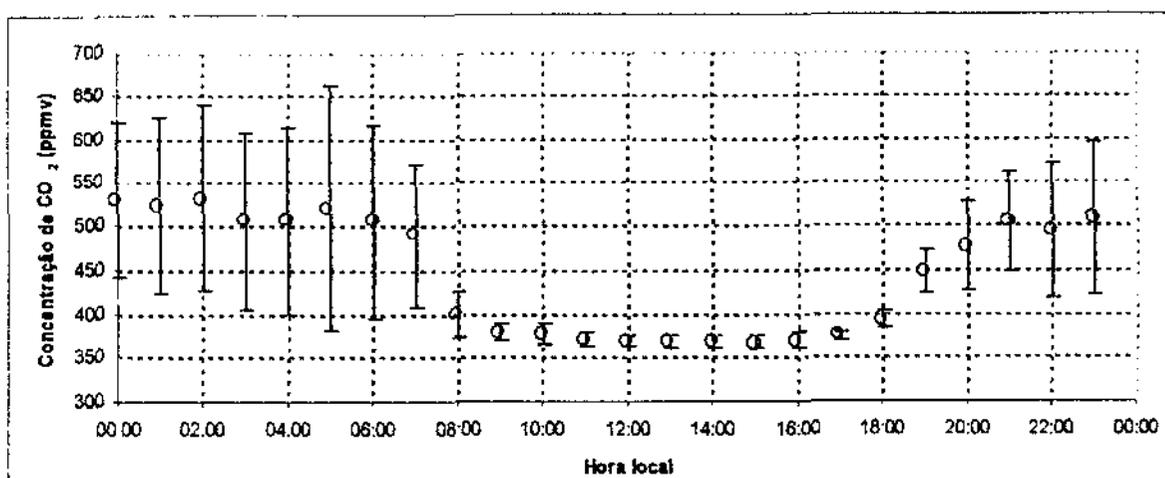


Figura 12: Ciclo médio horário da concentração de CO₂, das medidas do TDLS com os respectivos desvios padrão.

Valores semelhantes foram encontrados nas medidas realizadas pelo instrumento LICOR quando é comparado o ciclo médio horário da concentração de CO₂ (figura 13). A figura 13 mostra ainda que o valor máximo da média das concentrações de CO₂ ocorreu às 02:00 horas com 483,02 ppmv e desvio padrão de 89,86 ppmv, enquanto o mínimo foi às 14:00 horas com 344,85 ppmv e desvio padrão de 9,31 ppmv, sendo a diferença entre os extremos de 138,17 ppmv. Assim pode-se deduzir que para traçar o perfil diário da concentração de CO₂ os dois instrumentos são bastante parecidos para altos valores, existindo pequenas diferenças para os valores mínimos em que as medidas do TDLS foram maiores, diferenças que podem ser rejeitadas ao estudar o ciclo horário da concentração de CO₂ em conjunto com os desvios padrão. Por exemplo, às 23:00 horas a concentração média de CO₂ medida pelo TDLS foi de 508,03 ppmv com desvio de 86,09 ppmv, comparado a concentração média de CO₂ medida pelo LICOR, para a mesma hora foi de 477,59 ppmv com desvio padrão de 84,59 ppmv. Como o desvio padrão representa a variação possível das medidas em torno da média, logo é possível afirmar que os dois instrumentos estão fazendo medidas entre os intervalos das variações estipuladas pelos desvios padrão (faixa para TDLS, média + desvio padrão (DP) = 594,12 ppmv, média - DP = 421,94 ppmv; faixa para LICOR, média + DP = 562,18 ppmv e média - DP = 393,00 ppmv).

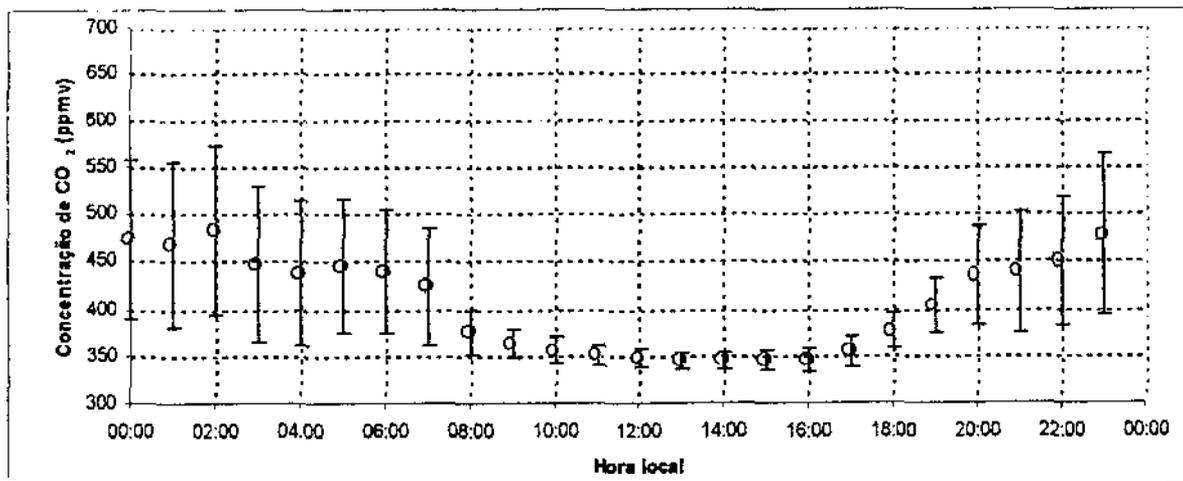


Figura 13: Ciclo médio horário da concentração de CO₂, das medidas do LICOR com os respectivos desvios padrão.

4.1.2 – Relação entre as concentrações de dióxido de carbono (CO₂) e vapor d'água (H₂O)

De acordo com a figura 14, não há nenhuma relação entre os máximos e mínimos valores de concentrações de CO₂ e H₂O, isso acontece pelo fato da concentração de vapor de H₂O apresentar uma distribuição horária quase constante, não tendo grandes variações entre os períodos diurno e noturno, o que é bem diferente quando comparado a distribuição da concentração de CO₂, onde é bem definido uma maior concentração durante o período noturno em comparação com o diurno.

O fato da concentração de vapor de H₂O ser constante nos períodos diurno e noturno pode estar possivelmente relacionado a dois fatores: a) contribuição da evapotranspiração durante o período diurno; b) contribuição do resfriamento atmosférico durante o período noturno com conseqüente aumento da umidade relativa, como também pela liberação de H₂O em decorrência da respiração das plantas.

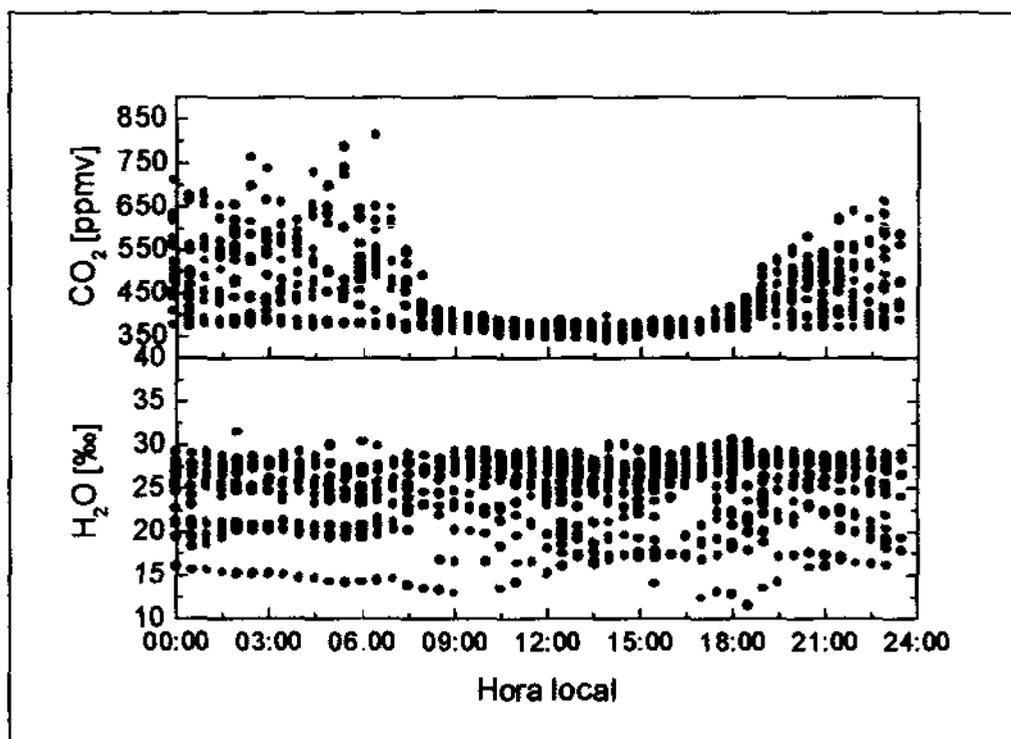


Figura 14: Ciclo horário da distribuição dos dados das concentrações de CO_2 e H_2O .

Os maiores valores de concentração de vapor d'água ocorreram às 09:30 horas com média de 26,6 ‰ e os menores aconteceram às 05:30 horas com 23,2‰ (figura 15), indicando uma amplitude de apenas 3,4‰. Houve um crescimento acentuado de 06:00 às 10:00 horas chegando a um máximo e estabilizando posteriormente numa média aproximada de 25‰, o que pode ser explicado pela evapotranspiração que ocorre após o nascer do sol disponibilizando uma maior quantidade de H_2O para a atmosfera. Existiu também uma forte queda na concentração de H_2O depois de atingido outro pico máximo de 26,3‰ entre 20:00 e 01:00 horas, quando seu valor se reduz para 23,9‰. Logo depois fica estabilizado em aproximadamente 24‰, o que pode estar associados ao fato de que esse período possivelmente apresenta uma queda na temperatura do ar, aproximando da temperatura do ponto de orvalho, o que acarreta em condensação e uma maior densidade do ar e, por consequência ocorre um aumento na concentração de H_2O próximo ao solo, ou seja, as maiores concentrações ficam confinadas abaixo ou próximas do ponto de medida, que está a uma altura de 4,5m do solo. A amplitude máxima da concentração de H_2O foi de 2,7‰, o que expressa uma baixa variação, quando comparado a amplitude da concentração de CO_2 , pelo motivo de que na atmosfera a presença do H_2O ocorre em abundância, já que durante todo o dia há liberação de H_2O para a atmosfera através da evapotranspiração.

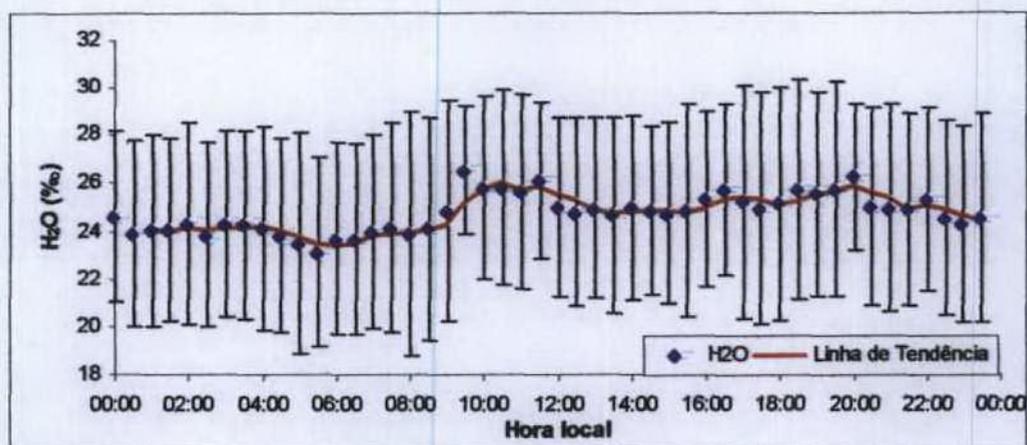


Figura 15: Ciclo médio horário da concentração de vapor de H₂O com os respectivos desvios padrão e linha de tendência.

4.1.3 – Relação entre as variáveis meteorológicas e concentração de CO₂

4.1.3.1 – Velocidade e Direção do Vento

O regime da velocidade do vento para a região em estudo seguiu um ciclo médio horário conhecido pela comunidade científica. No período diurno apresenta valores máximos médios de $2,49 \text{ m.s}^{-1}$ às 10:00 horas, enquanto para o período noturno apresenta valores mínimos em média de $0,56 \text{ m.s}^{-1}$ às 19:00 horas, como mostra a figura 16. Isso significa afirmar que o ciclo horário médio da velocidade do vento é regido pela presença (período diurno) ou ausência (período noturno) da insolação solar.

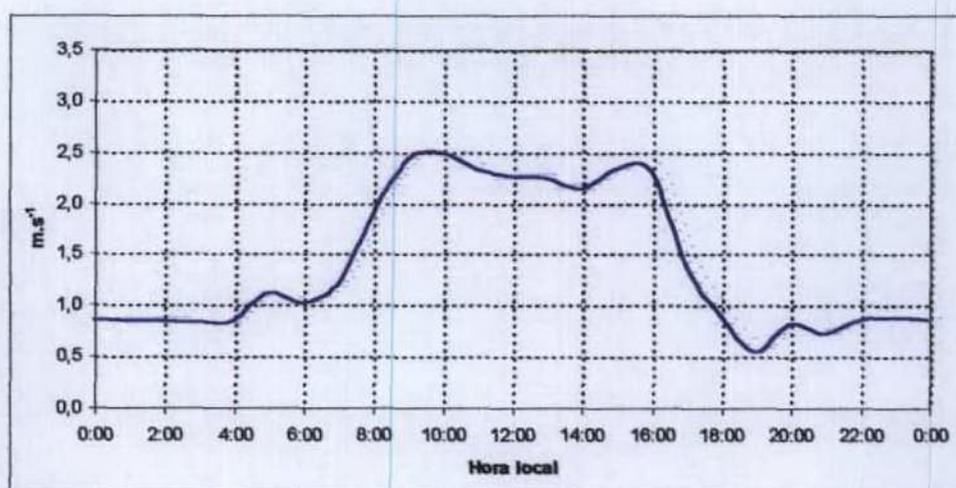


Figura 16: Ciclo médio horário da velocidade do vento para o período experimental.

A associação feita entre os valores médios da velocidade e direção do vento (figura 17), mostrou resultados óbvios como velocidades menores durante o período noturno (aproximadamente de $1,2 \text{ m.s}^{-1}$) apresentando ventos mais fortes de até $1,7 \text{ m.s}^{-1}$, quando oriundos de direções entre $180 - 220^\circ$ (sul). No período diurno as velocidades do vento são máximas quando a direção do vento está compreendida entre $350 - 190^\circ$ (norte, nordeste, leste, sudeste e sul) com velocidade do vento de aproximadamente 3 m/s , ou seja, quando o vento sopra dessas direções citadas há uma maior possibilidade do ponto de medida sofrer interferência de alguma região próxima, podendo até em alguns casos assumir as características atmosféricas de outras regiões. O fato dos valores diurnos serem maiores, pode ser explicado pela maior turbulência atmosférica próximo a superfície por causa do aquecimento da energia solar, o que por fatores termodinâmicos provocam fortes movimentos horizontais e verticais no vento.

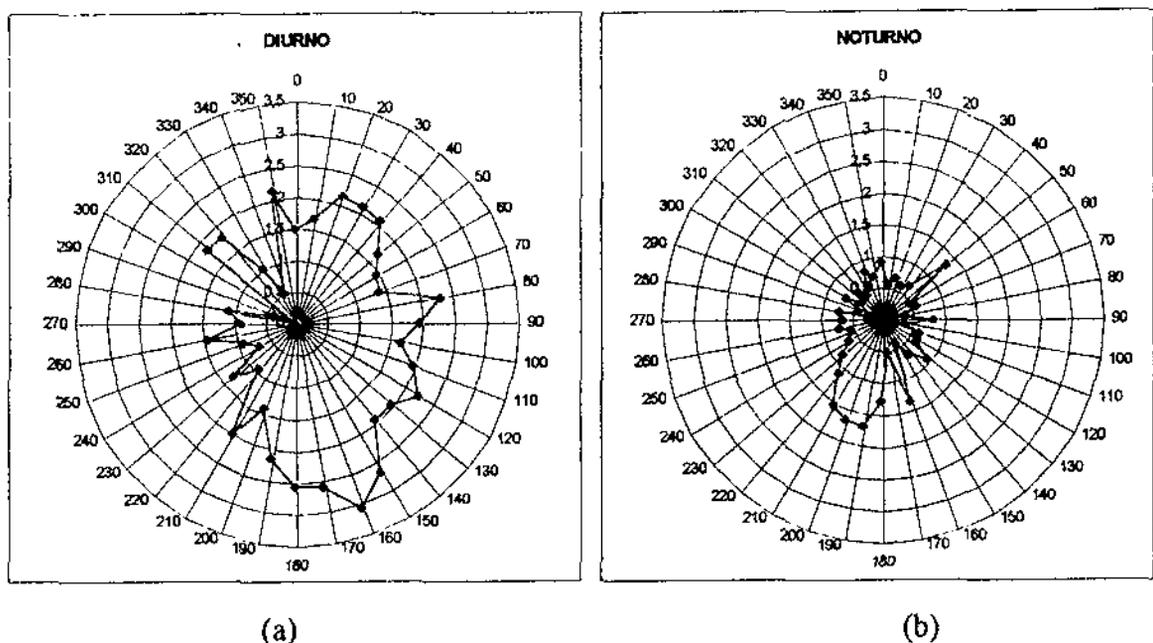


Figura 17: Velocidade média do vento (m.s^{-1}) relacionado com a direção do vento ($^\circ$), para o período (a) diurno e (b) noturno.

É de conhecimento geral que a dispersão de poluentes está relacionado com maiores velocidades do vento, o que não poderia ser diferente, quando estuda-se a concentração de CO_2 . Na figura 18 é mostrada claramente que as altas concentrações de CO_2 estão associadas às menores velocidades do vento. Tanto que para velocidades abaixo de $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ tem-se um intervalo de concentrações entre $350 - 800 \text{ ppmv}$, enquanto que para valores acima de $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, tem-se concentrações mais baixas entre $350 - 400 \text{ ppmv}$ de intervalo.

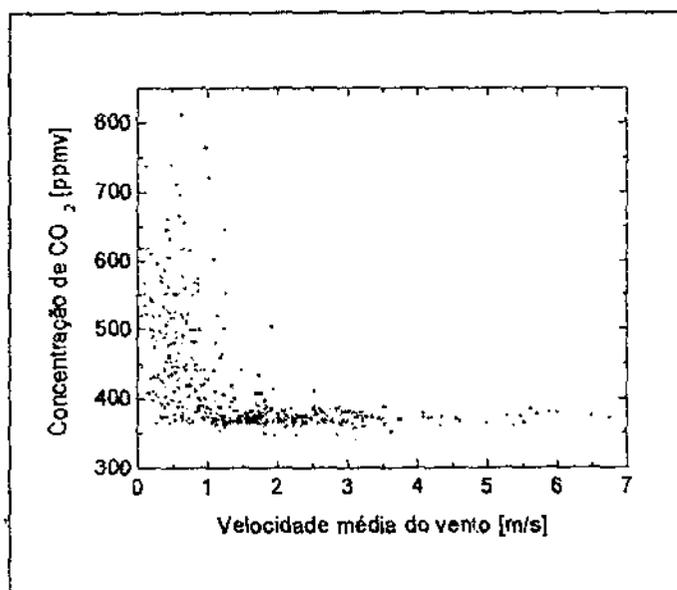


Figura 18: Concentração de CO_2 em função da velocidade do vento.

A distribuição percentual da direção do vento mostra uma predominância de norte com 4% e de sul/sudeste em torno de 6% para todo o período estudado, como é mostrado na figura 19, onde pode-se deduzir que fontes poluidoras de CO_2 nesta duas direções predominantes em relação ao ponto de medida, podem influenciar nas medidas de fluxo e concentração de CO_2 . Em grande escala existe a possibilidade da região sofrer influência do Estado do Amazonas quando os ventos sopram de norte, Estado que apresenta uma grande área florestada e não é marcado pelo alto índice de queimadas. Já quando os ventos são oriundos de sul/suldeste existe a possibilidade de sofrer a influência da Bolívia, que está situada a sul e, a influência dos Estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, que estão situados a sudeste do Estado de Rondônia. Os dois últimos Estados brasileiros citados são marcados por fazerem parte do chamado Arco do Desflorestamento, apresentando altos índices de queimadas. Ao estudar as linha de corrente a uma altura de aproximadamente 2000 m, foi constatado que para o Brasil os regime de ventos apresenta um ramo descendente de norte para o sul passando por Rondônia e chegando a atingir as regiões sudeste e sul, no qual pode ser explicado pelo fato dessa região apresentar uma forte influência da alta da Bolívia, Cordilheiras dos Andes e frentes frias (ANDREAE et al., 1986).

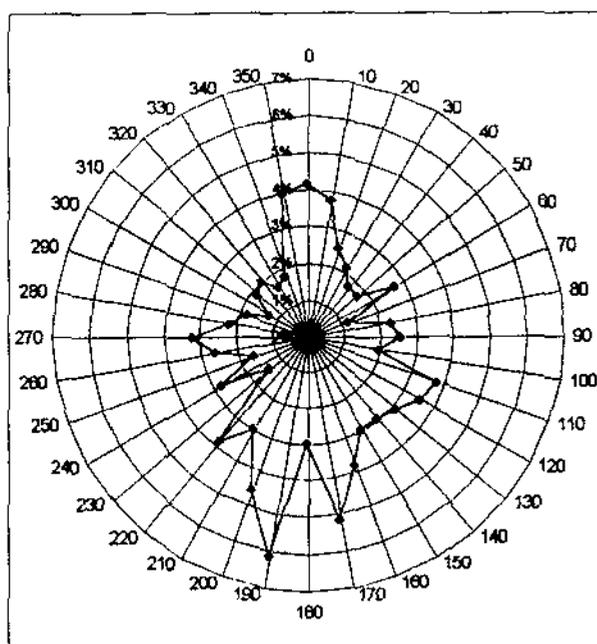


Figura 19: Distribuição percentual da direção do vento ($^{\circ}$), para todo o período de levantamento dos dados.

Com base na figura 20 (a) pode-se afirmar que os maiores valores percentuais de direção do vento são oriundos de sudeste, com máximo de 8% na direção 170° . Como por exemplo, podemos citar uma possível queimada que esteja localizada a sudeste do ponto de medição, onde a queima de biomassa libera uma grande quantidade de CO_2 para a atmosfera e tendo para o período diurno na direção sudeste uma velocidade do vento de aproximadamente 3 m.s^{-1} (ver figura 17), logo tem-se como consequência uma grande possibilidade de que a queimada faça aumentar os valores da concentração de CO_2 .

Já na figura 20 (b), onde é mostrado a distribuição percentual da direção do vento para o período noturno, apresenta resultados de uma maior predominância dos ventos soprando das direções norte, oeste e sul, o que mostra que o vento muda totalmente de direção durante a noite. Exemplificando de forma parecida ao período diurno, pode-se argumentar que deve-se tomar cuidado quanto a análise regional da concentração de CO_2 , pois com base na direção e velocidade do vento, existe a possibilidade dos resultados serem mascarados, quando tem-se queimadas nas regiões localizadas nas direções sul, oeste e norte do ponto de medição.

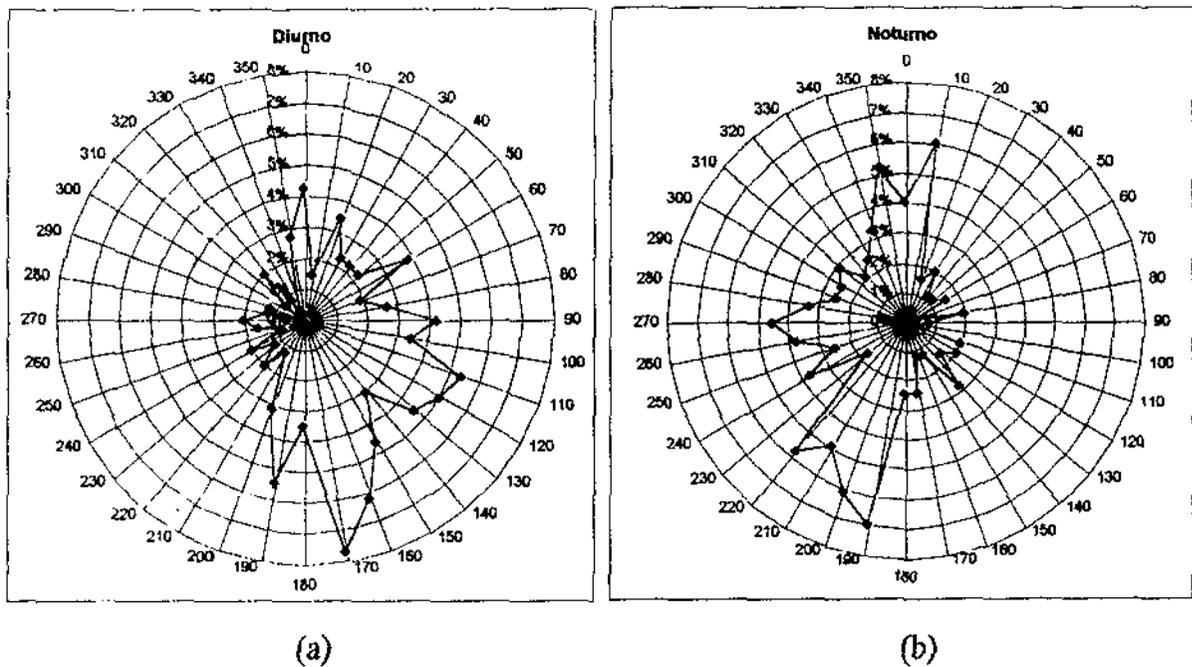


Figura 20: Distribuição percentual da direção do vento ($^{\circ}$), (a) período diurno entre 06:00 – 18:00 horas e (b) período noturno entre 18:00 – 06:00 horas.

Estudando em conjunto os períodos diurno e noturno, pode-se notar uma variação lenta na direção do vento, pois para o período diurno o vento inicialmente sopra com uma maior porcentagem da direção leste e depois varia até chegar a direção sul no final da tarde. Já para o período noturno, ocorre com uma maior frequência ventos soprando da direção sul no início da noite, tendo uma maior variação em comparação com o período diurno, variando de sul para oeste de madrugada e depois de oeste para norte no início da manhã.

A figura 21 (a) mostra que as concentrações médias para todas as direções estiveram sempre em torno da média diurna das concentrações (385,86 ppmv). Quando os ventos sopram das direções 220° (sudoeste) e 290° (oeste/noroeste) apresentaram maiores concentrações médias observadas de 438,62 e 431,71 ppmv respectivamente, superando a média geral das concentrações para todo o período experimental, que foi de 431,36 ppmv. Isso não é padrão para o período diurno, mostrando que a região situada nesta direção é uma grande fonte de CO_2 . Enquanto isso, para a direção 300° , não foi registrada a ocorrência de ventos, já as outras direções, obtiveram valores próximos da média geral.

Já durante o período noturno mostrado na figura 21 (b), foi possível obter os seguintes resultados: (a) exceto para o intervalo de direções entre $180 - 200^{\circ}$, o restante das direções apresentaram valores da concentração acima da média geral das concentrações, que foi de 431,36 ppmv; (b) os intervalos entre $250 - 360^{\circ}$ e $0 - 20^{\circ}$ (\pm noroeste), estiveram sempre

acima não só da média geral, como também da média noturna das concentrações de CO_2 (482,25 ppmv). Destaca-se os resultados da concentração de CO_2 , quando o vento sopra de 70° , onde a concentração é máxima com 622,12 ppmv, representando 44,24 % acima da média geral e 29,02 % acima da média noturna da concentração de CO_2 , como também destaca-se as direções entre $190 - 200^\circ$ (sul), onde as concentrações são mínimas com aproximadamente 405 ppmv, o que representa 6,11 % abaixo da média geral e 16,02 % abaixo da média noturna.

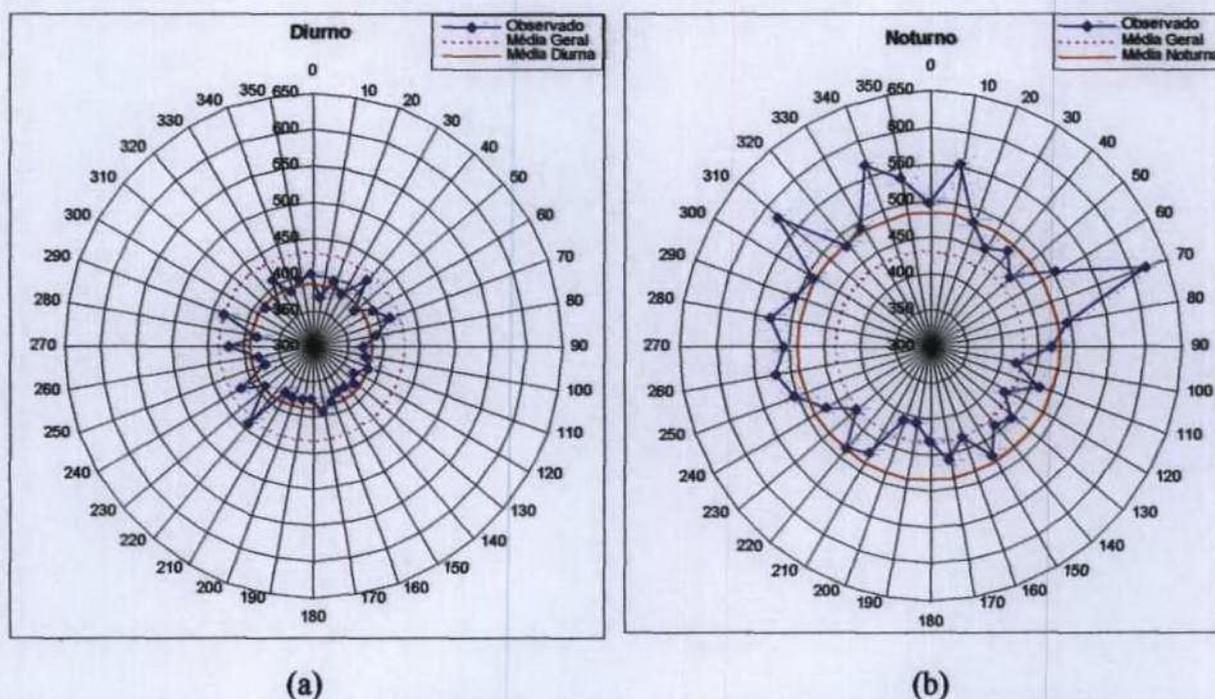


Figura 21: Comparações entre a média geral experimental (média geral), média do período (média diurna ou média noturna) e as médias observadas de concentrações de CO_2 (ppmv) em função da direção do vento ($^\circ$), no período diurno (a) e noturno (b).

4.1.3.2 – Umidade Relativa do Ar (UR)

Na figura 22 podemos notar que durante o período diurno os valores de umidade relativa do ar e concentração de CO_2 são mínimos, em torno de 77,83% e 393,55 ppmv respectivamente. Da mesma forma também foi apresentada uma ótima relação durante o período noturno, onde os valores foram máximos tanto para umidade relativa do ar como também para a concentração de CO_2 , em torno de 94,29% e 492,52 ppmv respectivamente. Esta semelhança ocorre porque o aumento da concentração de CO_2 esta associado com ausência de insolação solar, diminuição nos processos fotossintéticos

realizados pelas plantas e da temperatura do ar, como consequência há aumento da densidade do ar, o que é característico de uma maior estabilidade atmosférica, pois ocorrem poucos movimentos verticais do vento predominando os movimentos horizontais, acarretando uma camada limite noturna mais baixa do que a camada limite diurna (MEIR et al., 1996). A persistência de altas concentrações de CO_2 próximo ao solo sugere turbulência muito fraca e ausência de mistura com o ar mais acima, sendo uma fonte relativamente muito forte próximo ao solo (KRUIJT et al., 1996). FISCH et al. (1996) estudaram a mesma área de pastagem, onde mostraram que durante o período seco a altura da camada mistura (aproximadamente 1600m) é maior quando comparado a altura da camada mistura durante o período chuvoso (aproximadamente 900m), o que leva a inferir que a concentração de CO_2 tende a ficar confinada na presença de altos valores da umidade do ar. Análise parecida foi feita por SANTOS (1999), onde obteve resultados parecidos ao relacionar umidade do ar e concentração de CO_2 , onde foi afirmado que essa relação ocorre devido a decomposição de biomassa presente na superfície, no qual é liberado para a atmosfera não só o CO_2 como também vapor d'água. Outra possibilidade seria o aumento das reações químicas proporcionado pelo aumento do vapor d'água.

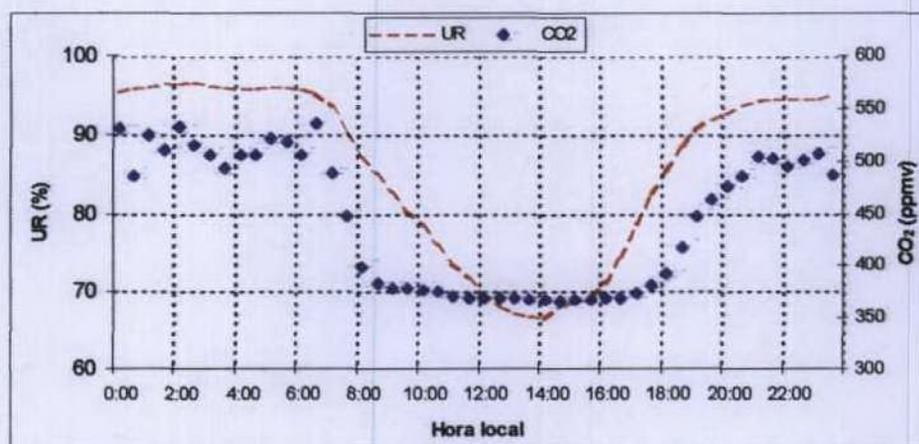


Figura 22: Ciclos médios horário da Umidade Relativa (UR) e Concentração de CO_2 (CO_2) para o período experimental.

Observa-se através da figura 23, que os altos valores da concentração de CO_2 estão intrinsecamente relacionados com os alto valores de umidade relativa, no qual pode-se visualizar que concentrações entre 600 – 800 ppmv estão relacionados com valores de umidade relativa entre 90 – 100 %, o que representa uma relação entre os dois intervalos de 100 %, ou seja, todos os pontos estão compreendidos entre os dois intervalos. Já as

concentrações entre 300 – 400 ppmv estão relacionados com umidade relativa entre 50 – 90%, o que na região em estudo é bem característico do período diurno, onde apenas 66,22% representa essa relação entre os intervalos. Apesar de ficar bem correlacionada visualmente a relação acima, mas o coeficiente de determinação foi relativamente baixo ($R^2 = 0,39$) e também o coeficiente de correlação ($r = 0,63$), o que mostra que a concentração de CO_2 e a UR não apresenta uma correlação linear e tendo uma grande dispersão dos pontos comparados a reta de regressão.

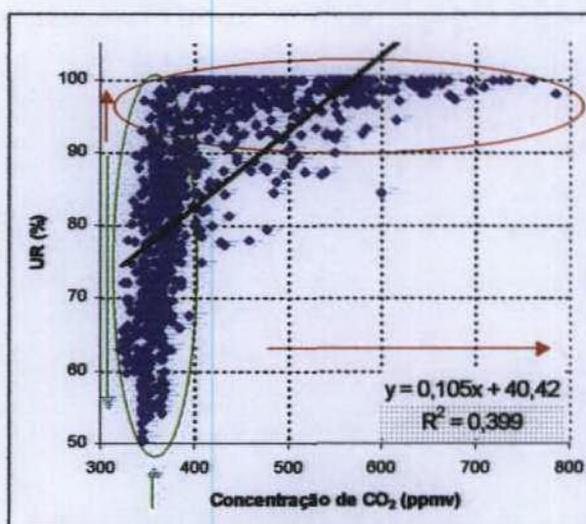
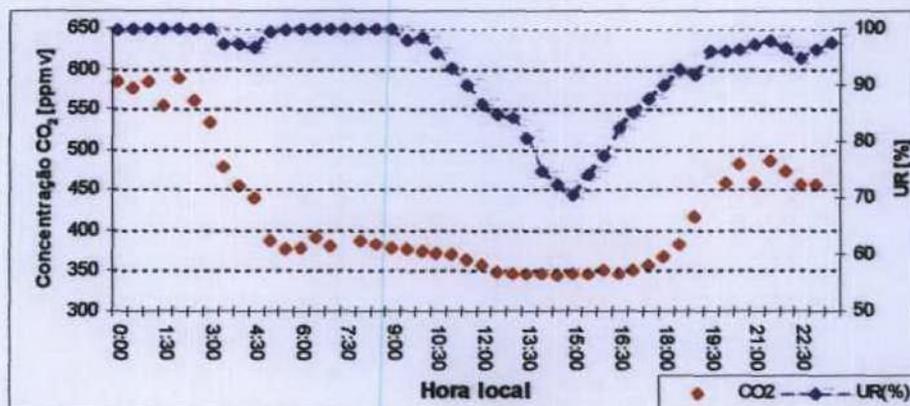


Figura 23: Relação entre umidade relativa do ar e a concentração de CO_2 .

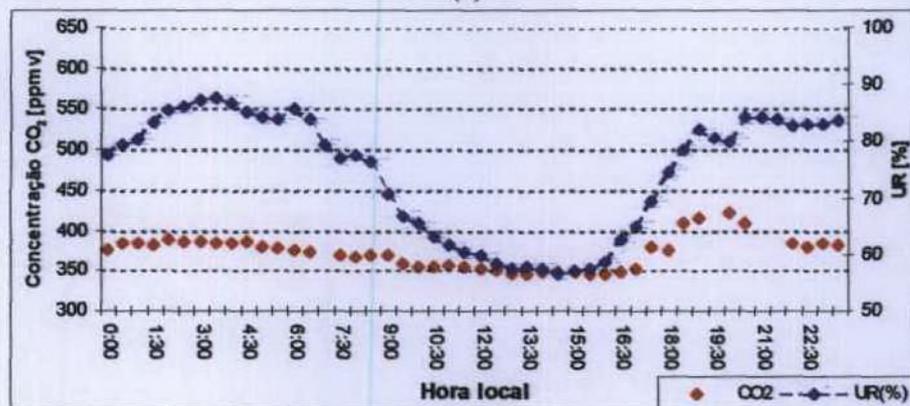
De acordo com o item 2.5, apresentado na revisão bibliográfica, termodinamicamente essa relação pode ser explicado quando analisa-se a densidade do ar. Quando ocorrem maiores valores de umidade relativa do ar, podemos concluir que há uma maior quantidade de vapor d'água em suspensão na atmosfera e, conseqüentemente mais densa fazendo com que os poluentes atmosféricos fiquem mais próximos ao ponto de medida que está a 4,5 m de altura do solo (condições características do período noturno). Já a situação contrária, em que os valores de umidade relativa são menores, levando à inferir que na atmosfera há menos vapor d'água e, conseqüentemente ficando menos densa, o que ocasiona uma maior dispersão da concentração de CO_2 , pois a atmosfera sofre uma maior influência dos ventos horizontais e verticais (condições características do período diurno).

A relação entre a concentração de CO_2 e a umidade relativa do ar, para dois dias em condições distintas: a) altos valores de umidade relativa do ar, dia 14/05/99 e b) com baixos valores da umidade relativa do ar, dia 20/05/99. Observa-se na figura 24 (a) que os altos valores de umidade relativa no dia 14/05/99 entre o período de 00:00 – 10:00 horas e depois

de 19:00 – 00:00 horas em consequência da forte precipitação, ocasiona em alto índice de nebulosidade e ausência de insolação solar (precipitação pluviométrica de 39,2 mm registrada para o dia 14/05/99). Devido ao alto valor médio da umidade relativa do ar para o dia 14/05/99 (90%) e em comparação com o dia 20/05/99 com apenas 70% (figura 24 (b)), a média da concentração de CO_2 para o dia 14/05/99 foi mais elevada (450 ppmv), quando comparadas com o dia 20/05/99 (350 ppmv). Esta relação também foi evidenciada no estudo realizado por SANTOS (1999).



(a)



(b)

Figura 24: Variação média horária da concentração de CO_2 e umidade relativa do ar (UR), (a) para o dia 14/05/99, com chuva e (b) para o dia 20/05/99, sem chuva.

4.1.3.3 – Precipitação Pluviométrica

A precipitação é elemento primordial para uma classificação climática de uma determinada região, pois altera as características da atmosfera influenciando nas variáveis meteorológicas e ainda no fluxo e concentração de CO_2 . Rondônia é marcada por apresentar fortes movimentos convectivos, que na maioria das vezes são responsáveis por chuvas muito

fortes e de poucas horas ou até mesmo minutos de duração, (SILVA-DIAS & REGNIER, 1996). A duração máxima da precipitação observada foi de 3 horas e a mínima de 30 minutos, além disso o período estudado (figura 25) apresentou uma grande irregularidade em se tratando de dias com chuvas, podendo ser explicado pelo fato de se considerar um período de transição entre a estação chuvosa para a seca, conforme apresentado no item 2.4 do capítulo referente à revisão bibliográfica.

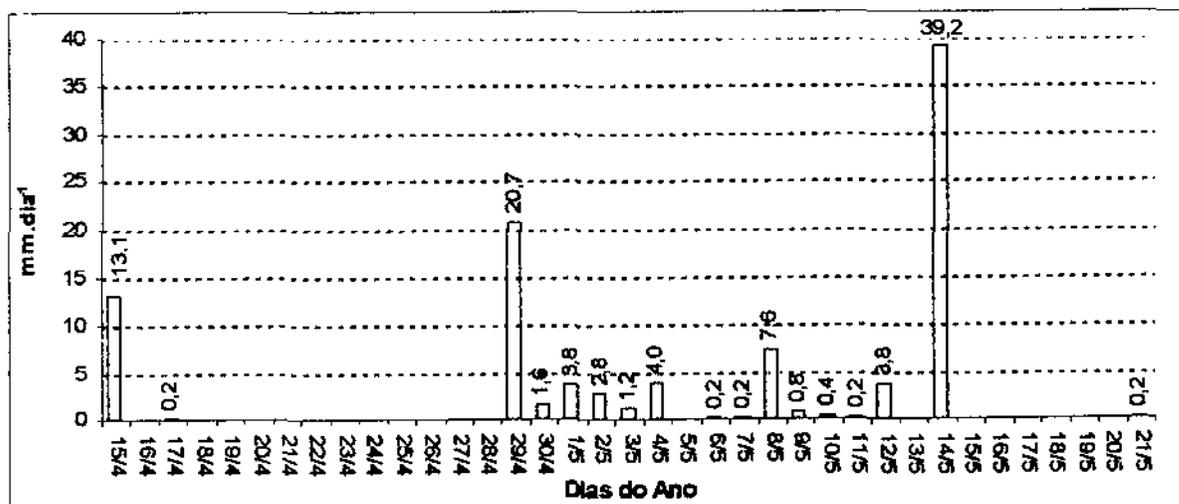
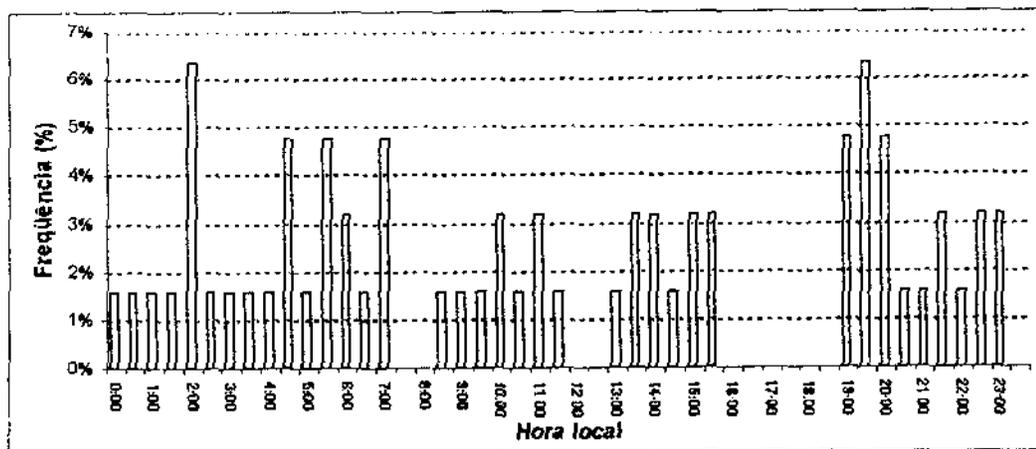


Figura 25: Precipitação total diária (mm) do período de levantamento de dados (15/04 – 21/05/99).

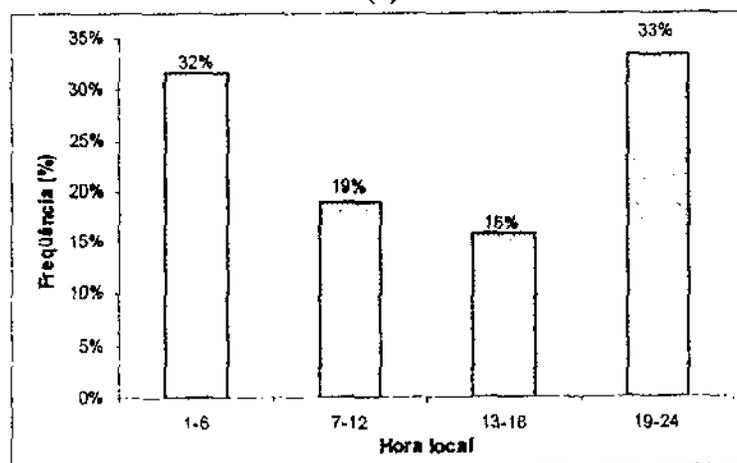
O total de chuva no período de levantamento de dados foi de $119,23\text{mm.dia}^{-1}$ distribuídas em 17 dias dos 37 dias estudados, onde tivemos um máximo de precipitação no dia 14/05/99 com 39,2mm correspondendo à 32,87% do total precipitado, chuva esta ocorrida basicamente antes do meio dia. Os dados nos mostra ainda dois períodos bem definidos e distintos: um sem ocorrência de precipitação de 16/04 – 28/04/99 e outro com uma maior frequência de precipitação de 29/04 – 14/05/99, o que mostra uma grande variação, conforme já foi relatado por COSTA (1997), onde é mostrado uma grande variabilidade da precipitação entre os meses de transição, março com 221mm e uma forte diminuição para o mês de abril com 70mm.

De acordo com LEAL (2000) os mecanismos que regem o regime de chuvas na região amazônica são as formações de sistemas convectivos locais, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as linhas de instabilidade, o que deixa clara a grande importância dos sistemas convectivos locais no regime de precipitação da região. Através da análise da distribuição horária percentual da precipitação (figura 26 (a)), nota-se uma maior ocorrência de chuvas às 02:00 horas e às 19:30 horas com mais de 6% do total de dias com chuvas, onde ainda revela uma maior frequência de chuvas ocorrem no período noturno entre 18:00 – 06:00

horas. De acordo com COSTA (1997), como consequência de aquecimento superficial durante o período diurno e por uma maior convecção térmica no final da tarde, isto ocasiona em uma maior nebulosidade e chuvas no início período noturno, quando é analisado precipitações acima de 1 mm.h^{-1} . A figura 26 (b) comprova o ocorrido na figura 26 (a), onde a maior frequência de chuvas ocorreram no período noturno, pois entre 19:00 e 06:00 horas concentram-se cerca de 65% dos casos de precipitação. Com base no modelo de precipitação criado por HANN'S em 1901, esse regime de chuva apresenta características do modelo marítimo (chuva à noite e de madrugada), fato que não condiz com a localização do experimento, mas sendo explicado por se tratar de um período de transição de estação, como já foi citado, por ocorrências irregulares de precipitação. Os resultados apresentados por COSTA (1997), também para uma área de pastagem em Rondônia durante época chuvosa nos anos de 1992 e 93, mostram uma intensificação na ocorrência de precipitação a partir das 12:00 horas já que 51,2% dos casos de precipitação concentram-se entre 12 – 21 horas, o que condiz com o Modelo Continental (chuva à tarde e início da noite).



(a)



(b)

Figura 26 – Frequência relativa percentual da precipitação $> 0 \text{ mm.h}^{-1}$ entre os dia 15/04 – 21/05/99, horária (a) e integrada por períodos (b).

Na figura 27 pode-se observar a relação entre a média diária da concentração de CO_2 e os totais horários da precipitação para o dia 14/05/99. Nota-se que no período de ocorrência da chuva a concentração de CO_2 diminuiu de 547,0 ppmv para 377,2 ppmv (às 05:30 horas), o que comparado com os valores do ciclo médio diário de concentração de CO_2 nos mostra uma clara influência devido a ocorrência da chuva, pois neste período a concentração de CO_2 fica em torno dos valores máximos (aproximadamente 530 ppmv), evidenciando ainda mais essa influência. Essa queda na concentração pode ser explicada pela lavagem da atmosfera pela chuva, ou seja, ao precipitar-se as gotículas de água em suspensão na atmosfera, absorve diluindo o CO_2 formando o ácido carbônico levando consigo o CO_2 e também outros poluentes que estão em suspensão na atmosfera o que ocasionou uma diminuição na concentração de CO_2 . Já na segunda “chuva” (iniciada às 09:00 horas) não fica clara essa relação, pois no período da ocorrência da chuva tinha pouco CO_2 em suspensão na atmosfera pelo motivo de que as plantas já estavam consumindo CO_2 pela realização da fotossíntese como também já havia também uma maior turbulência, logo não sendo possível uma maior diminuição na concentração de CO_2 , porque no período diurno de acordo com o ciclo médio diário é em torno da mínima.

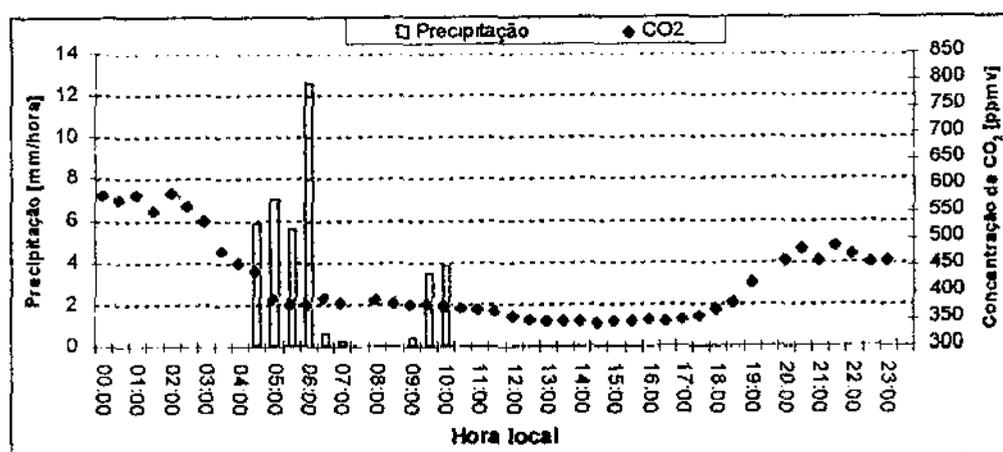


Figura 27: Variação horária da concentração de CO_2 , associada com o acumulado de precipitação para o dia 14/05/99.

4.1.3.4 – Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA)

Existe uma relação inversa entre a RFA e a concentração de CO_2 , pois um aumento da RFA implica numa diminuição na concentração de CO_2 , como é mostrado na figura 28. No nascer do sol, por volta das 06:00 horas até às 12:30 horas o valor da RFA aumenta de

18,23 para 318,84 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ respectivamente, enquanto que com a concentração horária de CO_2 há uma forte diminuição de 530 ppmv às 06:00 horas para 380 ppmv às 12:30 horas. Após às 17 horas a concentração de CO_2 aumenta fortemente justamente quando a RFA já não está mais disponível para as plantas, logo entre 06:00 – 12:00 horas ocorre um consumo crescente de CO_2 enquanto entre 12:00 – 17:00 horas o consumo é decrescente. Durante o período noturno a concentração aumenta pelo simples motivo das plantas deixarem de realizar fotossíntese.

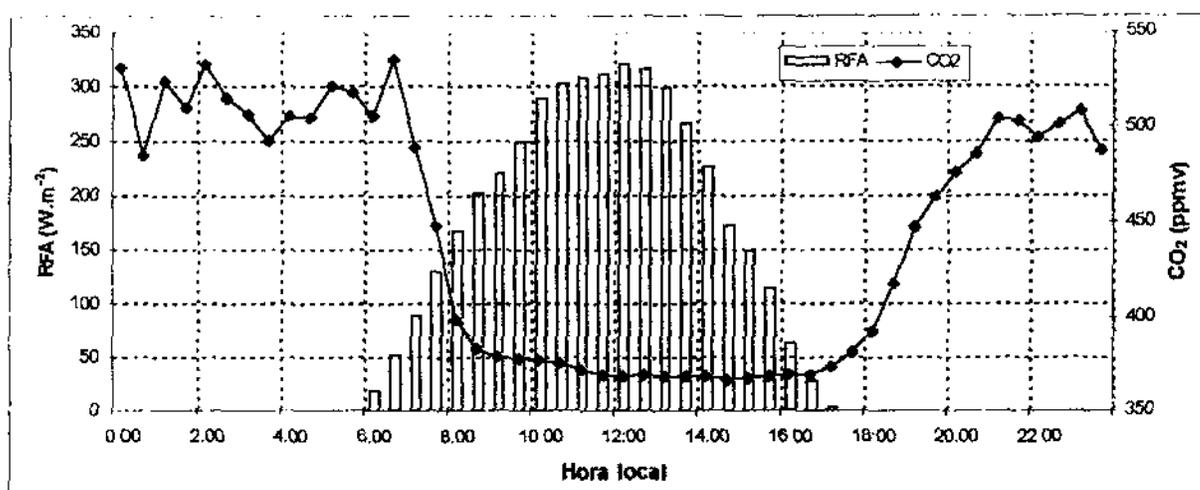


Figura 28: Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) e concentração de CO_2 (ppmv), durante o período experimental.

Esta relação foi também encontrada por HENSEN et al. (1996), num experimento realizado durante o período de abril -- outubro de 1994, em uma área de vegetação de porte baixo localizada na região central da Holanda, onde foram encontrados resultados que revelam que os altos valores de RFA ocorrem no momento em que a concentração de CO_2 apresenta seus valores mínimos, existindo uma relação inversa entre ambas variáveis.

Por consequência da grande quantidade de irradiância incidente na superfície terrestre no período diurno, onde evidencia-se em concordância com a RFA, que a temperatura do ar também apresenta uma relação inversa com a concentração de CO_2 , onde os máximos valores da concentração de CO_2 e temperatura do ar são de 547 ppmv (às 07:00 horas) e 28°C (às 13:30 horas) respectivamente e mínimos de 360 ppmv (às 14:30 horas) e $21,6^\circ\text{C}$ (às 06:00 horas) respectivamente. Relação está também encontrada por HENSEN et al. (1996), onde é mostrado que os altos valores de temperatura do ar ocorrem no momento em que a

concentração de CO_2 apresenta seus valores mínimos, existindo uma relação inversa entre ambas variáveis.

4.1.4 – Medidas de Concentrações de CO_2 com analisadores de gás TDLS e LICOR

Na figura 29 pode-se visualizar a regressão linear entre as médias das medidas realizadas pelos instrumentos LICOR e TDLS. Em um universo de 279 medidas o coeficiente de determinação foi de $R^2 = 0.948$, caracterizando uma ótima relação nas medidas feitas pelos instrumentos. Observa-se também uma grande quantidade de dados concentrados entre 325 – 375 ppmv, o que está relacionado ao elevado número de pontos com valores em torno da média apresentados pelos equipamentos, 409 ppmv para o TDLS e 388 ppmv para o LICOR. O coeficiente angular da reta mostra uma inclinação superior, mas praticamente paralela a reta 1:1, o que demonstra que o LICOR fez medidas sempre inferior aos do TDLS. Possivelmente isso acontece devido a falta de manutenção diária do LICOR como também pelo fato do LICOR ser um instrumento comercial e, por isso um tanto “rústico” no sentido de precisão.

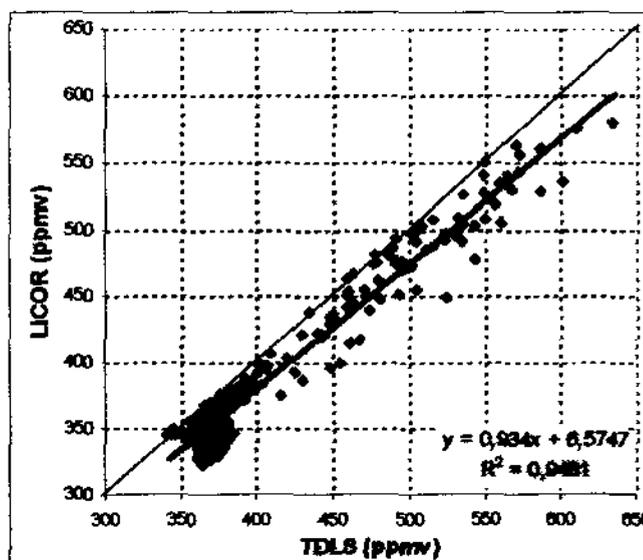


Figura 29: Regressão linear das medidas de concentração de CO_2 realizadas pelos instrumentos TDLS e LICOR.

Com base na figura 30 é possível afirmar que as concentrações de CO_2 medidas pelo LICOR estão sempre abaixo das medidas realizadas pelo TDLS, quando se considera o ciclo médio horário das diferenças entre as medidas, mostrando que o LICOR subestima em média

20,42, ppmv representando 4,97% abaixo das medidas do TDLS, com base na média das medidas do LICOR (388,66 ppmv) e TDLS (409,08 ppmv). Isso ocorreu para todos os dias com exceção do dia 14/05/99, quando foi registrado o maior índice de precipitação (ver figura 25) durante o período experimental, o que nos leva a deduzir que o LICOR superestima suas medidas com um possível aumento da umidade do ar.

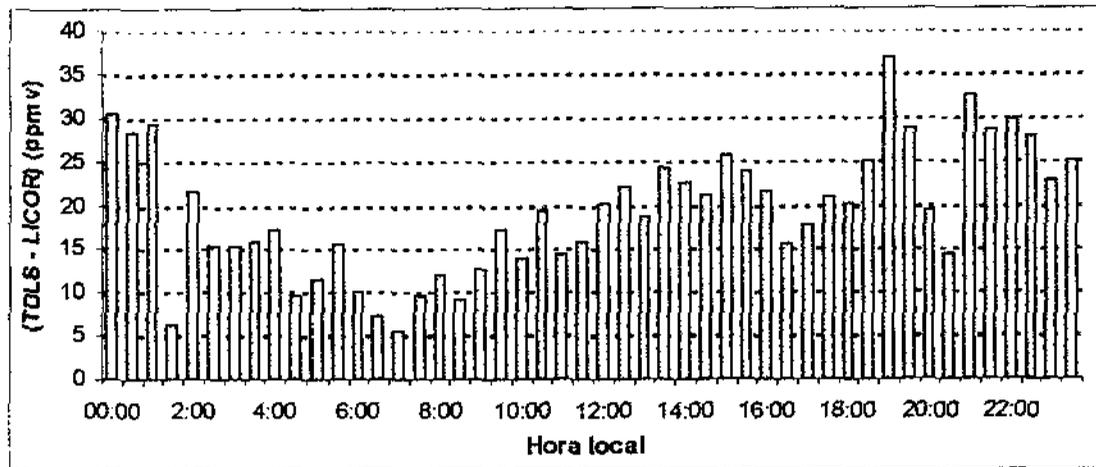


Figura 30: Ciclo médio horário das diferenças das medidas de concentrações de CO_2 realizadas entre TDLS e LICOR.

A figura 31 (a) mostra a reta de regressão para uma diferença máxima entre as medidas de 25 ppmv (valor escolhido por ser aproximadamente a média das diferenças entre as medidas), no qual o coeficiente de determinação foi de 0,985 num universo de 183 pontos, o que representa uma melhora de 3,9% em comparação com a figura 29 ($R^2 = 0,948$, onde envolveu todas as medidas feitas pelos dois instrumentos no mesmo instante).

Para diferenças máximas menores que 10 ppmv, a figura 31 (b) mostra um coeficiente de determinação de 0,996 para um universo de 86 pontos, o que representa um aumento de 5,1% em comparação com a figura 29. Onde é possível visualizar uma absoluta precisão entre as duas medidas, pois a reta de regressão é paralela a reta 1:1, existindo uma diferença de apenas 5,23 ppmv em favor do TDLS.

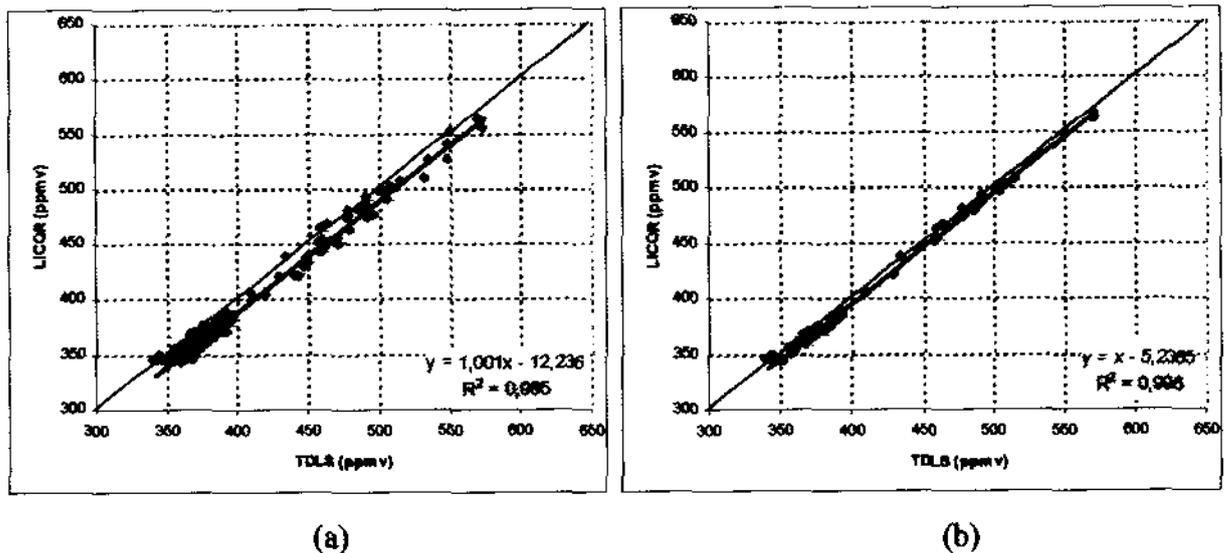


Figura 31: Regressão linear das concentrações de CO_2 medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv.

Diminuindo a diferença máxima entre as medidas para 25 ppmv e mantendo as concentrações abaixo de 400 ppmv (valor escolhido por ser aproximadamente a média das medidas dos dois instrumentos) é mostrado na figura 32 (a), que não foi possível encontrar um coeficiente de determinação próximo ao encontrado na figura 29, havendo uma diminuição para $R^2=0,786$ devido a maior dispersão dos pontos, cujas informações foram baseadas num universo de 142 pontos. Contudo, as concentrações medidas pelo LICOR subestima ainda mais as concentrações medidas pelo TDLS, já que a reta de regressão está mais distanciada da reta 1:1.

A figura 32 (b) nos revela que quando diminuimos a diferença entre as medidas para 25 ppmv, mas mantendo as concentrações acima de 400 ppmv (que é característico do período noturno), encontra-se um melhor coeficiente de determinação ($R^2=0,958$) para um universo de 41 pontos, logo existe um ajustamento linear entre as medidas dos dois instrumentos, contudo o LICOR sempre fará medidas menores do que o TDLS. Nota-se que a reta de regressão de forma contrária a figura 32 (a) apresenta uma maior proximidade com a reta 1:1 e o coeficiente angular da reta de regressão apresenta uma inclinação praticamente paralela a reta 1:1. Isso implica que as diferenças entre as medidas diminuem, com TDLS apresentando medidas em média, 10,9 ppmv maiores que a do LICOR.

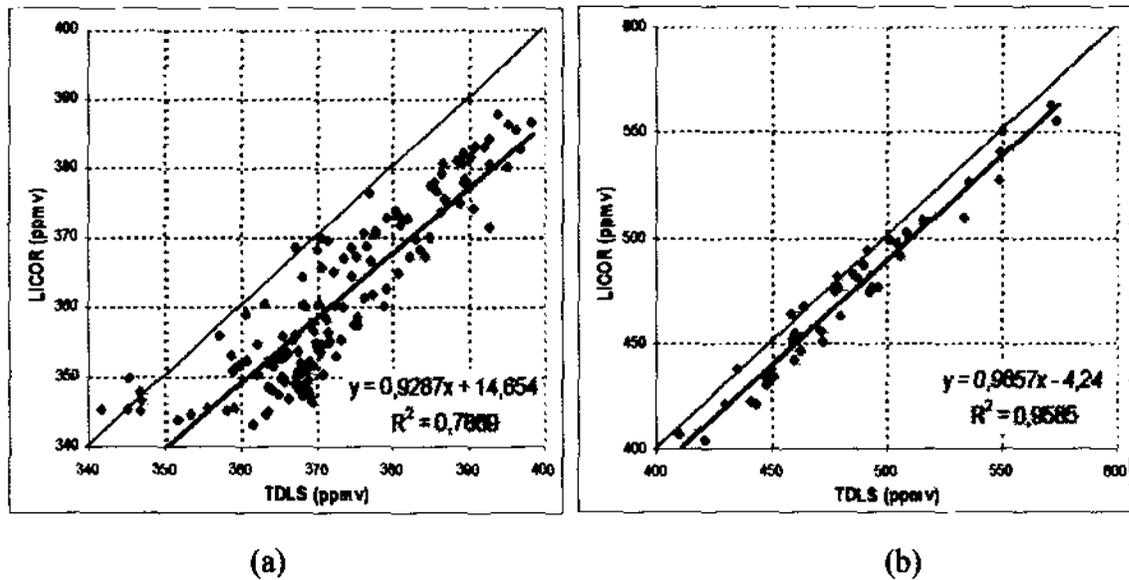


Figura 32: Regressão linear das concentrações de CO₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 25 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.

Ao aumentar ainda mais a precisão entre as medidas dos dois instrumentos para apenas 10 ppmv e mantendo as comparações para valores acima ou abaixo de 400 ppmv, pode-se notar na figura 33 (a) que houve uma melhoria de 21,6% nos ajustamentos das medidas em comparação com a figura 32 (a), no qual o coeficiente de determinação aumentou para $R^2 = 0,956$, com base num universo de 55 pontos. Em contrapartida, houve uma forte mudança na inclinação da reta de regressão para $40,26^\circ$ nas medidas próximas a 340 ppmv, quando os instrumentos medem quase o mesmo valor com uma diferença subestimada pelo LICOR de apenas 0,8 ppmv, mas quando é feita uma projeção das medidas entre 340 e 600 ppmv, a equação da reta de regressão, indica um aumento na diferença de 39,8 ppmv em favor do TDLS.

Para a figura 33 (b), onde é analisado o máximo de diferença de 10 ppmv para concentrações acima de 400 ppmv, ocorre uma melhoria de 1,3% do coeficiente de determinação em comparação com a figura 32 (b), que passou a ser de $R^2 = 0,991$ num universo de 31 pontos. Nota-se uma pequena inclinação da reta de regressão em relação a reta 1:1 e quase não há afastamento entre ambas as retas, o que comprova uma boa correlação entre as medidas. Numa projeção entre as medidas 340 e 600 ppmv ocorre um aumento de apenas 7,6 ppmv em favor do TDLS.

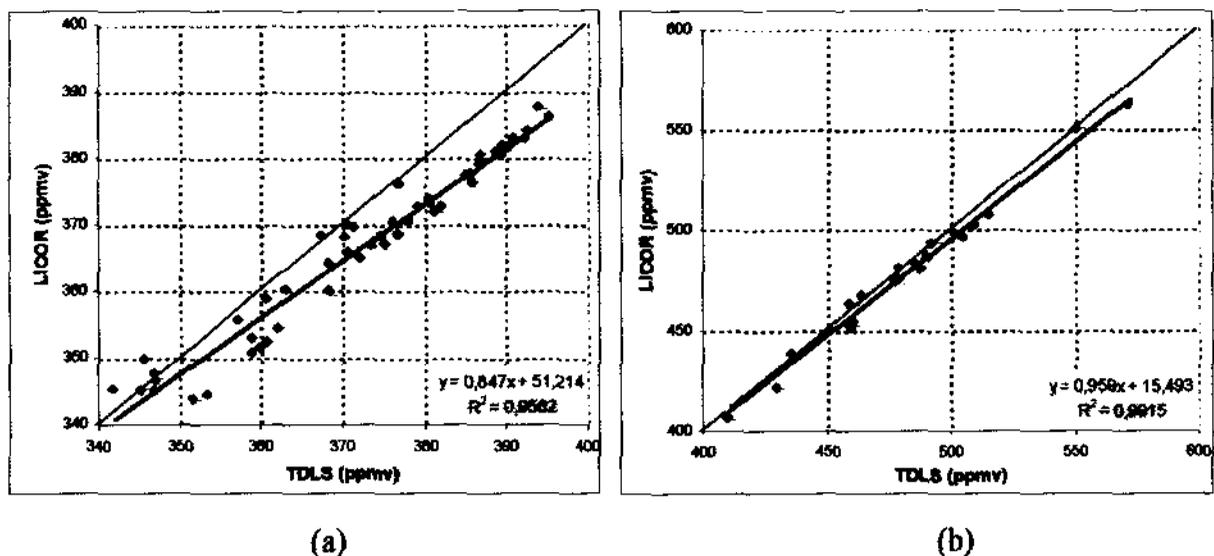


Figura 33: Regressão linear das concentrações de CO₂ medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações médias menores do que 400 ppmv e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que 10 ppmv e as concentrações maiores do que 400 ppmv.

Ao levar em consideração três intervalos de umidade relativa (UR), de 90 – 100, 75 – 90 e 50 – 75 % associados a comparações entre as medidas do TDLS e LICOR, foi possível mostrar na figura 34 (a), que no intervalo de medida entre 90-100% de UR, pode-se visualizar uma maior quantidade de pontos para esse intervalo como também um melhor ajustamento dos pontos com coeficientes de determinação ($R^2 = 0,934$) num universo de 165 pontos. Ainda com base no coeficiente angular a reta de regressão apresenta uma inclinação de 41,6°, o que mostra que fazendo uma projeção das concentrações entre 340 e 600 ppmv, ocorre um aumento de 28,6 ppmv em favor do TDLS.

Já para o intervalo de 75 – 90% de UR (figura 34 (b)) há uma grande diminuição nos coeficientes de determinação em comparação com a figura 34 (a), que diminui para $R^2=0,783$, num universo de 99 pontos. Com base no coeficiente angular da reta de regressão pode-se notar ainda uma inclinação de 36,5°, o que mostra que a mesma se afasta bastante da reta 1:1, já quando é feito uma projeção das medidas entre 340 e 600 ppmv ocorre um aumento de 67,6 ppmv, o que comprova uma maior variação entre as medidas.

Para o intervalo compreendido entre 50 – 75% de UR (figura 34 (c)) há uma menor ocorrência dos pontos, fazendo com que quase não exista correlação linear entre as medidas, pois o coeficiente de determinação diminui ainda mais em comparação a figura 34 (a), ou seja $R^2 = 0,125$ num universo de 71 pontos. O coeficiente angular da reta de regressão mostra uma

forte inclinação de $28,4^\circ$, comprovando o aumento das diferenças em favor do TDLS. Quando é feita uma projeção para as medidas entre 340 e 600 ppmv de acordo com a equação da reta de regressão, pode-se notar um forte aumento de 119,7 ppmv em favor do TDLS. Isso acontece devido a grande variação das medidas dos instrumentos. Também existe uma dependência evidente entre a quantidade de pontos para determinar o ajustamento linear, onde fica claro que quanto menos pontos envolvidos no ajuste linear, o que implica em uma maior dispersão dos pontos, acarreta uma diminuição nos coeficientes de determinação e correlação.

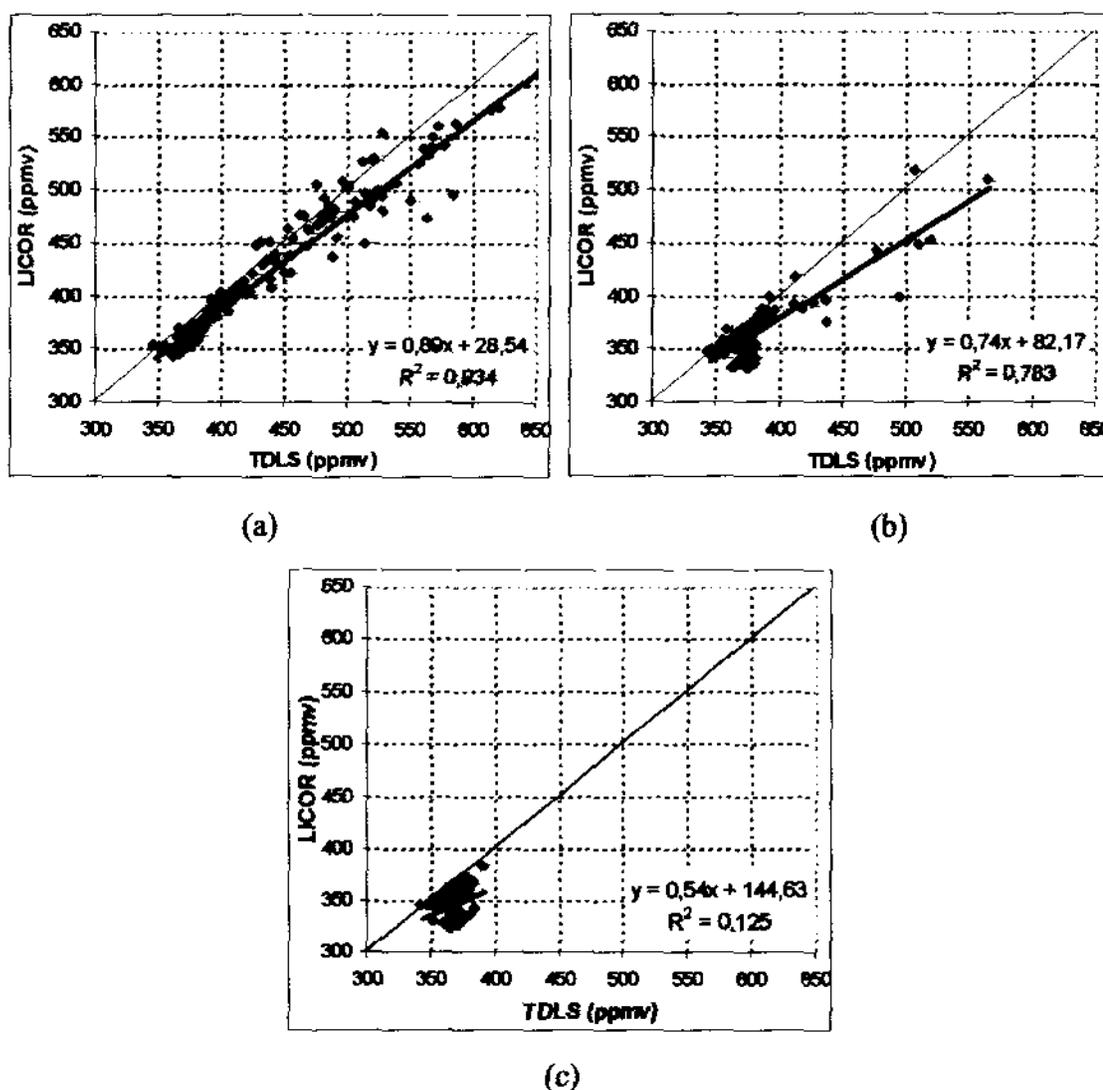


Figura 34: Regressão linear para medidas da concentração de pelos instrumentos LICOR e TDLS, (a) para o intervalo de umidade relativa entre 90 – 100 %, (b) para o intervalo de umidade relativa entre 75 – 90 % e (c) para o intervalo de umidade relativa entre 50 – 75 %.

4.2 – Fluxo de CO₂

4.2.1 – Ciclo horário do Fluxo CO₂

O ciclo médio horário do fluxo de CO₂ (figura 35), medido pelo instrumento TDLS, mostrou uma forte assimilação de CO₂ (valores negativos) durante o período diurno com máximo às 12:30 horas com $-21,04 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, podendo ser explicado por um aumento da RFA, motivado pela presença da incidência solar, o que beneficia a realização da fotossíntese pelas plantas ou ainda outras reações químicas e fotoquímicas no sistema solo-planta-atmosfera, atuando dessa forma como forte sumidouro de gás carbono. Após o pôr do sol houve liberação de CO₂ para a atmosfera, não de forma instantânea, mas no decorrer do período noturno, onde ocorreu um máximo de liberação às 23:30 horas com $6,53 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, provando que a pastagem deixou de consumir para liberar CO₂ pela ausência da luz solar, além do aumento da umidade do ar e a diminuição temperatura do ar, que propicia não só uma maior respiração das raízes, como também dos microorganismos responsáveis pela decomposição do material orgânico, fauna do solo e pela oxidação química dos compostos de carbono, podendo, segundo MEIR et al., (1996) representar mais de 80% de todo o CO₂ emitido pelo ecossistema. Valores semelhantes também foram encontrados em áreas de floresta por COSTA (2000) para o período chuvoso com uma assimilação de $-16,4 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ e liberação de $5,3 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, enquanto que o período seco houve uma assimilação de $-14,5 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ e liberação de $3,4 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Igualmente SANTOS (1999) obteve valores aproximados estudando áreas florestadas da mesma região, com assimilação de $-24 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ e liberação de $10 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. GRACE et al. (1996) realizaram estudos também em áreas florestadas na Reserva Jarú (Rondônia), no qual mediram fluxos de CO₂, variando entre 6 a $7 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ durante a noite e entre -14 a $-17 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ por volta de 11:00 horas para os meses de maio e junho de 1993.

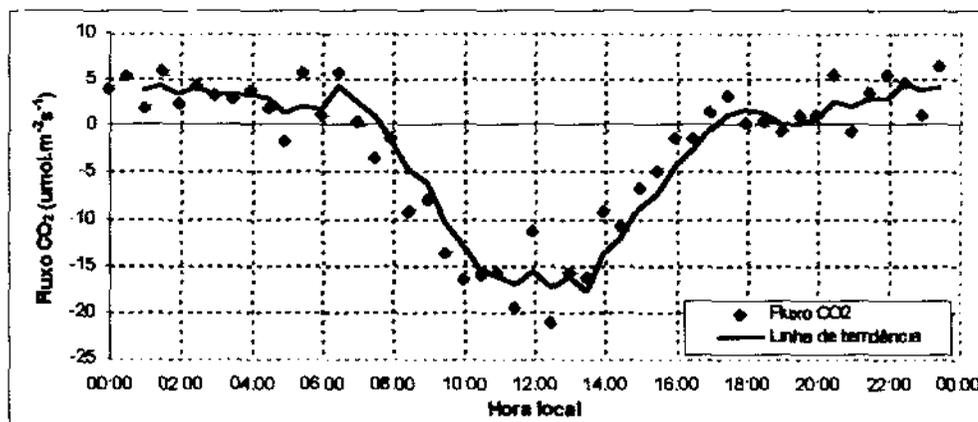


Figura 35: Ciclo horário médio do fluxo de CO_2 durante o período estudado, medido pelo instrumento TDLS e sua respectiva linha de tendência.

Pode-se constatar ainda que ambos instrumentos (LICOR e TDLS) apresentam ciclo horário parecidos, sendo possível mostrar que durante o período diurno há uma forte assimilação de CO_2 e durante o período noturno há uma pequena liberação de CO_2 para a atmosfera, como é mostrado na figura 36.

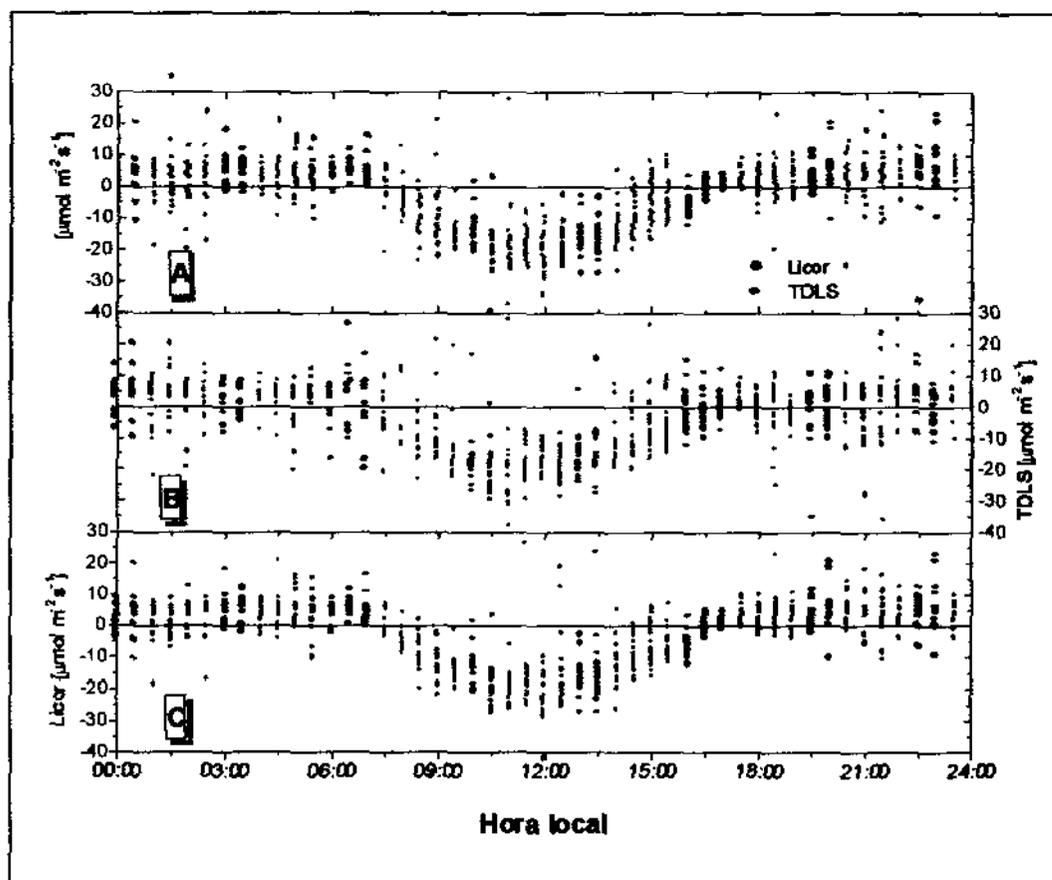
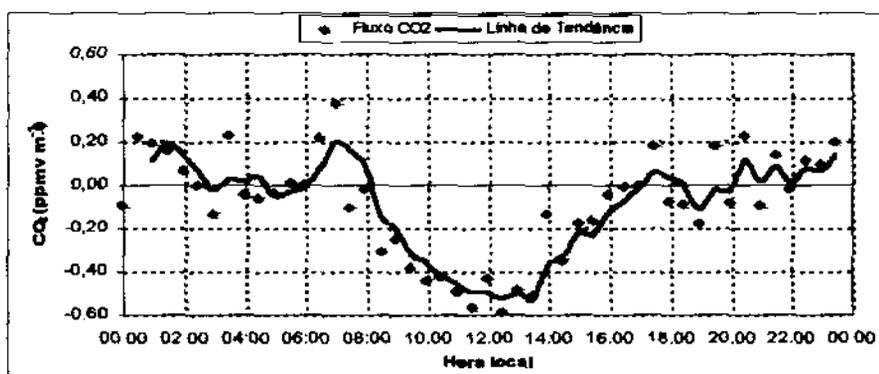


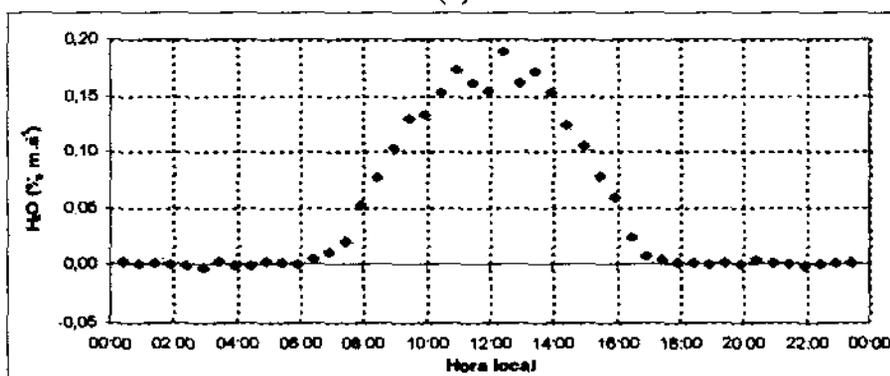
Figura 36: Distribuição horária dos valores de fluxo de CO_2 (a) medidos pelos instrumentos LICOR e TDLS, (b) pelo instrumento TDLS e (c) medido pelo LICOR.

4.2.2 – Relação entre as densidades de fluxos de CO₂ e vapor d'água

A figura 37 mostra a distribuição da densidade de fluxo de CO₂ e vapor de H₂O, no qual visualiza-se uma relação inversa entre os máximos e mínimos valores medidos. A densidade de fluxo de H₂O (figura 37 (b)), durante o período diurno apresenta o máximo de deslocamento vertical ascendente da parcela de ar contendo H₂O com pico de aproximadamente 0,19‰ m.s⁻¹ às 12:30 horas e mínimos próximos a 0 ‰ m.s⁻¹ durante o período noturno. Isso ocorre devido a grande emissão de H₂O para a atmosfera proporcionado pelo aumento da evapotranspiração no sistema solo-planta-atmosfera e/ou ainda pelo aumento da turbulência por consequência de um aumento nos movimentos convectivos. Já a densidade de fluxo de CO₂ (figura 37 (a)), apresenta características inversas, onde temos deslocamentos descendentes durante o período diurno com máximo de -0,58 ppmv m.s⁻¹ ocorrida às 12:30 horas e média diurna de -0,21 ppmv m.s⁻¹, ocasionado pelo consumo de CO₂ pelas plantas na realização da fotossíntese, enquanto durante o período noturno há um deslocamento ascendente com máximo de 0,38 ppmv m.s⁻¹ às 07:00 horas e uma média noturna de 0,04 ppmv m.s⁻¹.



(a)



(b)

Figura 37: Ciclo médio horário das densidades de fluxo, (a) densidade de fluxo de CO₂ (ppmv m.s⁻¹) e (b) densidade de fluxo de vapor d'água (H₂O) (‰ m.s⁻¹).

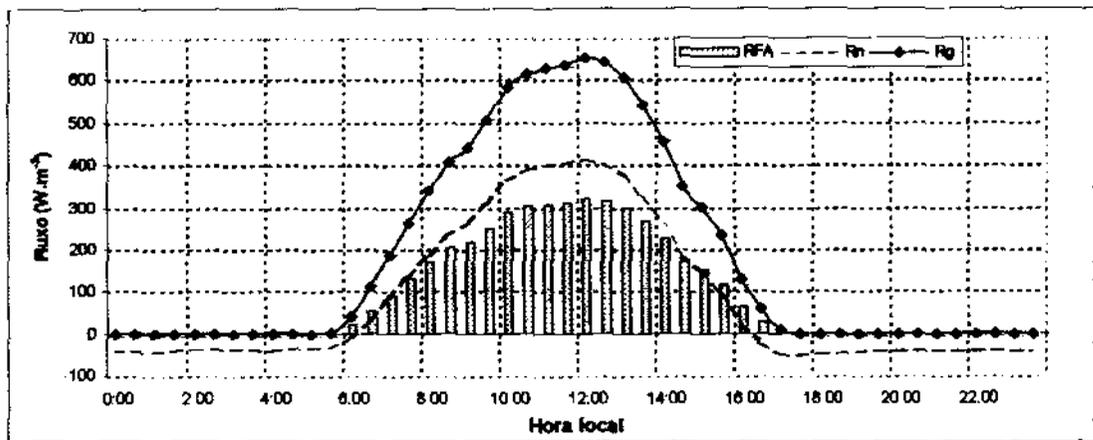
4.2.3 – Fluxo de CO₂ e Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA)

A procura constante de uma relação entre Rg, Rn e RFA, motivado pela tentativa de determinar RFA a partir das medidas de Rg ou Rn, tem consistência pelo fato que Rg e Rn serem frequentemente medidos. A RFA é a radiação solar recebida na superfície da terra, na faixa do visível do espectro eletromagnético (0,4 – 0,7mm), disponibilizado pelo Rg que incide a superfície da terra. Pode-se visualizar na figura 38 (a) os ciclos horários de Rg, Rn e RFA, com máximos às 12:30 horas de 654,85 W.m⁻² para Rg, 414,21 W.m⁻² para Rn e 318,85 W.m⁻² para RFA, porque na hora citada o sol encontra-se no zenite. A média do período diurno de Rg, Rn e RFA são respectivamente 350,38 W.m⁻², 193,97 W.m⁻² e 170,85 W.m⁻², o que mostra que apenas 48,76% do valor de Rg é aproveitado para realização dos processos fotossintéticos das plantas (RFA). As medidas de Rg e Rn são respectivamente para o período diurno em média 2,05 e 1,14 vezes maiores que as medidas da RFA.

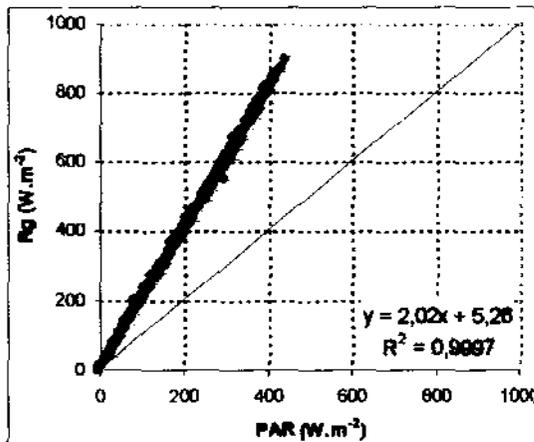
A figura 38 (b) mostra que há um ajuste linear entre Rg e RFA com coeficiente de determinação de $R^2=0,9997$, com base num universo de 1345 pontos, o que confirma essa ligação entre as variáveis. Quanto ao coeficiente angular da reta de regressão (63,66° de inclinação), pode-se notar um forte aumento na diferença entre as medidas para os altos valores, diferença esta visualizada ao comparar a reta de regressão que se afasta cada vez mais da reta 1:1, a medida que os valores das variáveis aumentam. SOUZA et al. (2001) encontraram um coeficiente de determinação semelhante para relação feita entre Rg e RFA no município de Rio Largo/AL.

Já na figura 38 (c) é mostrado um bom ajustamento entre as medidas de Rn e RFA com uma pequena diminuição no coeficiente de determinação ($R^2=0,971$) em comparação com a figura 38 (b), num universo de 651 pontos, o que confirma existir uma relação linear entre as duas variáveis. Para valores acima de 100 W.m⁻² as medidas de Rn são maiores (característicos de medidas próximo às 12:00 horas) e para valores abaixo de 100 W.m⁻² as medidas de RFA são maiores (característicos início da manhã e final da tarde). Quanto ao coeficiente angular da reta de regressão (54,07° de inclinação), pode-se visualizar que em comparação com a figura 38 (b) a reta de regressão se afasta um pouco menos da reta 1:1. SOUZA et al. (2001) encontraram para o município de Rio Largo/AL, uma forte relação entre Rg e Rn com coeficiente de determinação $R^2 = 0,993$, o que conseqüentemente pode-se deduzir que também exista um bom ajustamento entre Rn e RFA. Já COSTA (2000) encontrou um bom coeficiente de determinação em uma regressão polinomial para o saldo de

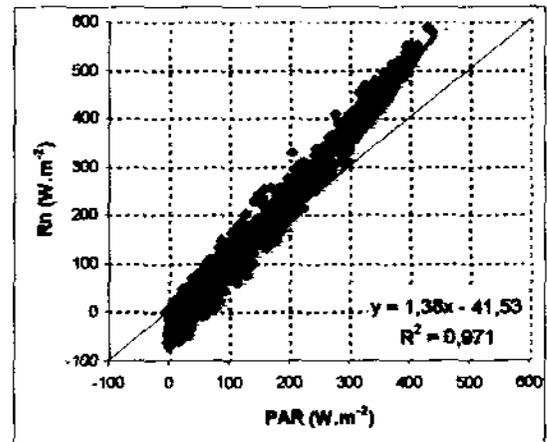
radiação e os fluxos negativos de CO_2 , sendo que para época seca $R^2=0,85$ e para época chuvosa $R^2=0,75$.



(a)



(b)



(c)

Figura 38: Ciclo médio horário de R_g , R_n e RFA (a), Regressão linear entre R_g e RFA (b) e Regressão linear entre R_n e RFA (c).

Existe uma relação diretamente proporcional entre o consumo de CO_2 pelas plantas através da fotossíntese e a energia utilizada pela planta na realização desse processo bioquímico. A energia necessária para a realização da fotossíntese é disponibilizada pela radiação solar na forma de RFA e, em conjunto com a disponibilidade hídrica, controlam o fluxo e o efluxo de CO_2 para a atmosfera. Logo, pode-se deduzir que, quando há um aumento na quantidade de energia necessária para realização da fotossíntese, automaticamente haverá um maior consumo de CO_2 (figura 39). Outros estudos, como por exemplo SANTOS (1999), também estão em concordância ao revelar que durante o período noturno as plantas liberam CO_2 para a atmosfera e consomem O_2 . Já durante o período diurno o processo se inverte havendo um maior consumo de CO_2 , se comparado ao liberado durante o período noturno.

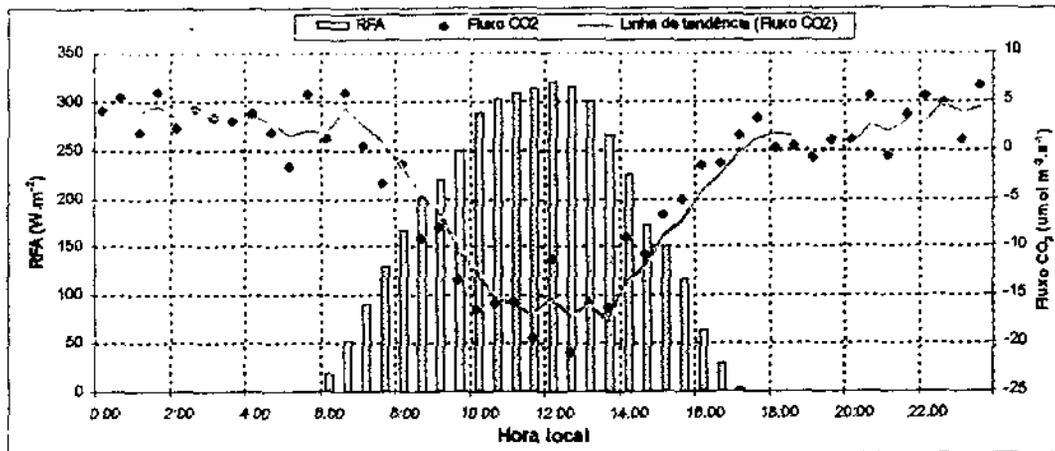


Figura 39: Ciclo médio horário da Radiação Fotossinteticamente Ativa (RFA) (em $W.m^{-2}$) e do fluxo de CO_2 ($\mu mol m^{-2}.s^{-1}$) durante o período de medidas.

Ainda com base na figura 39, pode ser visualizada pela linha de tendência do fluxo de CO_2 uma alta relação entre a RFA e o fluxo de CO_2 , mas existe uma defasagem de 30 minutos entre ambas medidas médias, tempo necessário para a absorção e realização da fotossíntese pelas plantas. Ao destacar os dados médios da RFA entre 06:00 – 17:00 horas, quando temos a presença de energia solar e, conseqüentemente RFA, pode-se notar um pico de $320 W.m^{-2}$ em torno das 12:00 horas, quando há uma maior absorção de CO_2 com máximo consumo de $-21,04 \mu mol m^{-2}.s^{-1}$ às 12:30 horas. Na mesma figura, observa-se no período noturno que a pastagem deixa de realizar fotossíntese por não está mais disponível a RFA, passando dessa forma a liberar CO_2 para a atmosfera como também a conseqüente diminuição na temperatura do ar, o que acarreta em aumento das atividades dos microrganismos responsáveis pela decomposição de liteira. Contudo, o valor médio de liberação do período entre 17:30 – 07:00 horas (noturno) foi de $2,53 \mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ enquanto a média de assimilação do período entre 07:00 – 17:30 horas (diurno) foi de $-10,52 \mu mol.m^{-2}.s^{-1}$.

4.2.3.1 – Balanço de Energia

A figura 40 mostra que as curvas do balanço de energia seguem os valores de R_n (energia disponibilizada para os processos físicos no sistema solo-planta-atmosfera), ou seja, no período diurno obtivemos os máximos de $R_n = 414,21 W.m^{-2}$, $LE = 324,67 W.m^{-2}$, $H = 109,76 W.m^{-2}$ e $G = 32,73 W.m^{-2}$, onde todos os máximos ocorre em torno das 12:00 horas. Devido aos processos convectivos entre 15:00 – 17:00 horas o fluxo de calor latente apresenta valores maiores que R_n mesmo com a presença da luz solar, o que implica

afirmar que está sendo injetado vapor d'água na atmosfera. Durante o período noturno são registrados os mínimos valores com R_n em torno de -42 W.m^{-2} , enquanto os outros fluxos LE , H e G ficam próximos de 0 W.m^{-2} . LYRA (1995) ao contrário, encontrou o fluxo de calor sensível superior ao de calor latente num estudo realizado na mesma área de pastagem durante os meses de julho, agosto e setembro de 1995, onde obteve resultado máximo de 206 W.m^{-2} para H às 12:00 horas, de 161 W.m^{-2} para LE no mesmo horário e 24.77 W.m^{-2} para G às 13:00 horas. De acordo com RESCHKE et al. (1996) o fluxo de calor sensível tem valores máximos (aproximadamente 130 W.m^{-2}) menores que o do calor latente (aproximadamente 300 W.m^{-2}) tanto na estação seca ou chuvosa, num estudo realizado no Estado de Rondônia em uma área de pastagem, durante o período de abril a maio de 1993 (estação seca) e junho a julho de 1993 (estação chuvosa).

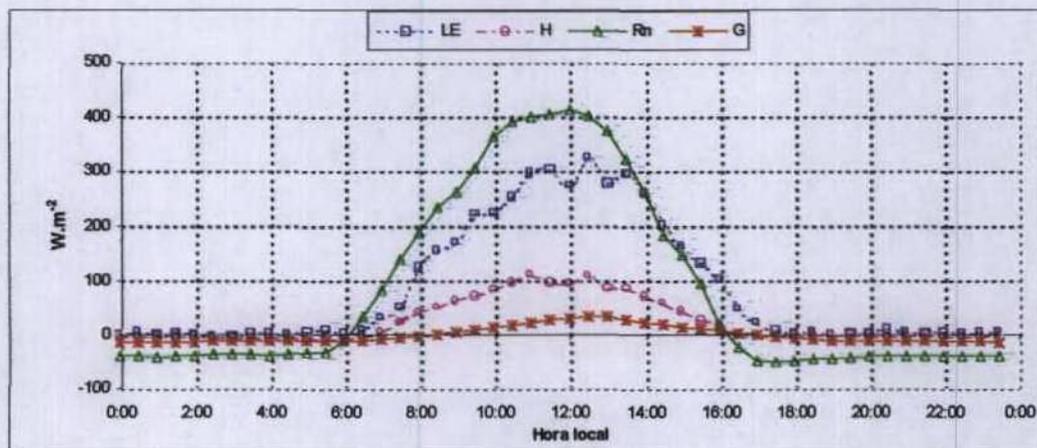


Figura 40: Ciclo médio horário do balanço de energia.

De acordo com o apresentado na figura 41, houve excelente ajuste da reta de regressão com um coeficiente de determinação $R^2=0,971$, entre a energia disponibilizada para o sistema e os processos energéticos de trocas de energia ($R_n - G = LE + H$), onde foi analisado um universo de 340 dados. A regressão linear nos mostra que as medidas realizadas utilizando o método da correlação dos turbilhões é adequado para medidas de fluxo de energia.

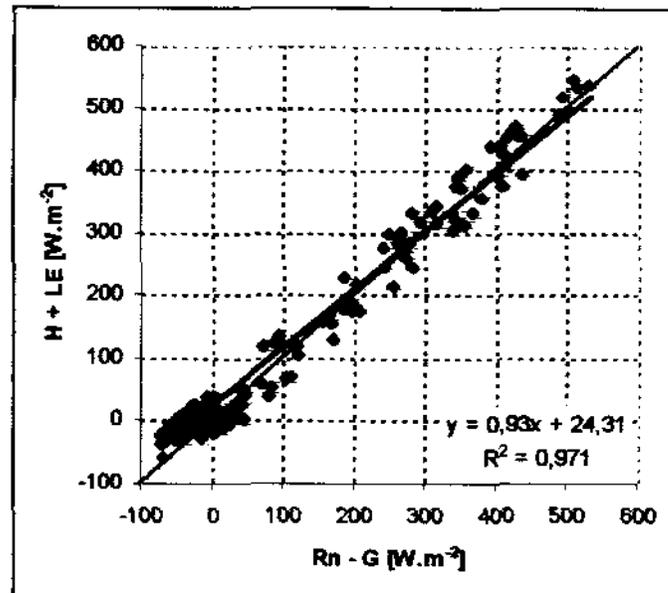


Figura 41: Regressão linear entre as variáveis de energia disponibilizada para o sistema e ainda medidas pela EMA (Rn e G), com as variáveis de troca de energia calculadas pelo método da correlação dos turbilhões (LE e H).

4.2.4 – Comparações dos fluxos do TDLS e LICOR

O coeficiente de determinação entre as medidas feitas de fluxo de CO₂ pelo instrumento LICOR e TDLS (figura 42) foi de $R^2 = 0,750$, com informações baseadas num universo de 272 medidas. Para valores de fluxo de CO₂ menores que $0 \mu\text{mol m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, característicos do período diurno, as medidas realizadas pelo TDLS mostraram-se maiores que as do LICOR, podendo-se atribuir ao ocorrido, o fato da atmosfera ter a tendência de apresentar menores valores de umidade relativa e maiores temperaturas do ar, com base na revisão da literatura. Já para os valores de fluxo de CO₂ acima de $0 \mu\text{mol m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, que são característicos do período noturno, as medidas realizadas pelo LICOR estiveram maiores que as do TDLS, no qual apresenta os maiores valores de umidade relativa e menores de temperatura do ar, também com base na revisão da literatura.

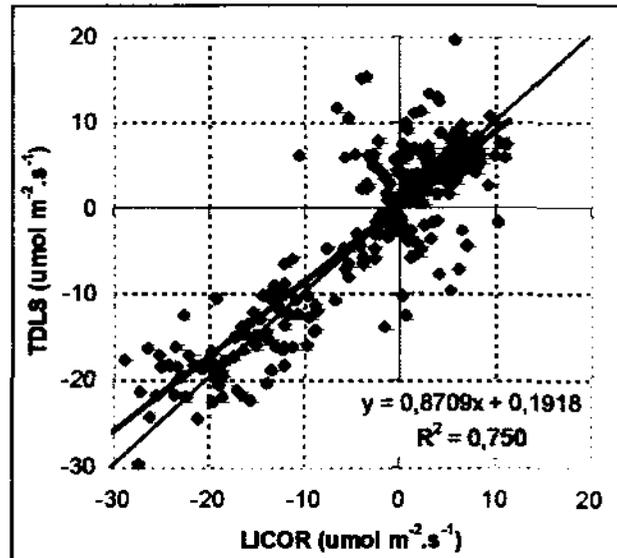


Figura 42: Regressão linear entre as medidas de fluxo de CO_2 do LICOR e do TDLS.

O coeficiente angular da reta apresenta uma suave inclinação em comparação com a reta 1 : 1, significando que quanto menores forem os valores medidos de fluxo de CO_2 pelos instrumentos, maior será a diferença entre as medidas em favor do instrumento TDLS. Situação contrária ocorre para maiores valores de fluxo de CO_2 medidos pelos dois instrumentos, há uma tendência das duas medidas se igualarem ou até mesmo aumentar a diferença em favor LICOR.

Na figura 43 (a), pode-se notar uma grande melhoria no coeficiente de determinação ($R^2=0,959$), num universo de 63 pontos, quando é feito um estudo do coeficiente de determinação apenas para o consumo de CO_2 . Neste caso considera-se uma pequena margem na diferença entre as medidas, ou seja, medidas abaixo de $0 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (ponto de separação que expressa o consumo ou liberação de CO_2) e aumento da precisão instrumental, onde considera-se apenas diferenças entre as medidas de no máximo $3 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (que é o valor médio aproximado das diferenças entre as medidas dos instrumentos). Isso mostra que no período diurno (período onde ocorre o consumo de CO_2) há uma aproximação muito boa entre as medidas realizadas pelos dois instrumentos, sendo comprovado pelo fato da reta de regressão está em concordância com relação a reta 1:1.

Já na figura 43 (b) houve diminuição no coeficiente de determinação ($R^2=0,539$) ocasionado por uma maior dispersão das medidas em comparação a reta de regressão, cujas informações foram baseadas em um universo de 90 pontos. Para essa análise foi considerado apenas medidas acima de $0 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (liberação de CO_2) e pequenas diferenças entre as medidas com máximo de $3 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Isso permite inferir que no período noturno, onde são

medidas realizadas pelos dois instrumentos, sendo desta forma o referido período responsável pelo baixo valor do coeficiente de determinação da figura 42.

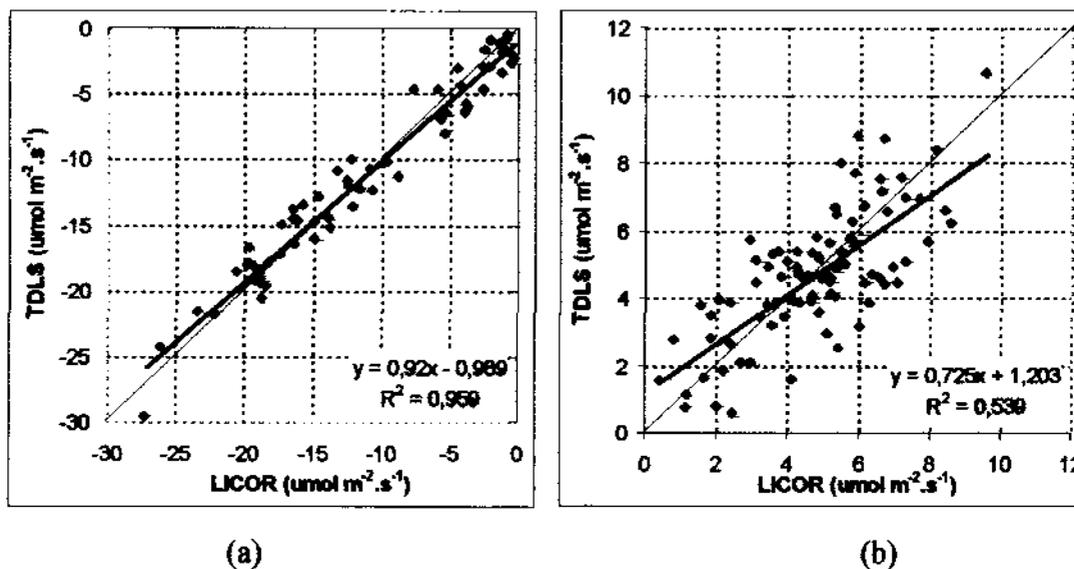


Figura 43: Regressão linear dos fluxos de CO_2 medidas pelos instrumentos TDLS e LICOR, (a) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que $3 \mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ e os fluxos menores que $0 \mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ e (b) quando a diferença (TDLS – LICOR) for menor que $3 \mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ e os fluxos maiores que $0 \mu\text{mol m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A região mostrou uma grande irregularidade no regime chuvas durante todo o período, o qual pode ser caracterizado como de transição da estação chuvosa para a seca, com um total de precipitação pluviométrica de 119,2 mm, onde o máximo diário foi de 39,2 mm, o que representou 32,87 % do total, chuva que “lavou” a atmosfera diminuindo a concentração de CO₂.

O ciclo horário do fluxo de CO₂ revelou uma forte consumo de CO₂ com máximo de $-21,04 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ às 12:30 horas, pois grande parte do CO₂ foi utilizado na realização da fotossíntese durante o período diurno. No período noturno houve emissão de CO₂ para a atmosfera com máximo de $6,53 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ às 23:30 horas pelo motivo da pastagem ter deixado de realizar fotossíntese. Existiu também relação inversa entre o fluxo de CO₂, temperatura do ar e radiação fotossinteticamente ativa.

O máximo de radiação fotossinteticamente ativa ($320 \text{ W}.\text{m}^{-2}$) esteve em concordância com o máximo de absorção de CO₂ ($-21,04 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) e o mínimo horário da concentração de CO₂ (344,50 ppmv), mas com uma defasagem meia hora para o fluxo e duas horas para a concentração, isso por causa do tempo necessário para a realização dos processos fotossintéticos.

A concentração de CO₂ apresentou uma média diária de 431,36 ppmv, só que durante o período diurno a média foi de 385,86 ppmv e o noturno 482,25 ppmv, refletindo o que ocorreu com o fluxo de CO₂. Quando associado com a velocidade do vento, a concentração de CO₂ mostrou ter relação inversa, pois para valores abaixo de $1,5 \text{ m}.\text{s}^{-1}$ obteve-se maiores concentrações de CO₂, enquanto para velocidades variando entre $1,5 - 7,0 \text{ m}.\text{s}^{-1}$ ocorreram menores concentrações. Já a umidade relativa do ar apresentou um ciclo semelhante ao da concentração de CO₂, onde altos valores da concentração (entre 600 – 800 ppmv) estão em concordância com os altos valores de umidade relativa do ar (entre 90 – 100 %), o que mostrou uma forte relação entre ambos, devido ao aumento da densidade do ar e diminuição da dispersão do CO₂.

As medidas de fluxo de CO_2 realizada pelo LICOR subestimou as medições do TDLS para fluxos abaixo de $0 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, que são característicos do período diurno, e superestimou para valores acima de $0 \mu\text{mol m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, que são comumente medidos no período noturno. As concentrações de CO_2 medidas pelo LICOR foram subestimadas em 4,97 % as realizadas pelo TDLS, onde a linha de regressão entre ambas mostrou uma tendência do LICOR fazer medidas menores do que o TDLS, pois quanto maiores forem as concentrações, mais aumentará a diferença em favor do TDLS. A correlação entre as medidas foi muito boa ($R^2 = 0,94$). Para condições atmosféricas com altos valores de umidade relativa e baixas temperatura do ar (período noturno, concentrações maiores que 400 ppmv e diferença máxima entre as medidas de 25 ppmv), faz com que as medidas do LICOR e TDLS apresentem diferenças menores, o que foi comprovado pela melhoria da correlação ($R^2 = 0,958$).

Pode-se recomendar a utilização do TDLS para medidas com alto índice de precisão e de curto espaço de tempo, por se tratar de um instrumento científico construído com o intuito de obter maior precisão e uma maior quantidade de medidas, mas faz-se necessário de um acompanhamento constante e calibrações freqüentes. Quanto ao LICOR, instrumento comercializado mundialmente, prima pela alta resistência e consistência nas suas medidas, sendo ele aconselhado para longos períodos de medidas.

É indicado quando tem-se duas séries de dados coincidentes de medidas do LICOR e TDLS, fazer uma pequena correção nas medidas de fluxo e concentração de CO_2 do LICOR com base nos resultados estabelecidos pelo TDLS, quando não houver uma manutenção adequada do LICOR ou por falta de calibração do instrumento.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C. et al. **Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments.** *J. Geophysical Res.*, v.107, p.1-33, 2002.
- ANDREAE, M.O.; BROWELL, E.V.; SILVA DIAS, P.L. et al. **Biomassa Burning Emissions and associated haze layers over Amazonia.** *J. Geophys. Res.*, GTE/ABLE-2A Special Issue, p. 52, 1986.
- ARTAXO, P. E. N. **Mudanças de Uso de Solo na Amazônia: Implicações Climáticas e na Ciclagem de Carbono - MILÊNIO LBA.** Descrição Detalhada do Projeto MCT, CNPq e PADCT, p. 91, www.daac.omi.gov/lba_cpctec/lba/port/documentos/MILENIOP.pdf, acessado em 2002.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos.** 2ª edição, Rio de Janeiro/RJ, p. 15-19, 1988.
- BALDOCCHI, D.; HICKS, B. B.; MEYERS, T. P. **Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods** *Ecology*, v.69, p. 1331-1340, 1988.
- BALDOCCHI, D.; VALENTINI, R.; RUNNING, S. et al. **Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapor fluxes over terrestrial ecosystems.** *Global Change Biology*, v.2, p. 159-168, 1996.
- BARRY, R. G. & CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate.** 3ª edição, Londres, Methuen, 1976.
- BROECKER, W.S.; TAKAHASHI, T.; SIMPSON, H.J. et al. **Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget.** *Science*, v. 206, p. 409-418, 1979.
- CARTER, T. & HULME, M. **Interim Characterizations of Regional Climate and Related Changes up to 2100.** Associates with the Provisional SRES Marker Emissions Scenarios. IPCC Secretariat, c/o WMO, Genebra / Suíça, 2000.

- CONWAY, T.J.; TANS, P.P.; WATERMAN, L.S. et al. **Evidence for interannual variability of the carbon cycle from NOAA/CMDL global sampling network.** *J. Geophysical Res.*, v. 99, p.22831-22855, 1994.
- COSTA, R. F.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G. et al. **Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia.** *Acta Amazônica*, Manaus/AM, v.28, p.395-408, 1998.
- COSTA, R. F.; FEITOSA, J. R. P.; FISCH, G. et al. **Variabilidade diurna da precipitação em áreas de floresta e pastagem em Rondônia.** X Cong. Bras. de Agrometeorol. – Piracicaba/SP, p. 274 – 276, 1997.
- COSTA, R. F.; FISCH, G.; PEREIRA, A. R. et al. **Quantificação da concentração de dióxido de carbono em perfis dentro de uma área de floresta na Amazônia Central** Anais do X Cong. Bras. de Agrometeorol., Florianópolis-SC, p. 230-237, 1999.
- COSTA, R. F. **Fluxos de dióxido de carbono em uma área de floresta na Amazônia Central.** Dissertação (Mestrado em agrometeorologia), Piracicaba/SP: ESALQ/USP, p. 97, 2000.
- CULF, A. D., FISCH, G., MALHI, Y. et al. **The influence of the atmospheric boundary layer on carbon dioxide concentrations over a tropical forest.** *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 85, p. 149-158, 1997.
- DAVIDSON, E.A. & TRUMBORE, S.E. **Gas diffusivity and production of CO₂ in deep soils of the eastern Amazon.** *Tellus*, v.47B, p.0-16, 1995.
- DAVIDSON, E.A.; VERCHOT, L.V.; CATTANIO, J.H. et al. **Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia.** *Biogeochemistry*, v.48, p. 53-69, 2000.
- EDWARDS, N.T. & SOLLINS, P. **Continuous measurement of carbon dioxide evolution from partitioned forest floor components.** *Ecology*, v.54, p 406-412, 1973
- EMANUEL, W.R., FUNG, I. Y.-S., KILLOUGH, G.G., et al. **Modeling of the global carbon and changes in the atmospheric carbon dioxide levels.** In: Report DOE/ER-0239, U.S. Dept. of Energy, Washington, D.C., 1985.
- EPRON, D. & DREYER, E. **Photosynthesis of oak leaves and water stress maintenance of high photochemical efficiency of photosystem II and occurrence of non-uniform CO₂ assimilation.** *Tree physiology*, v. 13, p. 107-117, 1993.
- FARIAS, S. E. M. & LYRA, R. F. F. **Influência da Rugosidade sobre o Vento no Interior da Camada Limite Noturna, Projeto RBLE.** Anais do IX Cong. Bras. de Meteorol., Campos do Jordão/SP, p.1233, 1996.

- FISCH, G. **Climatic Aspects of the Amazonian Tropical Forest.** Acta Amazônica, v. 20, p. 39 – 48, 1990.
- FISCH, G.; CULF, A. D.; NOBRE, C.A. **Modelling convective boundary layer growth in Rondonia.** In: Amazonian Deforestation and Climate, Gash et al Eds, p. 425-436, 1996
- FISCH, G. & NOBRE, C.A. **The atmospheric boundary layer in the Amazon region.** Special Symposium on Boundary Layer and Turbulence, Proceedings of the 77th AMS Annual Meeting, Long Beach-CA, February 2-7, p.72-75, 1997.
- FREITAS, S.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L. Et al., **Regional numerical modeling of transport of biomass burning emissions on South America.** NASA LBA Ecology Open Science Meeting, Atlanta, EUA, 2001.
- GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. L.; FAN, S. M. et al. **Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy.** Global Change Biology, v.2, p.169-182, 1996.
- GRAÇA, P.M.L.A. **Conteúdo de carbono na biomassa florestal da Amazônia e alterações após à queima.** Dissertação (Mestrado em agrometeorologia), Piracicaba/SP: ESALQ/USP, p. 105, 1997.
- GRACE, J., LLOYD, J., McINTIRE, J. et al. **Fluxes of carbon dioxide and water vapour over an undisturbed tropical forest in south-west Amazonian.** Global Change Biology, v. 1, p. 1-12, 1995.
- _____, **Carbon dioxide flux over Amazon, rainforest. in Rondônia.** In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M. et al. (eds), Amazonian Deforestation and Climate, 1 ed., Chichester, John Wiley & Sons, p. 307-317, 1996.
- GRECCO, S. & BALDOCCI, D.D. **Seasonal variations of CO₂ and water vapor exchange rates over a temperate forest.** Global Change Biology, v.2, p.183-197, 1996.
- GRELLE, A. & LINDROTH, A. **Eddy-correlation system for long-term monitoring of flux of heat, water vapor and CO₂.** Global Change Biology, v.2, p. 297-307, 1996.
- HANSON, P.J.; WULLSCHLEGER, S.D.; BOHLMAN, S.A. et al. **Seasonal and topographic patterns of forest floor CO₂ efflux from an upland oak forest.** Tree Physiology, v.13, p.1-15, 1992.
- HENSEN, A.; VERMEULEN, A. T.; WYERS, G. P. et al. **Eddy correlation and relaxed eddy accumulation measurements of CO₂ fluxes over grassland.** Phys. Chem. Earth, v. 21, p. 383-388, 1996.
- HERRIOTT, D.R.; SCHULTE, H.J. **Folded optical delay lines.** Appl. Opt., v 4, p. 883, 1965.

- HOLTON, J. R. **Introdução à meteorologia dinâmica**. 3ª edição, Tradução Dimitrie Nechet (An Introduction to Dynamic Meteorology, International Geophysics, vol.48), Departamento de Meteorologia – UFPA, p. 1 – 473, 1997.
- HOREL, J.D.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. **An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas**. *J. Climate*, v.2, p. 1388 – 1403, 1989.
- INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Technical Summary. In: HOUGHTON, J.T.; MEIRA FILHO, L.G.; CALLANDER, B.A. et al **Climate change 1995: The science of climate change**. IPCC 1996. Cambridge: Cambridge University press, p. 9-49, 1996.
- KEELING, C.D. & WHORF, T. P. **Atmospheric CO₂ concentration (ppmv) derived from in situ air samples collected at Mauna Loa observatory**. Hawaii, <http://www.cdiac.esd.ornl.gov/ndps/ndp001.html>, 1999.
- KEELING, C.D. & WHORF, T. P. **Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network**, In: Trends 93: A Compendium of Data on Global Change, ORNL/CDIAC – 65, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., 1994
- KORMANN, R. **Entwicklung eines frequenzmodulierten diodenlaserspektrometers zur bestimmung von spurengasflüssen in der atmosphäre**, Thesis de Doutorado do Institut Atmosphärische Umweltforschung da Universidade de Munique, Band 49 – 90, Garmisch-Partenkirchen (Alemanha), 1997.
- KORMANN, R.; MÜLLER, H. & WERLE, P. **Eddy flux measurements of methane over the fen “Murnauer Moos”, 11°11'E, 47°39'N, using a fast tunable diode laser spectrometer**, *Max Planck Institut Für Chemie*, v.35, Issue 14, p.2533-2544, 2001.
- KRUUT, B., LLOYD, J., GRACE, J. et al. **Sources and sinks of CO₂ in Rondônia tropical rainforest**, In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. et al. (eds), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Chichester, John Wiley & Sons, 1996.
- KRUPA, S.V. **Global Climate Change: processes and products – an overview** *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 46, p.73-88, 1997.
- KUBISKE, M.E. & ABRAMS, M.D. **Ecophysiological analyses of woody species in contrasting temperate communities during wet and dry years**. *Oecologia*, v 8, p.303-312, 1994.
- LEAL, L. S. M. **Fluxo de CO₂ na região leste da floresta amazônica**. Dissertação (mestrado em Meteorologia Agrícola), Viçosa/MG: UFV, p.11-15, 2000

- LENSCHOW, D. H. **Micrometeorological techniques for measuring biosphere-atmosphere trace gas exchange.** In: MATSON, P.; HARRIS, B. (Eds.) *Methods in ecology: Trace gas.* New York, 1995.
- LYRA, R. F. F., **Desmatamento da Amazônia e sua Repercussão a Nível de Camada Limite Atmosférica: Projeto RBLE "Rondonia Boundary Layer Experiment".** Relatório, UFAL/CCEN/MET, p.30, 1995.
- LYRA, R. F. F.; SOUZA, S. S.; NOBRE, C. et al. **Desmatamento da Amazônia e sua repercussão ao nível da camada limite atmosférica: Projeto RBLE.** IX Cong. Bras. de Meteorol., v.2, Campos do Jordão/SP, p.1266-1270, 1996.
- MALHI, Y.; NOBRE, A.D.; GRACE, J. et al. **Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest.** *J. Geophysical Res.*, v.103, p.31593-31612, 1998.
- MALHI, Y. & GRACE, J. **Tropical forests and atmospheric carbon dioxide.** *Trends in Ecology and Evolution*, v.15, p.332-337, 2000.
- MANABE, S. & BROCCOLI, A.J. **The influence of continental ice sheets on climate of an ice age.** *J. Geophys. Res.*, v. 90, p. 2167-2190, 1985.
- MARENGO, J., HASTENRATH, S. **Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin.** *J. Climate*, v.6, p.617-617, 1993.
- MARENGO, J., DRUYAN, L., HASTENRATH, S. **Observational and modelling studies of Amazonian interannual climate variability.** *Clim. Change.*, v. 23, p.267-286, 1993.
- MARQUES, J.; SALATI, E., SANTOS, J.M. **Cálculo da evapotranspiração real da bacia Amazônica através do método aerológico.** *Acta Amazônica*, v.10, p. 357-361, 1980.
- MARQUES FILHO, A. de O.; GÓES RIBEIRO, M. N.; FATTORI, A.P. et al. **Evaporação Potencial de Florestas.** *Acta Amazônica*, v.16/17, p. 277 – 292, 1986.
- MEIR, P., GRACE, J., LLOYD, J. et al. **Soil respiration in a rainforest in Amazonia, and in Cerrado in Central Brazil.** In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J. M. et al. (eds), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Chichester, John Wiley & Sons, 1996.
- MIRANDA, E.E. **Como conciliar desenvolvimento e meio ambiente na Amazônia? Geotecnologias, zoneamento agroecológicos e ordenamento ambiental no Estado de Tocantins.** In *Anais GIS BRASIL 1999*, Salvador, Brazil, publicado em CD-ROM, 1999.

- MOLION, L.C.B. **A climatology study of the energy and moisture of the Amazonas basin with considerations to the deforestation effect.** Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos/SP, p.140, 1976.
- MOLION, L.C.B. **Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação.** Rev. Bras. de Meteorol., v.2, p.107-117, 1987.
- MOLION, L. C. B., **A Amazônia e o Clima da Terra.** Ciência hoje, v.8, p.42-47, 1990.
- MONCRIEFF, J. B.; MALHI, Y.; LEUNING, R. **The propagation of erros in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water** Global change biology, v.2, p.231-240, 1996.
- MONCRIEFF, J.; MASSHEDER, J.M.; De BRUIN, H. et al. **A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide.** J. Hydrology, v.188-189, p.589-611, 1997.
- MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; BENINCASA, M. et al. **Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia.** Rev. Bras. de Agromet., v.7, p. 163-168, 1999
- NEPSTAD, D.C.; VERÍSSIMO, A.; ALENCAR, A. et al. **Large scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire.** Nature, v. 398, p.505-508, 1999.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P.J. & SHUKLA, J. **Impactos Climáticos do Desmatamento da Amazônia,** Climanálise, v.3, p.44-55, 1989.
- NOBRE, C. A.; FISCH, G.; ROCHA, H. R. et al. **Observations of the atmospheric boundary layer in Rondônia.** In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M. et al. (eds) **Amazonian Deforestation and Climate.** 1 ed., Chichester, John Wiley & Sons, 1996.
- NOBRE, C.A.; FISCH, G.; NOBRE, A.D. et al. **Balço de energia, vapor d'água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia Central.** Relatório: Projeto Balço de Energia. Vapor d'água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia Central (Projeto 0966/95), realizado pelo INPA e INPE, período de 1996-1999, p. 373-386, acessado em 2002, <http://www.mct.gov.br/prog/ppg7/projetos/0966.htm>
- NOBRE, C. A. & GASH, J. H. C. **Desmatamento e clima: o maior estudo já feito na Amazônia.** Ciência Hoje, v.22, p.32-41, 1997.
- NOBRE, C. **Alterações climáticas globais e suas implicações para o Brasil.** Rev Bras. de Energia – Especial, 1992.
- NORMAN, J.M. & VERMA, R.G. **Soil surface CO₂ fluxes and the carbon budget of a Grassland.** J. Geophysical Res., v.97, p.18845-18853, 1992

- OLIVEIRA, P. J. & FISCH, G. **Efeito da Turbulência na Camada Limite Atmosférica em áreas de Floresta e Pastagem na Amazônia.** Rev. Bras. de Meteorol., v.15, 2000
- PEARCY, R.W.; EHLERINGER, J.; MOONEY, H.A. et al. **Plant Physiological Ecology, field methods and Instrumentation.** Li-cor Radiation Sensors Type SZ – Intruccion Manuel, Ed. Chopman e Hall, first edition in 1989
- PEREIRA, A. R. **Introdução a micrometeorologia.** Apostila LFM 709, Departamento de Ciências Exatas –Piracicaba/SP: ESALQ/USP, p. 72, 2000
- PHILLIPS, O.L. & GENTRY, A.H. **Increasing turnover through time in tropical forests.** Science v.263, p. 954-958, 1994.
- PHILLIPS, O L.; MALHI, Y.; HIGUCHI, N. et al. **Changes in the carbon balance of the tropical forests: evidence from long term plots,** Science, v.282, p.439-442, 1998.
- RAICH, J.W & SCHLESINGER, W.H. **The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate.** Tellus, v.44, p 81-99, 1992
- RESCHKE, G. A., COSTA, J. M. N.; PRATES, J. E. et al, **Comparação dos Fluxos de Energia em Áreas de Pastagem e de Floresta em Ji-Paraná, RO,** IX Cong. Bras. de Meteorol., v.2, Campos do Jordão/SP, p.1162-1164, 1996.
- RICHEY, J.E.; MELACK, J.M.; AUFDENKAMPE, A. K., et al. **Outgassing from Amazonian floodwaters as a large tropical source of atmospheric carbon dioxide.** Nature, v.416, p.617-620, 2002.
- RIOS,C.C. **A floresta.** Acessado em 2002, <http://www.bhmet.com.br/~cvrios/floresta.html>
- ROSA, L. P ; GOLDEMBERG, J.; NOBRE, C. A.; TOLMASQUIM, M. T , DIAS, P. L. S , **Primeiro Relatório da Comissão de Mudanças Climáticas,** Societ Brasil. para o Progresso da Ciência (SBPC), p.1-33, 2000.
- SALATI, E. & MARQUES, J. **Climatology of the Amazon region.** In. The Amazon – Limnology and landscape ecology of tropical river and its lasin. Sioli, H (ed) Dr. W Junk Publishers, p. 763, 1984.
- SALATI, E.; DAH'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. R., **Recycling of Water in Amazon Basin end Isotropic Study,** Water Resources Res., v.15, p.1250-1258, 1979.
- SANTOS, E. O. **Contribuição ao estudo do fluxo de dióxido de carbono dentro da floresta amazônica.** Dissertação (Mestrado em Ciências de Engenharia Mecânica) Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro/RJ, p.87, 1999.
- SARIEGO, J. C., **Educação Ambiental: As ameaças ao Planeta Azul.** 1 ed , Ed Scipione, 1994.

- SELLERS, P.J., RANDALL, D.A., COLLATZ, C.J. et al. **A Revised Land-Surface Parametrization (SiB2) for Atmospheric GCMs: Part I: Model Formulation.** *J. Climate*, v. 9, p. 676-705, 1996.
- SHARKOV, I.N. **An improved absorption method for measuring CO₂ evolution from soil under field conditions.** *Pochvovedeniye, Engl. Transl.*, v.1, p 127-133, 1987
- SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R. et al. **Amazonian Evaporation.** *Rev. Bras. de Meteorol.*, v.2, p. 179-191, 1987.
- SILVA, A. E. **Alguns aspectos da camada limite superficial no Oeste da Amazônia, em regiões de floresta nativa e pastagem, durante a estação seca (1994) e a estação chuvosa (1999).** Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), UFAL/CCEN/MET, p. 38, 2003.
- SILVA DIAS, M. A. F. & REGNIER, P. **Simulation of Mesoscale Circulations in a Deforested Area of Rondonia in the Dry Season.** In: *Amazonian Deforestation and Climate.* GASH, J.; NOBRE, C.; ROBERTS, J. et al. Eds., John Wiley & Sons, p. 531-547, 1996.
- SILVA DIAS, M.A.F.; DIAS, P. L. S.; FISCH, G. F. et al. **Clouds rain processes and biosphere interaction in LBA.** 6th GEWEX Hydrometeorological Panel Meeting, Angra dos Reis, Brazil, 2000.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H. & DE MARIA, M. **Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection.** *J. Atmos. Sci.*, v.40, p. 2689-2707, 1983
- SOTTA, E.D. **Fluxo de CO₂ entre o solo e a atmosfera em floresta tropical úmida da Amazônia central.** Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), dissertação de mestrado, p.150, 1998.
- SOUZA, J. L.; BARRETO, E. J. S.; FILHO, G. M. et al. **Relação entre radiação solar global, PAR e saldo de radiação em cultivo de milho.** XII Cong. Bras. de Agrometeorol., Fortaleza/CE, p.889-890, 2001.
- TANS, P.P.; FUNG, Y.I.; TAKAHASI, T. **Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget.** *Science*, v. 247, p.1431-1438, 1990.
- TANS, P.P.; BAKWIN, P.S.; GUENTHER, D.W. **A feasible global carbon cycle observing system: a plan to decipher today's carbon cycle based on observations** *Global change biology*, v.2, p.309-318, 1996.
- TARDIEU, F. & DAVIES, W.J. **Stomatal response to abscisic acid is a function of current plant water status.** *Plant physiology*, v.98, p.540-545, 1992.

- TRUMBORE, S.E.; DAVIDSON, E.A.; CAMARGO, P.B. et al. **Belowground cycling of carbon in forest and pastures of Eastern Amazonia**. *Global Biogeochemical Cycles*, v.9, p.515-528, 1995.
- UHL, C. & KAUFFMAN, J.B. **Deforestation effects on fire susceptibility and the potential response of tree species to fire in the rain forests of the eastern Amazon**. *Ecology*, v.71, p.437-449, 1990.
- VALENTINI, R.; DeANGELIS, P.; MATTEUCCI, G. et al. **Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere**. *Global Change Biology*, v.2, p 199-207, 1996.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**, Brasília/DF, p. 111 - 123, 2000.
- VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. **Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica**. *Acta Amazônica*, v.6, p.215-228, 1976.
- WOFSY, S.C.; HARRIS, R. C.; KAPLAN, W. A. **Carbon Dioxide in the Atmosphere over the Amazon Basin**. *J. Geophysical Res.*, v. 93, p. 1377-1387, 1988