

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE**

**Os efeitos dos aerossóis e nuvens sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia  
Central e em Rondônia**

**GLAUBER GUIMARÃES CIRINO DA SILVA**

Manaus, Amazonas

Março, 2011

GLAUBER GUIMARÃES CIRINO DA SILVA

**Os efeitos dos aerossóis e nuvens sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia  
Central e em Rondônia**

PAULO EDUARDO ARTAXO NETTO  
Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

Dissertação apresentada ao Instituto  
Nacional de Pesquisas da Amazônia  
como parte dos requisitos para  
obtenção do título de Mestre em  
Clima e Ambiente

Manaus, Amazonas  
Março, 2011

S586

Silva, Glauber Guimarães Cirino da

Os efeitos dos aerossóis e nuvens sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia Central e em Rondônia / Glauber Guimarães Cirino da Silva. --- Manaus : [s.n.],2011.

xiii, 86 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) -- INPA, Manaus, 2011

Orientador : Paulo Eduardo Artaxo Netto

Co-orientador : Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

Área de concentração : Interações Clima-Biosfera na Amazônia

1. Aerossóis atmosféricos. 2. Queimadas - Amazônia. 3. Fluxo de carbono.  
I. Título.

CDD 19. ed. 551.527

**Sinopse:**

Foram estudados os efeitos radiativos de nuvens e aerossóis sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia Central e em Rondônia.

**Palavras-Chave:** Fluxo de carbono, aerossóis atmosféricos, queimadas.

*A todos aqueles que renunciaram  
sonhos por um ideal, dedico.*

## Agradecimentos

Nos últimos anos, um grupo grande de amigos, colegas, professores, colaboradores e familiares exerceram um papel fundamental para que eu realizasse este sonho. Estou profundamente agradecido a todas essas pessoas. Sem a participação direta desses grupos, dia-a-dia, seria praticamente impossível minha permanência no caminho da pesquisa científica. Sou especialmente grato:

Aos meus pais, pelos ensinamentos, valores morais e principalmente pela herança imensurável da educação escolar. Quero agradecer especialmente a minha Mãe, Sra. Ivanete Silva, que com amor, carinho e determinação, me ajudou incansavelmente na resolução de inúmeras atribuições durante este Mestrado. A minha irmã, Cris Guimarães, por todo o apoio, incentivo e boas conversas. Quero agradecer, *in memoriam*, ao meu irmão Heber Guimarães, pela parceria, amizade, espirtuosidade e perspicácia, que me trouxe muitas felicidades ao longo de muitos anos (inesquecíveis). A minha esposa e filho, Simone Silva e Vinícius Guimarães, meu muito obrigado, especialmente pela paciência e compreensão que tiveram ao longo de vários meses de muito trabalho. Aos amigos Bruno Takeshi e Raimundo Marques Neto por toda generosidade.

Quero agradecer também ao Dr. José Ricardo, pelas instigantes discussões “filosóficas” sobre ciência e também pela a oportunidade de iniciação científica. Ao Dr. Antônio Carlos Lôla da Costa, pelos incentivos e oportunidades. A Prof. Dra. Midori Makino, pelo jeito “mãe” de ensinar. Aos Doutores Alexandre Corrêa, Celso Von Randow, José Nogueira, Osvaldo Borges, Alessandro Araujo e Hernani Brazão agradeço profundamente o repasse generoso e gentil de dados técnico-científicos, fundamentais na lucubração deste trabalho. A gentileza e atenção de Fernando Cardoso, Leila Leal e Jair Maia, meu muitíssimo obrigado. Ao Dr. Paulo Artaxo pelo apoio, oportunidades de crescimento científico e, sobretudo, por ter confiado este trabalho a mim. Ao Dr. Rodrigo Souza pelas orientações fundamentais em sensoriamento remoto e pelas “dicas” infalíveis de programação em MATLAB. Ao Dr. Júlio Tota, pelo apoio e incentivo. Ao Prof. Dr. David K. Adams, pelas oportunidades de crescimento profissional, apoio e amizade. Ao Dr. Manzi, pelo bom trabalho desenvolvido no PPG-CLIAMB. À CAPES, À FAPESP e ao LBA, pelo apoio financeiro, sem o qual seria impossível desenvolver este trabalho.

*“Maravilhar-se é o primeiro  
passo para o descobrimento.”*  
– Platão

## Resumo

Este trabalho estudou a influência de aerossóis e nuvens sobre a fixação líquida de carbono (*Net Ecosystem Exchange - NEE*) por ecossistemas de floresta primária de Rondônia e da Amazônia Central. Avaliou-se o impacto dos aerossóis sobre alguns dos principais fatores ambientais que afetam diretamente a atividade fotossintética dos vegetais, como a temperatura do ar e umidade relativa. Um algoritmo de irradiância de céu-claro foi desenvolvido e utilizado para determinar a irradiância relativa ( $f$ ), utilizada para quantificar a radiação solar extinta (absorvida e espalhada) devido à presença de aerossóis e nuvens na atmosfera. As medidas de profundidade óptica de aerossóis foram realizadas com o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (a bordo dos satélites AQUA e TERRA), validadas previamente com medidas de fotômetros solares da rede NASA/AERONET (*Aerosol Robotic Network*). Os fluxos de carbono foram medidos por meio de técnicas de vórtices turbulentos (*eddy-correlation*). Dois ecossistemas de floresta constituíram os locais estudados, a Reserva Biológica do Jaru (localizada na região do arco do desflorestamento) e Reserva Biológica do Cuieiras (localizada na Amazônia central). Na Reserva Biológica do Jaru foi observado um aumento de 29% na fixação de carbono (NEE) quando o AOD variou de 0,1 para 1,5. Já na Amazônia Central, este efeito foi da ordem de 26% quando o AOD variou de 0,10 para 0,50. O aumento no NEE, em ambos os sítios, é atribuído ao aumento de até 50% da fração difusa da radiação solar em relação à fração direta desta radiação. Para reduções ainda maiores da radiação solar incidente (com ausência de luminosidade em quantidades suficientes requeridas ao processo de fotossíntese), associadas a altas concentrações de aerossóis na atmosfera e/ou devido à alta cobertura de nuvens, o NEE passa a sofrer reduções significativas até atingir valores próximos de zero. Alterações importantes na temperatura e na umidade relativa do ar pela interação da radiação solar com a alta carga de aerossóis emitidos em queimadas também foram estudadas em ambos os sítios. Tendo em vista o transporte de aerossol em larga escala durante as queimadas, alterações no fluxo de carbono podem estar ocorrendo em amplas áreas na Amazônia, com importantes mudanças no potencial para os ecossistemas florestais absorverem quantidades significativas de CO<sub>2</sub> atmosférico.

## Abstract

This study examined the effects of changes in net radiation due to aerosols and clouds on the net ecosystem exchange – (NEE) in primary forest ecosystems in Rondônia and central Amazonia. Nevertheless it is also evaluated some of the major environmental factors affecting the photosynthetic activity of plants, such as air temperature and relative humidity. A algorithm of clear-sky irradiance was developed and used to determine the relative irradiance ( $f$ ) which was used to quantify the percentage of solar radiation absorbed and scattered due to aerosols and clouds. The aerosol optical Depth (AOD) measurements were performed with MODIS (onboard TERRA and AQUA satellites), previously validated with AOD measurements from the NASA/AERONET network of sun photometers. The carbon fluxes were measured through eddy-correlation techniques. Two sites were studied: the Biological Reserve of Jaru (located in the region of the arc of deforestation in Rondônia) and the Cuieiras Biological Reserve (located in a preserved region in central Amazonia). In the Jaru Biological Reserve, a 29% increase in carbon uptake (NEE) when the AOD ranged from 0.10 to 1.5 was observed. In the Cuieiras Biological Reserve, this effect is smaller, being ~ 26%. For higher aerosol loading in the atmosphere, with stronger reductions of solar radiation, the photosynthetic process is almost shut down, with NEE values close to zero for very high AOD or high cloud cover. The increase of 29 and 26% of NEE, is attributed to an increase of the diffusion fraction of the solar radiation. Major changes in air temperature and relative humidity explained by the interaction of solar radiation with high aerosol load were also observed at both sites. Considering the long range transport of aerosols, the change in carbon flux may occurs in large areas in Amazonia, changing the potential for forest ecosystems to absorb significant amounts of atmospheric CO<sub>2</sub>.



# Índice

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1. Contexto científico do estudo .....	1
1.2. Objetivos deste trabalho.....	4
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO</b> .....	6
2.1. Caracterização e localização das áreas de estudo.....	6
2.1.1. Manaus-AM (K34) – Sítio LBA .....	6
2.1.1.1. Vegetação .....	6
2.1.1.2. Clima .....	7
2.1.2. Ji-Paraná-RO (RBJ) – Sítio LBA .....	8
2.1.2.1. Vegetação .....	9
2.1.2.2. Clima .....	11
2.1.3. Localização das áreas de estudo.....	12
2.2. Instrumentação e Medidas .....	12
2.2.1. Variáveis Micrometeorológicas .....	12
2.2.2. Fluxos turbulentos .....	16
2.2.2.1 O fluxo de carbono medido pelo Método de <i>eddy correlation</i> .....	16
2.2.2.1.1. Absorção líquida de carbono pelo ecossistema – NEE (CO <sub>2</sub> ).....	18
2.2.3. Medidas de aerossóis atmosféricos com os sensores MODIS e AERONET .....	20
2.2.4. Análise das medidas .....	21
2.3. Método de trabalho .....	22
2.3.1. Irradiância solar extraterrestre ( $J_0$ ).....	23
2.3.2. Determinação do índice de claridade (kt) .....	24
2.3.3. Medida da irradiância relativa (f) .....	25
2.3.3.1. Dias de céu-claro .....	28
2.3.4. Modelo de irradiância de céu-claro .....	30
2.3.5. Coberturas de nuvens ( <i>cloud gap effect</i> ) .....	31
2.3.5.1. Fluxos de CO <sub>2</sub> de céu-claro .....	31
2.3.6. Radiação PAR (difusa) .....	32
2.3.7. Temperatura do dossel .....	35
<b>3. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	37
3.1. Validação MODIS e AERONET .....	37
3.1.1. O desempenho do sensor MODIS em áreas da Amazônia central e arco do desflorestamento .....	38
3.2. Variação espacial e sazonal de AOD (MODIS-AERONET) .....	42
3.3. O Modelo de Irradiância de Céu-Claro .....	50

3.4. O impacto dos aerossóis e nuvens sobre a irradiância relativa (f) .....	53
3.5. O efeito da radiação PAR (difusa) na eficiência de uso da radiação solar (LUE) pela floresta .....	57
3.6. Os efeitos da radiação PAR (total) e PAR (difusa) sobre as medidas de NEE .....	61
3.7. O efeito dos aerossóis e nuvens sobre as medidas de fluxo de CO <sub>2</sub> (NEE) .....	64
3.8. A fixação líquida de CO <sub>2</sub> devido aos aerossóis e as nuvens.....	70
3.8.1. Fluxos de CO <sub>2</sub> e as variações no ângulo solar zenital (ASZ) .....	70
3.9. Possíveis fatores ambientais controlando a absorção líquida de CO <sub>2</sub> .....	75
<b>4. CONCLUSÕES .....</b>	<b>73</b>
<b>5. PERSPECTIVAS FUTURAS .....</b>	<b>75</b>
<b>6. BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>76</b>
<b>ANEXOS</b>	

## Lista de figuras

- Figura 1** – Mapa de localização geográfica das torres micrometeorológicas e de fluxo de CO<sub>2</sub> instaladas na Reserva Florestal dos Cuieiras (K34) e Reserva Biológica do Jaru (RBJ), utilizadas neste estudo e em operação pelo Programa LBA. ....12
- Figura 2** – Imagem ilustrativa de uma das principais torres de fluxo de carbono em operação na Amazônia (Manaus-AM) - K34. Fonte: Araujo, (2009). ....13
- Figura 3** - ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS, em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) mostram a validação das estimativas de AOD (550nm) pelo sensor MODIS, em Manaus-AM (K34) e Balbina-AM.....39
- Figura 4** – o ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS, em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) asseguram a confiabilidade da estimativa de AOD (550nm) pelo MODIS em Santarém-PA (K83) e Belterra-PA.....39
- Figura 5** – Mostra o ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS (MOD04L2), em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) asseguram a confiabilidade da estimativa de AOD (550nm) pelo MODIS sobre a (RBJ) em Ji-Paraná (RO) e sobre o sítio experimental Abracos Hill (RO) (áreas impactadas). ....40
- Figura 6** – Mostra o ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS (MOD04L2), em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) asseguram a confiabilidade da estimativa de AOD (550nm) pelo MODIS sobre SINOP (MT) e Alta Floresta (MT) (áreas impactadas).....40
- Figura 7** – Perfil médio anual do AOD dos aerossóis de queimada entre 2000 e 2009 para o sítio experimental do K34 /Manaus-AM (a) e RBJ /Rondônia-RO (b), obtidos a partir do sensor MODIS (TERRA e AQUA). ....42
- Figura 8** – Ciclo sazonal médio climatológico (a-c) e a distribuição da série temporal de AOD (b-d) em Manaus-AM (área de floresta) e Balbina-AM. Os pontos vermelhos representam: valores atípicos de AOD (*outliers*). As linhas horizontais: medianas (decêndios). As barras verticais pontilhadas: o desvio padrão encontrado para cada decêndio. As caixas: a margem de variação do AOD encontrados com maior frequência a cada (75%) 10 dias (decêndios). Os resultados mostram pouca variação sazonal do AOD ao longo do ano para estes sítios. ....44

**Figura 9** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em Santarém-PA (K83) e Belterra-PA. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). ..... 45

**Figura 10** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em Ji-Paraná-RO (RBJ) e em Ji-Paraná-RO (Abracos Hill). Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). Os resultados mostram forte variação sazonal. O período de queimadas se estende dos dias 220-340 (dias julianos) /2000-2010. ....47

**Figura 11** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em SINOP-MT e Alta Floresta-MT. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). Os resultados mostram forte variação sazonal. O período de queimadas se estende dos dias 220-330 (dias julianos) /2000-2009. ....48

**Figura 12** – Dispersão (*scatterplots*) com curvas de regressão entre a irradiância solar ( $S_0'$ ), índice de claridade de céu-claro (*kt*) e o co-seno do ângulo solar zenital, para a floresta tropical chuvosa do K34 (a,b) e RBJ (c,d) entre 1999 e 2009. Os coeficientes de regressão e de determinação ( $R^2$ ) estão apresentados na tabela 1. ....50

**Figura 13** – Distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em SINOP-MT e Alta Floresta-MT. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). Os resultados mostram forte variação sazonal. O período de queimadas se estende dos dias 220-330 (dias julianos) /2000-2009. ....53

**Figura 14** – Valores de *f* em função do AOD (500 nm) das partículas de queimada na K34 (a) e RBJ (b), em áreas de floresta. As medidas realizadas encontram-se separadas para um intervalo ASZ entre 10 e 35° K34 (a) e RBJ (b). ....55

- Figura 15** – A relação entre a radiação PAR total e  $f$  para medidas realizadas na RBJ e K34, mostram redução de 25-30% (RBJ) na radiação PAR total incidente quando  $f$  varia de 1,2 para 0,75-0,80 (a-b). As medidas com ASZ entre 10-35°, de uma maneira geral, englobam as medidas realizadas separadamente entre 10-20° e 20-35°. Entretanto, para a mesma variação em  $f$  (1,2-0,75), um aumento importante da ordem de 50% ocorre na radiação PAR (difusa) (c-d).....57
- Figura 16** – Eficiência de Uso da Luz (LUE) pela vegetação das florestas (RBJ) (a) e (K34) (b), como uma função da fração PAR difusa. Os resultados mostram que a floresta do Jarú (RBJ), mais impactada por queimadas e por mudanças no uso da terra, pode estar fixando sensivelmente mais CO<sub>2</sub> devido ao uso mais eficiente da luz no processo de fotossíntese durante a estação de queimadas, se comparada à floresta (K34). .....58
- Figura 17** – NEE em função da radiação PAR total e PAR difusa, para medidas entre as 10:00 e 16:00 horas (local) na K34. A floresta do Cuieiras (K34) aproveita mais eficientemente a radiação difusa para realizar fotossíntese do que a radiação solar direta. ....60
- Figura 18** – NEE em função da radiação PAR total e PAR difusa, para medidas entre as 10:00 e 16:00 horas (local) na RBJ. A floresta do Jarú (RBJ) aproveita mais eficientemente a radiação difusa para realizar fotossíntese do que a radiação solar direta. ....61
- Figura 19** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação de queimadas na Amazônia para medidas entre 10-35° (ASZ). As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE aumentam na medida em que os valores de  $f$  assumem valores menores que 1,2, atingindo um máximo em torno de 0,80. Um aumento da ordem de 17% e 26% é observado no fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE, respectivamente, quando  $f$  varia de 1,0 para 0,80. Manaus-AM (K34) / Análises (1999-2009). ....64
- Figura 20** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação de queimadas na Amazônia para medidas entre 10-35° (ASZ). As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE aumentam na medida em que os valores de  $f$  assumem valores menores que 1,2, atingindo um máximo em torno de 0,80. Um aumento da ordem de 14% e 29% é observado no fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE, respectivamente, quando  $f$  varia de 1,2 para 0,80. Rondônia-RO (RBJ) / Análises (1999-2002). ....65
- Figura 21** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação seca no K34 (área de floresta) para medidas entre 10 e 35°. As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> aumentam (assumem valores mais negativos) à medida que  $f$  varia de 1,0 a 0,75. ....67
- Figura 22** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação seca na RBJ (área de floresta) para medidas entre 10 e 35°. As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> aumentam (assumem valores mais negativos) à medida que  $f$  varia de 1,0 a 0,80. ....68

<b>Figura 23</b> – Efeito do aumento do AOD (500nm) sobre as medidas de fluxo de CO <sub>2</sub> (a) e NEE (b). Nota-se, um aumento no fluxo de CO <sub>2</sub> com o aumento do AOD devido principalmente ao aumento da fração difusa da radiação solar em relação à sua fração direta. ....	68
<b>Figura 24</b> – Relação entre NEE, Fluxo de CO <sub>2</sub> e ângulo solar zenital (z), sob condições de céu-claro (f=1,0) e limpo (AOD ≤ 0,10) nas Florestas Tropicais Chuvosas da RBJ (a) e K34 (b). Os cálculos foram feitos apenas para as manhãs de céu claro - NEEclear-sky, já que houve pouca assimetria na comparação dos resultados entre os períodos matutino e vespertino, tanto na floresta (RBJ) quanto na (K34). ....	70
<b>Figura 25</b> – Mudanças relativas no FluxC (%) e NEE(%), como uma função da irradiância relativa (f), para dois intervalos de ângulo solar zenital (ASZ): 10-20° e 20-35°. As medidas foram realizadas ao longo da estação de queimadas na K34(a-b) e RBJ(c-d) (áreas de florestas), a partir de dados observados entre 1999-2002 (RBJ) e 1999-2009 (K34). ....	73
<b>Figura 26</b> – Temperatura do ar na K34 (a) e RBJ (b) (áreas de floresta) em função de f para medidas entre 10-35°(ASZ). A redução da irradiância solar na superfície, devido à presença de aerossóis e nuvens, causa um resfriamento da ordem de 4 e 3°C na temperatura do ar, no sítio K34 e RBJ, respectivamente. A variação da temperatura seria um fator limitante a variações das medidas de fluxo de CO <sub>2</sub> . ....	74
<b>Figura 27</b> - Temperatura do dossel na K34 (a) e RBJ (b) (áreas de floresta) em função de f para medidas entre 10-35°(ASZ). A redução da irradiância solar à superfície, devido à presença de aerossóis e nuvens, causa um resfriamento da ordem de 4 e 3°C na temperatura da superfície, no sítio K34 e RBJ, respectivamente. A variação da temperatura seria um fator limitante a variações das medidas de fluxo de CO <sub>2</sub> . ....	75
<b>Figura 28</b> – Umidade relativa do ar em função de f na RBJ (a) e K34 (b) (áreas de floresta). A interação de aerossóis e nuvens com a radiação solar produz um aumento na umidade relativa do ar de aproximadamente 10-15% devido à redução na irradiância solar incidente para f variando de 1,2 a 0,80. ....	75

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Contexto científico do estudo

O potencial para os ecossistemas terrestres de absorver quantidades significativas de dióxido de carbono, diminuindo assim, o excesso da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, tornou-se uma questão importante no debate sobre a redução das concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub>. A biosfera terrestre seqüestra continuamente cerca de 26% das emissões de dióxido de carbono antropogênico (Gurney *et al.*, 2002). Sugere-se que a Amazônia tem sido um dos maiores contribuintes para as variações interanuais observadas nestas absorções, embora as causas subjacentes ainda não estejam claras (Bousquet *et al.*, 2000). Neste contexto, o importante papel da floresta amazônica na ciclagem do carbono tem sido frequentemente discutido, embora o conhecimento sobre os aspectos que regulam os processos de ciclagem de carbono nas florestas tropicais seja limitado. O papel da Amazônia na questão do ciclo do carbono também se destaca por meio das mudanças de uso de solo (Malhi *et al.*, 1999; 2000; 2008, Fearnside, 2008), com a conversão de florestas em áreas de pastagens e cultivo e o consequente desmatamento e queimadas. A queima anual de biomassa florestal constitui um dos processos mais importantes de alterações na atmosfera da região amazônica (Artaxo, 2010), com a consequente emissão de grandes quantidades de gases e partículas de aerossóis para a atmosfera (Artaxo *et al.*, 2006, 2008, 2009). Durante a estação seca (em geral de agosto a outubro), observamos plumas de queimadas com extensão de 5 a 8 milhões de Km<sup>2</sup> que afetam o ecossistema Amazônico e outras regiões de modo bastante significativo (Oliveira *et al.*, 2007, Artaxo e Andreae, 2007). Essas plumas são compostas principalmente por partículas de composição orgânica e carbono gráfico, que devido suas propriedades intrínsecas, espalham e absorvem parte da radiação solar incidente, resfriando a superfície e aquecendo o ar no topo da camada limite planetária. Uma maneira útil de se medir as concentrações de particulados na atmosfera é medindo inicialmente a profundidade óptica dos aerossóis (*aerosol optical depth* - AOD). A AOD está relacionada à extinção da radiação solar por uma coluna de partículas líquidas e/ou sólidas em suspensão na atmosfera (Kaufman *et al.*, 2002).

No Brasil, diversos estudos do LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) tem mostrado uma grande variação sazonal da carga de aerossóis na atmosfera em virtude do aumento da incidência de queimadas na estação seca (Artaxo *et al.*, 2002, 2005, Schafer *et al.*, 2002a, Procópio *et al.*, 2003). As propriedades ópticas das partículas emitidas em queimadas foram extensivamente estudadas por Guyon *et al.* (2004), (2005) e têm efeitos importantes no balanço de radiação atmosférico, atenuando a radiação incidente em até 70%, afetando assim, o funcionamento do ecossistema amazônico (Eck *et al.*, 1998; 2003). Procópio *et al.* (2004) quantificaram o forte efeito radiativo direto dos aerossóis oriundos da queima de biomassa. Os resultados mostram que o retro-espalhamento de radiação solar de volta para o espaço e a absorção de radiação na camada de mistura provocam uma redução da ordem de 38 W/m<sup>2</sup> na radiação que chega à superfície e um aumento de 28 W/m<sup>2</sup> no topo da camada de mistura. Esses dois efeitos combinados levam a um resfriamento da superfície e um aquecimento do topo da camada limite planetária (CLP) com relação ao caso de uma atmosfera com concentrações naturais de aerossóis. Resultados similares foram observados através de modelos regionais (Longo *et al.*, 2009, Martin *et al.*, 2010). Freitas *et al.* (2009) mostraram que esse efeito leva a uma estabilização termodinâmica da baixa atmosfera com uma redução na formação de nuvens convectivas e, portanto, um possível impacto no ciclo hidrológico. Esse efeito na verdade não se limita apenas à área direta das emissões por queimadas, mas se estende para regiões para as quais os movimentos das massas de ar transportam as partículas de aerossóis (Freitas *et al.*, 2009). Davidi *et al.* (2009) mostrou que na região amazônica um aumento na profundidade óptica de 0,02 para 0,6 é capaz de resfriar a superfície em até 4 °C e elevar a temperatura do ar em 850 hPa em até 1,5 °C. O aquecimento da camada de aerossóis em 850 hPa pode ser explicado levando-se em conta a absorção da radiação solar pelos aerossóis. Já o elevado resfriamento que ocorre na superfície é provocado pela fração da radiação solar que foi extinta pela densa camada de aerossóis e também devido ao aumento da fração de cobertura de nuvens.

Em regiões com floresta, o efeito de uma camada de aerossóis sobre o balanço de energia na superfície torna-se mais complexo. Yamasoe *et al.* (2006) mostraram que a radiação fotossinteticamente ativa penetra de forma mais eficiente abaixo da copa das árvores com o aumento da radiação difusa. Doughty *et al.* (2010)



mostraram um aumento de  $4 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  de radiação solar difusa (fotossinteticamente ativa) na subcopa da Flona Tapajós e um resfriamento de  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  na temperatura da superfície do dossel, com relação às situações em que a atmosfera apresentava-se carregada de partículas de aerossóis e nuvens. O resfriamento é atribuído à alta concentração de aerossóis atmosféricos, durante a estação de queimadas nesta região. Foi obtido que sob condições de elevados valores de AOD, o incremento na absorção diurna de  $\text{CO}_2$  é causado tanto pelo aumento da irradiância abaixo do dossel ( $\sim 66$  a  $80\%$ ), como também pela diminuição da temperatura do dossel ( $\sim 20\%$ ). O aumento da irradiância no subdossel foi atribuído ao aumento da fração difusa da luz sobre a copa das árvores, devido ao maior espalhamento da radiação solar que ocorre na presença de alta carga de aerossóis de queimada nesse período. Já o resfriamento, foi atribuído à redução do saldo ( $R_n$ ) de radiação à superfície, causada pela interação direta dos aerossóis de queimadas com a radiação solar.

A intensidade luminosa, a temperatura, a concentração de  $\text{CO}_2$ , o teor de nitrogênio da folha, umidade do ar e a disponibilidade hídrica no solo são fatores ambientais que afetam diretamente a atividade fotossintética dos vegetais (Marengo & Lopes, 2007). O processo de abertura e fechamento dos estômatos está relacionado principalmente com a intensidade de luz e o estado de hidratação da folha. Dessa forma, os estômatos e a área foliar são fatores que influenciam a produtividade da floresta *NPP* (*Net Primary Productivity*), que expressa a taxa líquida de sequestro de carbono pela vegetação. A capacidade fotossintética é uma característica intrínseca de cada espécie vegetal, sendo que as trocas gasosas mudam durante o ciclo do desenvolvimento da espécie e dependem do curso anual e até mesmo do curso diário das flutuações ambientais (luz, temperatura, umidade, nível de  $\text{CO}_2$ , etc) em torno do vegetal (Larcher, 2000).

Oliveira *et al.* (2007) e mais recentemente ainda Zhang, *et al.* (2010), Jing *et al.*, (2010) e Zhang, B.C. *et al.* (2011) observaram que o aumento da quantidade de aerossóis e também de nuvens na atmosfera tem forte influência no fluxo líquido de  $\text{CO}_2$ , na temperatura da superfície, na umidade relativa do ar e no fluxo da radiação fotossinteticamente ativa. Os resultados mostram que a eficiência fotossintética da floresta é maior nas situações com o céu levemente carregado de partículas ou com cobertura moderada de nuvens.

A relevância dos efeitos produzidos pelos aerossóis liberados na queima anual de biomassa florestal torna-se ainda potencialmente maior quando presume-se que eles podem estar acontecendo sobre grande área da Amazônia, e não somente nas áreas mais diretamente afetadas, como a região do arco do desmatamento. O transporte a longa distância das partículas de aerossóis (Longo *et al.*, 2009, Martin *et al.*, 2010) fazem com que este efeito possa estar ocorrendo a 1000-2000 km das áreas desmatadas, já que a meia vida dos aerossóis da fração fina é da ordem de alguns dias ou semanas (Seinfeld, 2006).

## **1.2. Objetivos deste trabalho**

A magnitude do fluxo líquido de carbono entre a floresta amazônica e a atmosfera, o efeito das nuvens e aerossóis emitidos em queimadas sobre o fluxo de CO<sub>2</sub>, são os principais objetos de estudo deste trabalho. A absorção de CO<sub>2</sub> pela floresta em condições atmosféricas de alta carga de aerossóis emitidos em queimadas foi quantificada em poucas regiões da Amazônia até este momento, e este trabalho pretende dar continuidade a este importante aspecto da ciclagem de carbono na Amazônia. O uso de medidas de sensoriamento remoto através do MODIS permite expandir este estudo para áreas onde não há medidas de fotometria solar da rede AERONET. Este trabalho propõe uma avaliação conjunta dos efeitos radiativos de nuvens e aerossóis de queimadas sobre o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> (NEE), em regiões da Amazônia onde esses efeitos ainda não foram observados e quantificados durante um longo período. Para tanto, os objetivos específicos abaixo deverão ser alcançados:

1. Validar as medidas de profundidade óptica de aerossóis (AOD) pelo MODIS em áreas desprovidas de medidas de fotometria solar para medição direta de AOD;
2. Desenvolver um modelo capaz de simular a irradiância solar esperada para dias de céu claro;

3. Estudar o efeito da atenuação da radiação solar total incidente e da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) por aerossóis de queimadas e nuvens, sobre o fluxo líquido de CO<sub>2</sub> entre a atmosfera e a floresta;
4. Avaliar o papel do aumento da fração difusa da radiação solar nos fluxos de carbono, em áreas de floresta nativa da Amazônia central e em Rondônia;
5. Observar o efeito da atenuação da radiação solar total incidente por nuvens e aerossóis de queimada, sobre variáveis meteorológicas que influenciam nas trocas de carbono na Amazônia;

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

### 2.1. Caracterização e localização das áreas de estudo

- **Manaus-AM (K34) – Sítio LBA**

A área experimental da torre chamada de K34 (2° 36'32 0,67"S, 6°12'33 0,48"W, ~120 m acima do nível do mar) está localizada na Reserva Biológica das Cuieiras, do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). É uma reserva florestal nativa de terra firme situada na Amazônia Central, aproximadamente 60 km ao norte da cidade de Manaus, Amazonas. Rennó, *et al.* (2008) mostraram os padrões topográficos deste *sítio*, onde a altitude máxima é de 120m, com distribuição de 31% de planalto, 26% de inclinação e 43% de vale. Na região a topografia apresenta sequências de platôs, encostas e baixios. A área do sítio (~22.735 ha) é formada por uma característica topográfica com terrenos que apresentam diferenças de elevação próximas de 50m e coberturas com vegetação distinta (Araujo, 2009; Tota, 2009). Segundo Ferraz *et al.* (1998) o solo mais bem representado na bacia hidrográfica local é o Latossolo Amarelo Álico, argiloso, que ocupa a superfície dos platôs. Os solos foram classificados em três tipos: Latossolo amarelo nos platôs, Podzólicos-Amarelo nas encostas e Aeronossolos hidromórficos nos baixios. Informações mais detalhadas das características do solo desta região podem ser encontradas em Tribuszy (2005).

#### 2.1.1.1 Vegetação

A área de estudo em Manaus é coberta por floresta tropical úmida densa de terra firme, típica da porção central da região amazônica (Higuchi *et al.*, 1997). A altura média da vegetação é de 30 m próximo à torre, mas varia consideravelmente no intervalo de 20 a 45 m. A cobertura vegetal em áreas de platô e vertente, por exemplo, variam de 30 a 40 m. Em comparação com regiões mais próximas às bordas sul e leste da Amazônia, as florestas da Amazônia central são relativamente bem preservadas, sofrendo poucas perturbações e desmatamento ao longo das últimas décadas (Von Randow, 2007). De acordo com dados do projeto RADAM-BRASIL (1978) tomando como base a geomorfologia, esta região é denominada de sub-região dos Platôs da Amazônia. Quanto ao levantamento florístico de inventários florestais, denomina-se como Macro-ambiente de Relevo Tabular, no qual a

cobertura vegetal densa é frequentemente alterada por manchas de floresta aberta, onde os estratos arbustivos e herbáceos são compostos por regeneração natural das espécies arbóreas, palmeiras e plantas não vasculares. A composição florística da área é bastante heterogênea com índice de Shannon-Wiener para duas parcelas de inventário permanente de 4,39 e 4,59 (Higuchi *et al.*, 1997). Carneiro (2004) trabalhando em cerca de 10 ha mostrou que a composição florística da região estudada nas topografias tipo platô e baixio apresentaram 737 espécies, pertencentes a 238 gêneros e 59 famílias. As famílias que apresentaram maior número de indivíduos foram (Tribuzy, 2005): Lecythidaceae com quinhentos e cinco (505) indivíduos, seguida da Sapotaceae com (498) indivíduos. Porém as famílias da Sapotaceae apresentam-se mais ricas em espécies na região, com sessenta e uma (61) espécies, seguida da Lecythidaceae (36) e Burseraceae (27).

#### **2.1.1.2. Clima**

De acordo com a classificação de Köppen (Fisch *et al.*, 1998) o clima da região é do tipo “Amw”, caracterizado como quente e úmido e denominado também de tropical chuvoso, pois apresenta temperaturas, umidades e precipitações elevadas. A temperatura média anual é de 26,7 °C, com valores de mínima e máxima de 23,5 °C e 31,2 °C respectivamente, sendo a umidade relativa média anual de 84%.

A precipitação anual média medida entre 1961 e 1990 é de 2.285 mm. Há dois períodos sazonais distintos quanto ao regime pluviométrico, que resultam do movimento anual da zona da convergência intertropical (ZCIT) causando na região um período seco e um chuvoso (Marengo & Nobre, 2001). Existem três mecanismos de macro e mesoescala produtores de chuva na região: convecção diurna resultante do aquecimento da superfície, linhas de instabilidade de propagação de N-NE do interior desde a costa atlântica, e conglomerados convectivos associados a sistemas frontais de S-SE que organizam a formação de uma banda de nuvens orientadas no sentido NW-SE, causando chuvas na região ao longo dos meses de verão do HS, durante os quais este sistema é mais intenso (Oliveira & Nobre (1985), Fisch *et al.*, 1998). Maiores informações sobre a meteorologia e hidrologia deste *sítio* podem ser encontradas em diversas publicações tais como Da Rocha *et al.*, 2004, Waterloo *et al.* (2006), Cuartas *et al.* (2007), Hodnett *et al.*, (2007), Tomasella *et al.*, (2008) e Araujo *et al.*, (2009).

Tomando como base uma série histórica do período de 1971 a 2000, a época seca é caracterizada por uma precipitação em torno de  $125 \text{ mm.mês}^{-1}$  se estendendo geralmente pelos meses de julho a outubro, enquanto a estação chuvosa é caracterizada por meses com precipitações superiores a este valor, apresentando médias mensais em torno de  $258 \text{ mm.mês}^{-1}$  entre os meses de novembro a junho. O período seco pode se estender mais ou menos a cada ano e para Sombroek (2001), e Chambers *et al.* (2004) ele pode ser caracterizado por épocas onde a precipitação mensal seja próxima de  $100 \text{ mm.mês}^{-1}$ .

- **Ji-Paraná-RO (RBJ) – Sítio LBA**

A Reserva Biológica do Jarú (RBJ) ( $10^{\circ} 05'' \text{ S}$  e  $61^{\circ} 55'' \text{ O}$ ) é uma unidade de conservação localizada na porção sudeste do estado de Rondônia, na divisa com o estado de Mato Grosso. Esta unidade é composta por uma área florestal de terra firme, localizada a aproximadamente 100 km ao norte de Ji-Paraná, Rondônia, Brasil. Ela foi criada através do decreto Federal n. 83.716 de 11 de julho de 1979, com uma área inicial de 268.150 ha. Atualmente a área se encontra com 353.160 hectares em virtude da incorporação de uma área de 84.000 hectares, nas margens do rio Ji-Paraná, denominada de TD Bela Vista.

Apesar da reserva florestal ser protegida pelo IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis), nos últimos anos ela vem sofrendo com as queimadas e o desmatamento regional. Após a construção da rodovia Cuiabá-Porto Velho (BR 364) em 1968, uma rede de estradas adjacentes a esta rodovia foram progressivamente construídas. Contudo, a área perturbada no setor noroeste a sul-sudeste (sentido horário), predominante direção do vento, é muito pequena, comparado à extensiva área de floresta primária. Ou seja, pode-se considerar o transporte de elementos dentro da camada limite sendo característico de uma floresta primária. Um desenho topográfico mais detalhado desta área pode ser encontrado no trabalho de doutoramento de Von Randow (2007).

Geomorfologicamente, a REBIO Jarú se caracteriza pela presença das seguintes unidades: depressão interplanáltica da Amazônia Meridional e planalto dissecado sul da Amazônia, com altitudes que variam de 100 a 400 metros. Os solos predominantes são em ordem de frequência: o latossolo amarelo, o podzólico vermelho-amarelo e os solos litólicos.

### **2.1.2.1 Vegetação**

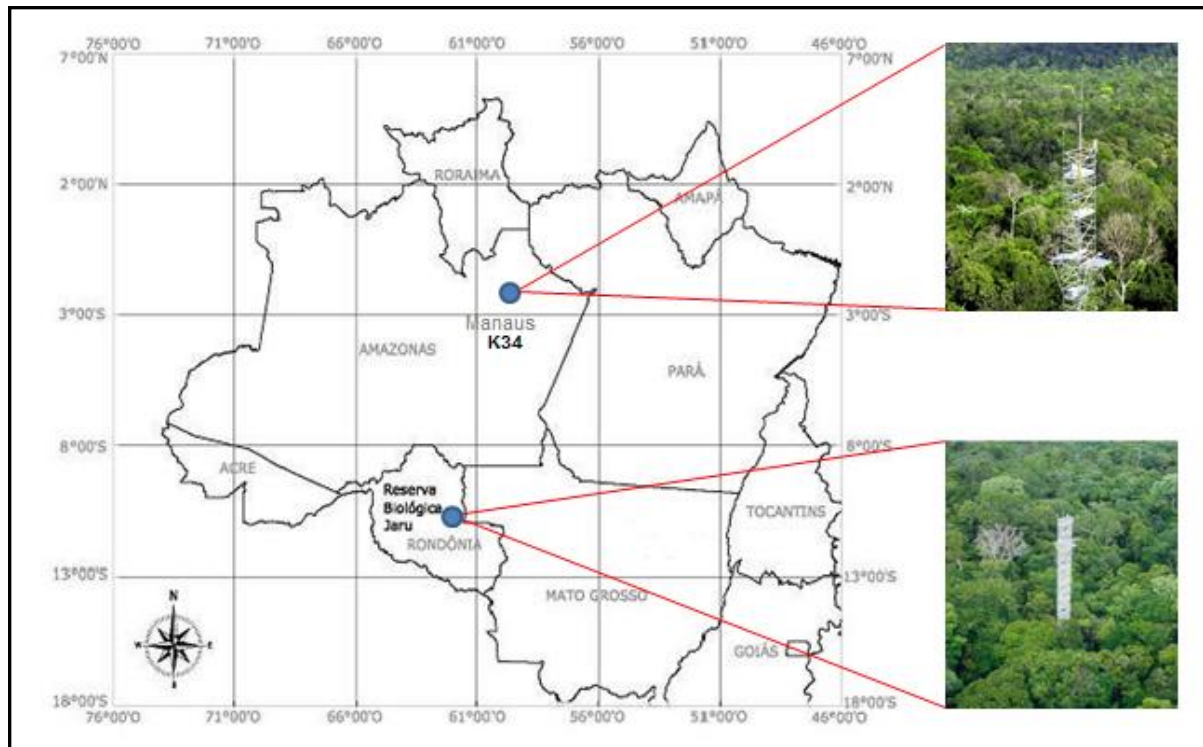
Os diferentes substratos e a grande diversificação nos regimes de chuvas promovem inúmeras fisionomias na área da Rebio Jaru. Conforme o ZSEE-RO (SEDAM/PLANAFLORO, 1998) ocorre na área de estudo cinco tipos de formações fito-ecológicas recobrando esta área. São elas: Floresta Ombrófila Aberta, Floresta Ombrófila Densa, Vegetação de Transição ou de Contato, Cerrados e Formações Aluviais Pioneiras. Estes tipos de formações fito-ecológicas apresentam ainda subdivisões, descritas em detalhes no estudo de Della Justina (2009).

### **2.1.2.2 Clima**

A região sudoeste de Rondônia não sofre influência do mar ou de modo significativo da topografia, e a temperatura é relativamente estável através do ano. Contudo, eventualmente frentes frias penetram do Sul da América do Sul durante os meses de junho e julho, causando um evento conhecido como “*friagem*” quando temperaturas relativamente baixas podem ser observadas. Este fenômeno ocasiona uma brusca alteração nas condições meteorológicas causando uma diminuição da temperatura e umidade do ar e modificando as características ambientais. Trabalhos anteriores descreveram a friagem como sendo uma forte entrada de ar frio vindo do sul o qual penetra dentro dos trópicos e afeta a Amazônia (Fisch *et al.*, 1997; 1998). De fato o mês de julho se destaca como sendo o mês mais frio, com temperatura média próxima a 24,7 °C. Já o mês de outubro se destaca como sendo o mês mais quente, com temperatura média de 26,8°C. Portanto a média anual da temperatura do ar varia mais ou menos entre 24 e 26°C. A média da umidade relativa do ar na área é de 88%, sendo março o mês mais úmido (94%) e agosto o mês mais seco (41%).

No que diz respeito à precipitação, em razão de estar sob a influência do clima Aw, a média anual da precipitação pluvial nesta região varia entre 1.400 a 2.600 mm/ano com o período de estiagem local se estendendo de meados de maio a meados de setembro (Da Rocha *et al.*, 2009). No que diz respeito à velocidade média anual dos ventos na Reserva Biológica do Jaru, segundo dados do Projeto Abracos, os valores chegam próximos de 1,5 m/s (Fisch *et al.*, 1997). Nesta região a direção predominante dos ventos é de sul nos meses de maio a outubro (estiagem) e de norte/nordeste nos meses de novembro a abril.

- **Localização das áreas de estudo**



**Figura 1** – Mapa de localização geográfica das torres micrometeorológicas e de fluxo de CO<sub>2</sub> instaladas na Reserva Florestal do Cuieiras (K34) e Reserva Biológica do Jaru (RBJ) utilizadas neste estudo e em operação pelo Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera na Amazônia).

## **2.2. Instrumentação e medidas**

### **2.2.1. Variáveis Micrometeorológicas**

Atualmente o experimento LBA opera com um número grande de ECA's (Estações Climatológicas Automáticas) instaladas em torres de Fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia. Uma das tarefas torres do LBA na Amazônia é a medição do fluxo de gases e das condições meteorológicas. A medição da concentração e do fluxo de gás carbônico sobre a floresta permite obter informações sobre processos que governam a ciclagem de carbono sobre a floresta Amazônica. No geral as torres são equipadas com Estações Meteorológicas Automáticas (*Automatic Weather Station - AWS*) com sensores meteorológicos que fornecem medidas “médias” de variáveis micrometeorológicas a cada 30 ou 60 minutos. Elas consistem basicamente de um radiômetro para medição da radiação solar global (no comprimento de onda de ~0,3 a 3  $\mu$ m), sensores similares, porém invertidos, para medir a radiação termal e radiação solar refletida, com erros de medidas estimados em  $\pm 1\%$  e um saldo



radiômetro para medir o saldo de radiação. A temperatura é medida com termômetros de bulbos úmidos e secos de resistência de platina, com uma precisão de  $\pm 0,10$  °C, inseridos em um psicrômetro aspirado. A velocidade do vento é medida com anemômetros de conchas metálicas com velocidade de partida de 0,3 a  $0,4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . A temperatura do solo é medida com placas de fluxo de calor no solo, instalados a diferentes profundidades no solo. A precipitação é medida com um pluviógrafo de balança com precisão de  $\pm 0,2\text{mm}$ .

Os dados micrometeorológicos (baixa frequência) e de fluxo (alta frequência) encontram-se geralmente em sistemas separados ao longo das torres sendo registrados por sistemas de aquisição automático de dados (data loggers) e armazenados normalmente em médias a cada 30 ou 60 minutos.

Neste estudo os instrumentos e sistema de aquisição de dados são similares nas duas localidades estudadas e estão listados nas tabelas 1 e 2. Entretanto, os procedimentos de coleta de dados, calibração dos sensores, e outras questões operacionais são diferentes para os diversos sítios. As alturas de coleta de dados são diversas, assim como a altura do dossel da floresta para os diferentes sítios.



**Figura 2** – Imagem ilustrativa de uma das principais torres de fluxo de carbono em operação na Amazônia (torre K34 /baixio, em Manaus). Fonte: Araujo, (2009).

As Tabelas (1) e (2) contêm uma lista específica da instrumentação utilizada neste trabalho, com suas respectivas medidas, unidades físicas das grandezas envolvidas e os níveis (altura) de instalação dos instrumentos, utilizados em cada *sítio*. Os dados foram registrados por um sistema de aquisição automática (data logger CR 10 da Campbell Scientific, Inc.) e armazenados em médias a cada 30 minutos.

**Tabela 1** – lista específica de variáveis meteorológicas, instrumentação, unidades e altura das medidas realizadas na torre experimental da K34 em Manaus-AM, utilizadas para este estudo.

INSTRUMENTAÇÃO INSTALADA E MEDIDAS REALIZADAS			
MEDIDAS DIRETAS	INSTRUMENTOS UTILIZADOS	SÍTIO- K34	
		UNIDADE	ALTURA
Radiação de onda curta Incidente e (Refletida)	Piranômetro Kipp & Zonen CM 21	W/m <sup>2</sup>	44.6 m
Radiação de onda longa Incidente e (Emitida)	Pirgeômetro Kipp & Zonen CG1	W/m <sup>2</sup>	44.6 m
Saldo de radiação	Saldo-radiômetro Campbell NR-LITE	W/m <sup>2</sup>	51.6 m
Radiação fotossinteticamente ativa (PAR)	LI-COR LI-190SZ <i>quantum sensor</i>	μmol.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	51.6 m
Perfil vertical da temperatura do ar	PT100	°C	51.1, 42.5, 35.5, 28.0, 15.6, 5.2 m
Perfil vertical da concentração de CO <sub>2</sub>	IRGA PP <i>Systems</i> CIRAS SC	ppm	51.1, 42.5, 35.5, 28.0, 15.6, 5.2 m
Perfil vertical da concentração de H <sub>2</sub> O	IRGA PP <i>Systems</i> CIRAS SC	g.m <sup>-3</sup>	53.1, 35.3, 28.0, 15.6, 5.2, 0.5
Concentração de CO <sub>2</sub>	IRGA LI-COR 6262 closed-path	ppm	53.1 e 46.1 m
Concentração de H <sub>2</sub> O	IRGA LI-COR 6262 closed-path	g.m <sup>-3</sup>	53.1 e 46.1 m
Umidade relativa	Sensor Vaisala HMP45AC	%	51.1 m
Precipitação	Pluviômetro EM ARG-100	mm	51.3 m
Pressão atmosférica	Sensor Vaisala PTB 100A	hPa (mb)	32.0 m
Temperatura do ar	Sensor PT 100	°C	51.1 m
u, v e w (vetores vento)	Anemômetro sônico (três eixos)	m.s <sup>-1</sup>	53.1 e 46.1 m

**Tabela 2** – lista específica de variáveis meteorológicas, instrumentação, unidades e altura das medidas realizadas na área experimental da RBJ em Ji-Paraná-RO, utilizadas para este estudo.

INSTRUMENTAÇÃO INSTALADA E MEDIDAS REALIZADAS			
MEDIDAS DIRETAS	INSTRUMENTOS UTILIZADOS	SÍTIO - RBJ	
		UNIDADE	ALTURA
Radiação de onda curta Incidente e (Refletida)	Piranômetro Kipp & Zonen CM 21	W/m <sup>2</sup>	19.3 m*
Radiação de onda longa Incidente e (Emitida)	Pirgeômetro Kipp & Zonen CG1	W/m <sup>2</sup>	54.3 m*
Radiação fotossinteticamente ativa (PAR)	LI-COR LI-190SZ <i>quantum sensor</i>	μmol.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	25.6 m*
Perfil vertical da concentração de CO <sub>2</sub>	IRGA PP Systems CIRAS SC	ppm	62.7, 45.0, 35.0, 25.0, 2.7, 0.05 m
Perfil vertical da concentração de H <sub>2</sub> O	IRGA PP Systems CIRAS SC	g.m <sup>-3</sup>	62.7, 45.0, 35.0, 25.0, 2.7, 0.05 m
Concentração de CO <sub>2</sub>	IRGA LI-COR 6262 closed-path	ppm	53.1 e 46.1 m
Concentração de H <sub>2</sub> O	IRGA LI-COR 6262 closed-path	g.m <sup>-3</sup>	53.1 e 46.1 m
Umidade relativa	<i>Termohigrometro Vaisala (HMP35A) PT100 resistors**</i>	%	60.0 m
Precipitação	Pluviômetro EM ARG-100	mm	60.3 m
Pressão atmosférica	Sensor Vaisala PTB 100A	hPa (mb)	40.0 m
Perfil vertical da temperatura do ar	<i>Termohigrometro Vaisala (HMP35A) PT100 resistors**</i>	°C	60.0, 45.2, 35.0, 25.3, 15.3, 5.3 m
u, v e w (vetores vento)	Anemômetro sônico (três eixos)	m.s <sup>-1</sup>	61.1, 60.7, 45.2, 34.7, 25.3 m

### 2.2.2. Fluxos turbulentos

O fluxo turbulento é constituído naturalmente de vórtices irregulares (*eddies*) de diferentes dimensões, superpostos uns aos outros. O termo *turbulento* se utiliza para definir um movimento informe do fluido que envolve uma movimentação transversal e redemoinhos superpostos ao movimento da corrente principal. (Stull, 1988, Kaimal e Finnigan, 1994). Entende-se por vórtice o escoamento de um fluido, onde as linhas de corrente (trajetória da partícula no fluido) apresentam um padrão circular ou espiral. No escoamento turbulento as propriedades como velocidade, temperatura e pressão são sujeitas a flutuações tanto na posição do fluido como no tempo. A turbulência atmosférica, por exemplo, pode ser gerada por flutuações térmicas e por processos mecânicos capazes de produzir vórtices (rodamoinhos).

Na interface biosfera-atmosfera o transporte de água, CO<sub>2</sub> e energia ocorrem por meio de movimentos altamente irregulares, tridimensionais, rotacionais, dissipativos e difusivos. Dentro da camada limite, os processos de transporte de quantidades como umidade, calor, *momentum* e gases, são realizados dentro de três amplas categorias: vento médio, turbulência, e ondas. O vento médio é responsável pelo transporte advectivo, enquanto a turbulência domina o transporte vertical. As ondas, frequentemente observadas na camada limite noturna, transportam pouco calor, umidade, e outros escalares, como gases, por exemplo (Monteith e Unsworth, 1990). Os movimentos atmosféricos turbulentos são difíceis de serem previstos no espaço e no tempo e, portanto, existe ainda um número muito limitado de modelos numéricos capazes de prognosticar com boa precisão os escoamentos não laminares na atmosfera. Por essa razão trabalha-se com os fluxos turbulentos em termos de suas propriedades estatísticas médias (Stull, 1988, Kaimal, 1994).

#### **2.2.2.1 O fluxo de carbono medido pelo método de *eddy correlation***

O fluxo de carbono em florestas tropicais joga um papel importante na questão das mudanças globais (Davidson e Artaxo, 2004). O delicado balanço entre fotossíntese, respiração, mortalidade e crescimento de árvores entre muitos outros fatores é importante do ponto de vista de serviço ambiental que a floresta executa (Fearnside, 2008). Na Amazônia as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e energia, tem sido feita extensivamente por meio de um sistema de correlação de vórtices turbulentos (*eddy correlation*), similar ao descrito por Moncrieff *et al.* (1997). Experimentalmente, as medidas de *eddy correlation* são feitas com um anemômetro sônico de três eixos e um analisador infravermelho de gás (IRGA - *Infra-Red Gas Analyser*) de resposta rápida (no geral, ~ 0,1s). A concentração de CO<sub>2</sub> é obtida através da análise de ar, extraído através de um tubo de teflon, em uma entrada próxima do anemômetro sônico. Para evitar a entrada de poeira no tubo de amostragem, utiliza-se normalmente filtros de partículas com poros de 1 micrômetro (ACRO 50, Gelman, USA). A concentração de CO<sub>2</sub>, e as medidas de temperatura e de velocidade do vento mensuradas pelo anemômetro sônico são gravados no data logger numa razão em torno de 10Hz para a obtenção dos fluxos em cálculos posteriores (off-line). Nesta etapa, utilizam-se pacotes de software especialmente desenvolvidos tais como o software Alteddy (Elbers, 1998). Na torre (K34), por

exemplo, os cálculos, para este estudo, foram feitos com a versão mais recente do *Alteddy* (versão 3.5). Este programa é utilizado para o cálculo dos fluxos turbulentos e inclui a compensação do tempo de resposta do sinal do IRGA, correções para a resposta dos instrumentos e flutuações através do tubo do IRGA, seguindo a metodologia descrita por Moncrieff *et al.* (1997), Aubinet *et al.* (2000) e Kruijt *et al.*, (2000, 2004). Os instrumentos são normalmente calibrados a cada seis meses. Informações adicionais referentes aos procedimentos de calibração podem ser encontradas em Araujo (2009). Todo o conjunto de instrumentos e sistema de aquisição de dados é mantido através de baterias, recarregadas por meio de painéis solares.

Analiticamente o método de covariância de vórtices turbulentos calcula a correlação entre os desvios temporais das componentes da velocidade do vento (fluxo de momentum), da temperatura do ar (fluxo de calor sensível), da umidade do ar (fluxo de calor latente) e da concentração de CO<sub>2</sub> (fotossíntese, respiração e fotorrespiração). O termo *FluxC* (fluxo de CO<sub>2</sub>) utilizado neste estudo é chamado de fluxo turbulento de CO<sub>2</sub>, calculado pelo método de *eddy correlation* acima da copa das árvores. Ele pode ser calculado através da expressão 1:

$$F_c = \overline{w'C'} \quad \text{Eq. (1)}$$

Onde  $\overline{w'C'}$  é a relação de covariância entre a velocidade vertical do vento e a concentração de CO<sub>2</sub>. Descrições adicionais referentes ao funcionamento do sistema “*eddy correlation*” em termos dos cálculos de armazenamento de carbono (*storage term*) e também dos procedimentos para o cálculo do NEE podem ser encontradas em Araujo *et al.* (2010), Hutrya *et al.* (2008), Finnigan *et al.* 2006; 2008, Rocha (2005), Tota (2009), Von Rindow, *et al.* (2004) e Kruijt *et al.* (2004). Finnigan *et al.* 2006 e Mahrt (2010) fazem uma síntese das principais possíveis fontes de erros envolvidos por este sistema de medidas de fluxo de carbono.

#### **2.2.2.1.1 Absorção líquida de carbono pelo ecossistema – NEE (CO<sub>2</sub>)**

A troca líquida de CO<sub>2</sub> de um ecossistema é chamada “*Net Ecosystem Exchange*” (NEE), e é resultante dos diferentes processos que regulam o fluxo de CO<sub>2</sub> de uma floresta (Rocha, 2005) podendo ser expresso como:

$$NEE \approx F_c + F_{sto} + F_{adv} \quad \text{Eq. (2)}$$

O fluxo advectivo ( $F_{adv}$ ) expressa o transporte horizontal de massa, e pode ser considerado desprezível para o fluxo, se a torre situa-se sobre uma vasta área, onde as fontes-aéreas são consideradas homogêneas.

O termo  $F_{sto}$  (*storage*) é chamado de termo de armazenamento, que leva em conta o efeito de armazenamento de  $CO_2$  dentro do dossel da floresta. Ele pode ser calculado medindo-se a concentração de  $CO_2$ , em um perfil vertical discreto em níveis de altura “z”, com espessura  $\Delta z$ , desde a superfície do solo até o ponto das medidas de *eddy correlation*. Neste trabalho o termo de “Storage” foi calculado da seguinte maneira (Araujo *et al.*, 2010):

$$F_{sto} = \frac{Pa}{RTa} \int_0^{H_{max}} \frac{\partial C}{\partial t} \partial z \quad \text{Eq. (3)}$$

Onde:

Pa – é a pressão atmosférica ( $N.m^{-2}$ );

R – é a constante molar do gás ( $N.m.mol^{-1}.K^{-1}$ );

Ta – é a temperatura do ar ( $^{\circ}C$ );

$H_{max}$  – é a altura máxima (m), (entre o solo e o dossel);

C – é a concentração de  $CO_2$  ( $\mu mol.mol^{-1}$ );

t – é o tempo em segundos;

z – é a altura (m);

Experiências têm mostrado que o método de covariância de vórtices turbulentos tem dificuldades na estimativa das trocas líquidas de  $CO_2$  no ecossistema. Um dos motivos é que as condições noturnas não são comumente condizentes com a hipótese de transporte turbulento assumida por este método. Em particular, vegetações altas e ventos calmos, tipicamente encontrado em florestas tropicais, podem aumentar as incertezas na integração dos fluxos anuais de carbono (Miller *et al.*, 2004) uma vez que condições de estabilidade atmosférica, que ocorrem frequentemente durante o período noturno, impedem uma medida correta dos fluxos noturnos calculados por este método (Kruijt *et al.*, 2004). Na tentativa de minimizar esta perda nas medidas de dióxido de carbono, diversos pesquisadores efetuam

uma correção nos dados de troca líquida de dióxido de carbono do ecossistema (NEE) usando a velocidade de fricção do ar (chamada de  $u^*$ ) como um indicador (Araujo *et al.*, 2002, Hutrya *et al.*, 2008; Vourlitis, *et al.*, 2004, VonRandow *et al.*, 2004). Este valor é geralmente determinado analisando a regressão entre os valores noturnos de NEE e de  $u^*$  (Gu *et al.*, 2005). Se em condições de baixos valores de  $u^*$  (pouca turbulência) o NEE apresenta redução, as medidas de fluxo de carbono são filtradas e substituídas por formas alternativas de preenchimento das mesmas (Goulden *et al.*, 1996). Já nos casos em que o  $u^*$  noturno apresenta valor elevado, as medidas de fluxo normalmente não são substituídas e/ou ajustadas. Gu *et al.* (2005) relatam que o valor encontrado para  $u^*$  irá depender da distribuição da área foliar, da altura do dossel e também das condições meteorológicas e das características do terreno. Não existe um valor único de  $u^*$  para toda a Amazônia. Para Baldocchi (2003) o valor da velocidade de fricção que produz “bons” fluxos noturnos de  $\text{CO}_2$  não é universal, Massman & Lee (2002) revisando a literatura encontraram  $u^*$  variando entre 0 e 0,6 m/s em diferentes tipos de florestas. Miller *et al.*, (2004), em estudo realizado no leste da Amazônia, encontraram que a magnitude da integração anual foi altamente sensível ao tratamento de noites calmas, quando o filtro foi usado para substituir NEE durante períodos noturnos com  $u^* < 0,2$  m/s. Análises da relação entre NEE noturno e  $u^*$  confirmaram que a soma anual precisou ser corrigida para o efeito das noites calmas. Estes ajustes são feitos a fim de se melhor entender e quantificar as incertezas das estimativas de NEE em ecossistemas terrestres e assim obter um melhor “fechamento” do balanço de carbono entre a floresta e a atmosfera, especialmente na Amazônia. Geralmente nos períodos noturnos, sob condições de baixo nível de turbulência atmosférica e complexidade topográfica, escoamentos horizontais de carbono e circulações secundárias podem afetar significativamente as trocas líquidas de carbono entre o ecossistema e a atmosfera (Tota, 2009).

As análises das medidas de NEE, particularmente importantes para o presente trabalho, foram avaliadas durante períodos de horas claras do dia, frequentemente entre 09-12 horas locais. Neste trabalho assumi-se que o problema do escoamento lateral do carbono (advecção horizontal) não interfere substancialmente nas medidas de NEE, realizadas durante o período diurno do dia.

### **2.2.3 Medidas de aerossóis atmosféricos com os sensores MODIS e AERONET**

As propriedades de aerossóis na Amazônia vêm sendo estudadas extensivamente no LBA com medidas em superfície e com o auxílio de sensoriamento remoto. Para a caracterização dos aerossóis utiliza-se neste trabalho a chamada profundidade ótica de aerossóis (*Aerosol Optical Depth - AOD*). Atualmente um dos principais instrumentos de medidas de aerossóis por sensoriamento remoto é o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*). O sensor MODIS foi lançado a bordo do satélite TERRA em dezembro de 1999 (King *et al.*, 2003) e mais recentemente também a bordo do satélite AQUA (lançado em 2002). Este sensor faz uma varredura completa da superfície da Terra a cada 1-2 dias medindo as radiâncias em 36 faixas espectrais. O uso de imagens de média resolução espacial (250 a 1000 m), o georeferenciamento automático e a correção prévia para aerossóis atmosféricos, facilitaram sobremaneira o uso dessas ferramentas. Ambos os satélites são operados pela NASA. Eles possuem órbita polar e são heliosíncronos, com horário de passagem em torno das 10h 30min pela manhã e 01h 30min no período da tarde (horas locais), no caso do TERRA e do AQUA respectivamente (Artaxo *et al.*, 2006). Descrições mais detalhadas do instrumento MODIS, como desenho óptico, características das bandas espectrais, calibração, operação, validação de produtos e algoritmos, podem ser obtidas em Barnes *et al.* (1999) e Remer *et al.* (2005).

Tendo em vista que é essencial em qualquer trabalho de sensoriamento remoto um cuidado especial na validação dos resultados devido a erros inerentes à própria técnica por sensoriamento remoto, tais como, perturbação no plano orbital, ângulo de visada e principalmente, devido a interferências da atmosfera no sinal recebido pelo satélite em órbita, este trabalho incluiu também como parte importante de seus objetivos, uma validação prévia das estimativas de AOD por este sensor para a região Amazônica. Essas validações foram feitas por meio de uma extensa rede de fotômetros solares fabricados pela CIMEL Eletronique e operados através da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*), (Holben *et al.*, 1998). A AERONET é um sistema de monitoramento e caracterização de aerossóis mantidos pela NASA/GSFC (*National Aeronautics and Space Administration / Goddard Space Flight Center*), a partir de uma rede de radiômetros solares espalhados por diversas regiões do Brasil e do mundo. As medidas diretas do sol são realizadas em oito



bandas espectrais (centradas em 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm) determinadas através de filtros de interferência. Descrições técnicas adicionais sobre o fotômetro AERONET também podem ser encontradas em diversos trabalhos (Holben, *et al.*, 1998, Yamasoe (1999), Schafer *et al.*, 2002a, Schafer *et al.*, 2002b, Oliveira (2005), Procópio (2005), Schafer *et al.*, 2008).

Neste estudo, utilizaram-se medidas de profundidade óptica de partículas de aerossóis obtidas a partir dos radiômetros solares mantidos pela AERONET (medidas analisadas no nível 2.0, no comprimento de onda de 500nm) e pelo sensor MODIS (medidas analisadas no nível 2.0, código MOD04 e MYD04, 550nm). As estimativas remotas de AOD dos satélites TERRA e AQUA foram combinadas com o objetivo de maximizar o número de dias com informações de AOD. É importante ressaltar que a série temporal de AOD pelo MODIS, neste trabalho, representa a média das medidas de AOD realizadas por este sensor num raio aproximado de 50 km ao redor das torres de fluxo do LBA. Estas medidas foram realizadas de janeiro de 2000 a julho de 2011. Já as medidas da rede AERONET compreendem um conjunto de medidas realizadas em Abracos Hill (Ji-Paraná-RO), entre janeiro de 2000 e dezembro de 2005 e Ji-Paraná (SE), entre janeiro de 2006 e setembro de 2010; FLONA-Tapajós (Belterra-PA), de janeiro de 2000 a dezembro de 2005; Alta Floresta (MT), entre janeiro de 1999 e maio de 2010 e Balbina-AM, entre setembro de 1999 e outubro de 2002. A partir de janeiro de 2006 as medidas em Abracos Hill passaram a ser realizadas em Ji-Paraná (SE). Devido à proximidade entre os locais, as medidas de AOD em Ji-Paraná (SE) foram consideradas representativas para o sítio Abracos Hill.

### **2.2.3.1 O cálculo das medidas de AOD (AERONET) em 550 nm**

A comparação entre AOD em 500nm (AERONET) e em 550nm (MODIS) não deve ser feita diretamente. A relação entre profundidade óptica ( $\tau$ ) e comprimento de onda ( $\lambda$ ), nestes casos, deve ser feita por meio do coeficiente de Angström ( $\alpha$ ), expresso pela relação logarítmica entre a profundidade óptica de aerossol ( $\tau_a$ ) e o comprimento de onda ( $\lambda$ ). O expoente de Angström ( $\alpha$ ) é geralmente usado para caracterizar a dependência espectral de ( $\tau_a$ ) e fornecer algumas informações básicas sobre a distribuição de tamanho do aerossol. Eck *et al.* (1999), avaliaram medidas espectrais de ( $\tau_a$ ) entre 340 e 1020nm a partir de radiômetros terrestres da rede

AERONET, localizados em vários lugares onde prevalecem aerossóis de queimadas, urbanos e de poeira de desertos. Os resultados mostraram que existe significativa curvatura na relação entre o  $\ln(\tau_a)$  vs.  $\ln(\lambda)$  para a distribuição de tamanho de aerossóis dominados por aerossóis de modo de acumulação (de queima de biomassa e urbano). Os cálculos de  $\alpha$  pela teoria Mie, para as partículas provenientes da queima de biomassa (no caso de alta carga de aerossóis) se aproximam bem das medidas diretas, confirmando que as grandes variações espectrais no expoente de Angström são devido à predominância de aerossóis de modo de acumulação. A curvatura significativa, observada na relação entre  $\ln(\tau_a)$  vs.  $\ln(\lambda)$  para elevadas profundidades ópticas de aerossóis predominantes de modo de acumulação, resulta em valores de diferentes  $\alpha$  por um fator de 3-5 para 340-870nm (Eck *et al.*, 1999). Portanto, quando se deseja comparar medidas de AOD em diferentes comprimentos de onda deve-se considerar a dependência espectral dos valores de AOD. A expressão de Angström (1929) fornece uma excelente concordância com as medidas diretas, cujo erro de  $(\tau_a)$  é da ordem da própria incerteza das medidas (0,01-0,02).

$$\alpha = - \frac{d \ln \tau_a}{d \ln \tau} = \frac{\ln \left( \frac{\tau_2}{\tau_1} \right)}{\ln \left( \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)} \quad \text{Eq. (8)}$$

Resolvendo a equação acima para  $(\tau_2)$ , tem-se:

$$\tau_2 = e^{\left[ \ln(\tau_1) - \alpha \ln \left( \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right) \right]} \quad \text{Eq. (9)}$$

Onde:

$\tau_2$  é a estimativa de AOD para o comprimento desejado (550nm);

$\tau_1$  - é medida de AOD /AERONET (500nm);

$\lambda_1$  - é comprimento de onda da medida AERONET ( $\tau_1$ );

$\lambda_2$  - é comprimento de onda para o qual se deseja estimar ( $\tau_2$ );

$\alpha$  - é o expoente de Angström, específico para cada local deste estudo. As medidas de  $(\alpha)$  foram obtidas com os fotômetros da rede AERONET. Calculou-se a média de  $(\alpha)$  a partir da série temporal do coeficiente de Angström em cada sítio.

#### **2.2.4 Análise das Medidas**

As medidas micrometeorológicas e de fluxo analisadas ao longo deste trabalho foram obtidas como resultado de 2 (dois) subprojetos do LBA: o LBA-ECO ([www.lbaeco.org](http://www.lbaeco.org)), a componente ecológica do LBA e o LBA-CARBO ([www.lba.cptec.inpe.br](http://www.lba.cptec.inpe.br)) que focou na análise do balanço de carbono na Amazônia.

A base de dados compreende medidas de fluxo líquido de CO<sub>2</sub> (NEE) obtidas a partir da técnica de *eddy correlation* e medidas micrometeorológicas, analisadas entre os anos de 2000 a 2009 no sítio experimental k34 (ZF-02), localizado na Reserva Florestal do Cuieiras em Manaus-AM, e entre 1999 e 2002 na Reserva Biológica do Jaru (RBJ), em Ji-Paraná-RO. Para a obtenção do algoritmo de irradiância de céu claro no sítio da RBJ as medidas de radiação solar foram analisadas entre 1999 e 2009.

### **2.3 Método de trabalho**

Quando técnicas de sensoriamento remoto são utilizadas é importante que seja estudado o papel da cobertura de nuvens na qualidade das medidas, especialmente sobre a região Amazônica. Uma vez que nenhuma observação direta de nuvens foi feita em Manaus ou Rondônia, utilizou-se a medida da radiação solar global na superfície para definir a presença ou não de nuvens. O passo crítico nesta abordagem é identificar os dias de céu claro (*clear-sky*) para que se estabeleça uma base de comparação destes dias com dias nublados ou parcialmente nublados. Desta forma, a radiação global medida sob condições de céu-claro e limpo, assume grande importância na estimativa da nebulosidade e torna-se útil para se estimar a taxa de cobertura de nuvens em localidades desprovidas de instrumentação adequada para observação direta de nuvens.

Abaixo segue uma descrição detalhada dos procedimentos empregados neste trabalho em termos de separar o papel das nuvens em relação aos efeitos dos aerossóis. Inicialmente serão apresentadas as variáveis que usamos para estimar a nebulosidade. Em seguida, descrevem-se os padrões estabelecidos para as condições de céu-claro e todas as etapas para a identificação destes dias. Serão explicitados também os procedimentos utilizados para avaliar a influência dos aerossóis e nuvens sobre a absorção líquida de CO<sub>2</sub> pelo ecossistema (NEE),

incluindo os fatores ambientais que possivelmente contribuem para alterações no fluxo de CO<sub>2</sub>.

### 2.3.1 Irradiância Solar Extraterrestre ( $S_{extr}$ )

Para o cálculo da quantidade de energia que incide em qualquer parte do globo terrestre iluminada pelo sol, a densidade de fluxo de energia radiante pode ser calculada com base na trigonometria, através da constante solar corrigida ( $S_{extr}$ ), latitude do local ( $\theta$ ), declinação solar ( $\delta$ ), ângulo horário ao nascer do sol ( $h$ ) e distância média quadrada entre a Terra e o Sol  $\left(\frac{\bar{D}}{D}\right)^2$ . É importante ressaltar também que a irradiância solar ( $S_{extr}$ ) varia de acordo com o ângulo de incidência dos raios solares. Esse ângulo, formado entre o Zênite local e a direção de incidência, denomina-se ângulo solar zenital ( $z$ ) ou ASZ. É importante notar que quanto maior o ASZ, menor a irradiância solar. Outra relação importante entre ( $S_{extr}$ ) e o ângulo de incidência dos raios solares é o próprio conceito de ângulo de elevação solar ( $\beta$ ), definido por meio do ângulo formado entre os raios solares e o plano horizontal, para um dado observador situado à superfície. Neste caso o “referencial” é o próprio plano horizontal e quanto maior for ( $\beta$ ), maior será a irradiância solar. Matematicamente o  $\sin(\beta)$  é equivalente ao  $\cos(z)$ , já que os ângulos são complementares. A lei do Cosseno de Lambert mostra essa relação entre a Irradiância solar e ( $z$ ) ou ( $\beta$ ) da seguinte forma:

$$S_{extr} = S_{extr}^t \cdot \left(\frac{\bar{D}}{D}\right)^2 \cdot \cos(z) \quad \text{Eq.(8)}$$

Onde:

$S_{extr}^t$  é a constante solar (~1367 W/m<sup>2</sup>);

O ângulo zenital ( $Z$ ) ou de elevação solar ( $\beta$ ) são dados por:

$$\cos(z) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(h) \quad \text{Eq.(9)}$$

$$\sin(\beta) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(h) \quad \text{Eq.(10)}$$

Onde ( $\varphi$ ) e ( $\delta$ ) são, respectivamente, a latitude do local e a declinação do Sol (em graus). A declinação solar ( $\delta$ ) foi calculada conforme Vianello e Alves, (1991):

$$\delta = 23,45 \cdot \sin \left[ \frac{360}{365} \cdot (284+n) \right] \quad \text{Eq.(11)}$$

Onde  $n$  – é o número do dia do ano no calendário *juliano*.

O ângulo horário ( $h$ ) é o ângulo medido sobre o equador, com origem no meridiano local e extremidade no meridiano do sol, isto é, expressa a distância angular entre o sol e o meridiano local em um dado instante do dia. O ângulo horário ( $h$ ) pode ser expresso em horas ou em graus. Quando ( $h$ ) for expresso em horas, poderá variar entre -12h e +12h. Entretanto, quando ( $h$ ) for expresso em graus, ele poderá variar entre -180° e 180°. O sinal negativo indica que o sol está a leste do meridiano local, e o sinal positivo indica que ele está a oeste deste meridiano. Por exemplo, se um objeto celeste tem um ângulo horário de -90°, significa que este objeto está a leste do meridiano local e precisará de um tempo de 6h para cruzar este meridiano (-90°/15° = -6h). Este cálculo pode ser feito levando-se em conta que a Terra, no seu movimento de rotação, executa uma volta completa, 360°, em torno de seu próprio eixo em um tempo aproximado de 24 horas, isto é, a uma velocidade aproximada de 15°/hora. Tendo em vista que o sol descreve diariamente uma trajetória simétrica, ele divide o dia em duas partes iguais (manhã e tarde) quando está localizado sobre o meridiano local. Como o horário local verdadeiro é dado pela passagem meridiana do Sol, o ângulo horário ( $h$ ), em graus, pode ser calculado através da equação 11.

$$h = (\text{hora local} - 12) \cdot 15^\circ \quad \text{Eq.(11)}$$

Neste estudo, por exemplo, os valores de “ $h$ ” variaram entre -90° (6:00 horas locais) e 90° (18:00 horas locais), uma vez que as medidas utilizadas estiveram centradas nas horas claras do dia, entre o nascer e o pôr do sol.

### 2.3.2 Determinação do Índice de claridade (kt)

O índice de claridade (kt) é, fisicamente, a transmissividade da atmosfera para a radiação solar. Este índice é um indicativo do quão a atmosfera está transparente à radiação solar num dado instante e local. Portanto expressa a fração da radiação solar direta transmitida na atmosfera. Quando as condições de céu são claras (sem

nuvens), este índice passa a ser denominado como índice de claridade de céu claro ( $kt_0$ ).  $kt$  ou  $kt_0$  refletem não somente as condições de céu mas também o grau de influência da nebulosidade sobre a radiação solar recebida na superfície terrestre (Zhang *et al.*, 2010). Analiticamente estes índices podem ser expressos por:

$$kt = \frac{S}{S_{extr}} \quad \text{Eq.(12)}$$

$$kt_0 = \frac{S_0}{S_{extr}} \quad \text{Eq.(13)}$$

Onde:

**S ( $W/m^2$ )** – irradiância solar total incidente na superfície em uma condição atmosférica qualquer (com um valor específico de profundidade óptica de aerossóis e na possível presença de nuvens);

**$S_{extr}$  ( $W/m^2$ )** – irradiância solar instantânea numa superfície plana e perpendicular aos raios solares, sem os efeitos atenuantes da atmosfera, em dado instante e local;

**$S_0$  ( $W/m^2$ )** – é a irradiância solar medida à superfície, em condições de céu-claro, isto é, na ausência de nuvens e em um dado instante e local.

O conceito de índice de claridade foi amplamente utilizado por engenheiros de energia solar na década de 1990 (Reindl *et al.*, 1990; Moriarty, 1991; Janetz e Kudish, 1994; Lam e Li, 1996). Para Gu *et al.* (1999) o índice de claridade ( $kt$ ) pode ser considerado também uma indicação da profundidade óptica da atmosfera, enquanto que a radiação solar total que atinge a superfície terrestre, é considerada tanto uma função da profundidade óptica da atmosfera como também da radiação solar extraterrestre que incide no topo da atmosfera (plano-paralelo à superfície da Terra), que por sua vez muda com os ângulos de elevação solar. No trabalho de Gu *et al.*, (1999) também tentou-se avaliar a irradiância total, em vez do índice de claridade, como sendo um possível indicativo de mudanças na cobertura de nuvens. Porém observou-se que a irradiância solar total ( $S$ ), unicamente, não se mostrou tão sensível à presença de nuvens no sistema quanto o índice de claridade ( $kt$ ).

### 2.3.3 Medida da irradiância relativa (f)

É muito comum utilizar a palavra "nebulosidade" com a mesma conotação de "fração de cobertura de nuvens" (que é a fração da abóbada celeste encoberta por nuvens). Em meteorologia a "cobertura de nuvens" é normalmente medida em décimos ou oitavos de céu encoberto. No presente estudo, a palavra "nebulosidade", de uma maneira geral, será utilizada para referir-se a presença, qualidade ou quantidade de nuvens no céu.

Uma variável importante para o estudo da influência de nuvens sobre a absorção de carbono pelo ecossistema é a relação percentual que se faz entre a irradiância total recebida à superfície (S), em uma condição atmosférica qualquer (com a presença ou não de nuvens), e a irradiância que seria medida em condições de céu claro (S<sub>0</sub>). A relação entre estas duas variáveis é conhecida na literatura como irradiância relativa (f), já que esta relação faz referência à irradiância (S<sub>0</sub>) observada em relação à irradiância (S), medida com aerossóis e nuvens. Assim sendo a irradiância relativa (f) é uma grandeza adimensional, podendo variar de 0 a 1. Na prática f pode chegar a valores até 20 % maiores que 1, devido ao efeito de canalização de radiação da cobertura de nuvens sobre os sensores de medição de radiação solar (*cloud-gap effect*) (Gu *et al.*, 1999). Este efeito será discutido posteriormente.

Abaixo são apresentadas relações importantes entre f e os índices de claridade (kt) e (kt<sub>0</sub>). Nota-se que o conceito de irradiância relativa pode ser deduzido a partir da relação entre os dois índices de claridade definidos pelas equações (12) e (13).

$$f = \frac{kt}{kt_0} = \left( \frac{S/S_{\text{extr}}}{S_0/S_{\text{extr}}} \right) = \left( \frac{S}{S_{\text{extr}}} \right) \cdot \left( \frac{S_{\text{extr}}}{S_0} \right) = \frac{S}{S_0} \quad \text{Eq.(14)}$$

$$f = \frac{S}{S_0} = \left( \frac{kt \cdot S_{\text{extr}}}{kt_0 \cdot S_{\text{extr}}} \right) \quad \text{Eq.(15)}$$

Vale notar ainda que, enquanto a irradiância relativa é afetada apenas pela nebulosidade, os índices de claridade ( $k_t$ ) e ( $k_{t_0}$ ) mudam não somente com a nebulosidade, mas também com os ângulos de elevação solar ( $\beta$ ) ou ângulo solar zenital ( $Z$ ). Portanto, sob condições de céu claro, estes índices aumentam com a elevação solar.

Para encontrar a base de comparação entre dias claros e os demais dias (nublados ou parcialmente nublados) utilizou-se a equação (15), em que ( $S$ ) e ( $S_0$ ) foram explicitados da seguinte maneira:

$$f = \left( \frac{S. \{AOD, \text{nuvens}\}}{S_0'. \{AOD_{0.10}, \text{sem nuvens}\}} \right) \quad \text{Eq.(17)}$$

Onde:

**$S_0'$  ( $W/m^2$ )** – irradiância solar total incidente medida na superfície em uma condição atmosférica sem nuvens e com profundidade óptica de aerossol menor que 0,10 (estipulada como o valor de *background de aerossóis*). Neste caso ( $S_0'$ ) caracteriza uma atmosfera clara e limpa, com concentrações de aerossóis características de condições naturais (Pöschl *et al.*, 2010).

Entretanto, para calcular ( $f$ ), deve-se conhecer primeiramente a variável ( $S_0'$ ). Existem alguns modelos de irradiância de céu-claro (*Clear-sky irradiance model*) avaliados na literatura (Gattes, 1980, Duchon e O'Malley, 1999), além de produtos com técnicas por sensoriamento remoto que são muito úteis nas estimativas de quantidades esperadas de radiação à superfície sob condições de céu-claro. Outra ferramenta importante na resolução de ( $S_0'$ ) são os códigos de transferência radiativa, largamente utilizados para simular processos de transferências radiativas na atmosfera, seja em condições de céu encoberto ou sem nuvens. Com estes códigos modela-se principalmente a extinção da radiação, devido ao espalhamento e a absorção de energia radiante pelos constituintes atmosféricos, como gases e partículas de aerossóis.

Oliveira *et al.* (2007) calcularam ( $f$ ) utilizando o modelo de transferência radiativa SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*), simulando as características espectrais dos aerossóis de queimada na Amazônia por



meio de um modelo dinâmico e espectral desenvolvido por Procópio *et al.* (2003, 2004). Dias claros (sem nuvens), limpos (AOD ~ 0.05) e esmaçados (AOD > 0.10) também foram simulados com o modelo SBDART. O SBDART assim como outros códigos de transferência radiativa, fornece um algoritmo numericamente estável para a solução da equação de transferência radiativa, aplicável para uma atmosfera plano-paralela e não homogênea verticalmente. Embora a irradiância relativa forneça uma representação direta da mudança da radiação solar associada à mudança na cobertura de nuvens, ainda é necessário conhecer a irradiância de céu-claro ( $S_0$ ) para o cálculo de  $f$ , a qual pode não estar sempre disponível. Neste caso as condições de céu podem ser descritas por meio do índice de claridade, em um dado instante e local. Neste trabalho, optou-se por desenvolver um algoritmo próprio de irradiância de céu claro para ambos os sítios. O presente estudo apresenta um método alternativo para o cálculo da irradiância relativa ( $f$ ), baseado no método proposto por Gu *et al.* (1999). A viabilidade deste método (aplicado desta vez, na Amazônia Central) poderá ser também checada no presente trabalho. A principal motivação para o desenvolvimento deste algoritmo consiste no fato de que o mesmo poderá ser utilizado futuramente em outros sítios experimentais da Amazônia Central. Embora os códigos de transferência radiativa sejam confiáveis e largamente utilizados, principalmente por apresentarem uma grande quantidade de parametrizações físicas, torna-se mais fácil e prático utilizar um modelo polinomial cúbico, quando se deseja calcular apenas a irradiância de céu-claro esperada em um dado instante e local. Nas seções posteriores, uma descrição detalhada dos procedimentos utilizados para a obtenção deste algoritmo, será apresentada. Porém, é importante salientar, de antemão, os critérios utilizados para se definir “dias claros (Clear-Sky)” (Gu *et al.*, 1999).

### **2.3.3.1 Dias de céu-claro**

Os dias de céu-claro não foram identificados em uma base diária, mas em uma base a cada  $\frac{1}{2}$  dia, com medidas que se estenderam entre 06:30 e 12:00 (manhãs) e entre 12:00 e 17:30 (tardes). Este procedimento teve que ser adotado porque dias inteiramente claros foram raramente encontrados devido à alta cobertura de nuvens nas duas regiões, principalmente na estação chuvosa. A separação entre manhãs e tardes, permitiu que um número significativamente maior de pontos pudessem ser

encontrados. Dois padrões foram estabelecidos para identificar as manhãs e as tardes de céu-claro, seguindo ideias de outros trabalhos (Gu *et al.*, 1999, Zhang *et al.*, 2010, Jing *et al.*, 2010).

1. O índice de claridade ( $kt$ ) deve aumentar suavemente com o seno do ângulo de elevação solar " $\text{sen}(\beta)$ " ou com o co-seno do ângulo solar zenital " $\text{cos}(z)$ ";
2. Os pontos de dispersão, da relação  $kt$  vs.  $\text{sen}(\beta)$  ou  $kt$  vs.  $\text{cos}(z)$ , devem formar um envoltório em torno da curva de ajuste, para assegurar que as dispersões são próximas do ajuste polinomial encontrado.

Para aferir estes dois padrões de claridade, os seguintes procedimentos foram utilizados:

- 1) Primeiramente os valores de ( $kt$ ) são plotados ao longo do tempo. A primeira filtragem de dias claros, da série temporal dos dados, consiste em selecionar apenas as manhãs e as tardes que apresentam variações suaves no comportamento de ( $kt$ ) com o tempo ( $dk/dt$ ). Esse procedimento é adotado porque flutuações abruptas no índice de claridade ( $kt$ ) indicam normalmente entrada de nuvens no sistema. Em seguida o índice de claridade  $kt$ , das manhãs e tardes encontradas, é plotado contra o ângulo solar zenital  $\text{cos}(z)$  ou de elevação solar  $\text{sen}(\beta)$  no mesmo gráfico, para aferir ou checar se realmente a relação  $dk/dt$  é compatível com o "padrão 1" mencionado.
- 2) A segunda filtragem é feita com base em análises de correlação entre o índice de claridade ( $kt$ ) e o ângulo de elevação solar  $\text{sen}(\beta)$  ou solar zenital  $\text{cos}(z)$ . Essas análises de correlação foram aplicadas a todas as manhãs e/ou tardes encontradas pela primeira filtragem de dados. As manhãs e tardes que estiveram fora dos padrões (1) e (2), foram excluídas da série. Este último procedimento é utilizado para checar se as análises de correlação revelam dias com padrões compatíveis com o segundo padrão de céu-claro mencionado.

Para não tornar esta sessão muito extensa, os ANEXOS (I) e (II) trazem uma síntese dos procedimentos implementados e discutidos nesta seção, onde mostram-se os padrões medianos ( $dkt/dt$ ) encontrados na RBJ e K34 entre 1999-2009, antes e após a aplicação do primeiro critério de separação de dias claros acima descrito. Para a visualização do padrão 2 (ver figuras: 12a e 12c, na seção de resultados). Nos ANEXOS (I) e (II) os pontos vermelhos encontrados representam *outliers*, isto é, índices de claridade com valores atípicos para o padrão mediano encontrado. Na prática esses pontos representam entrada de nuvem no sistema, os quais foram excluídos posteriormente da série de dados com base nos critérios mencionados. As barras verticais representam os desvios padrões e as linhas vermelhas horizontais as medianas. As caixas (em azul) representam uma margem de variação para os valores de  $kt$  encontrados com maior frequência (75%) para cada hora local.

Os critérios e procedimentos descritos nesta seção garantem que os dias selecionados são predominantemente claros, mas não asseguram dias inteiramente sem nuvens. São úteis nas situações onde não há medida contínua da cobertura de nuvens. Embora tenha sido definido céu claro em uma base a cada  $\frac{1}{2}$  dia, não distinguiu-se manhãs e tardes nas análises, exceto para as relações que envolveram céu-claro.

#### 2.3.4 O algoritmo de irradiância de céu-claro

Segundo Gu *et al.* (1999) a irradiância de céu-claro ( $S_0$ ) pode ser escrita como sendo uma função dependente do seno do ângulo de elevação solar  $\sin(\beta)$  ou do próprio ângulo solar zenital  $\cos(z)$ , já que  $\beta$  e  $z$  são ângulos complementares. No presente estudo, o algoritmo de irradiância de céu-claro foi desenvolvido com base no co-seno do ângulo solar zenital (Gu *et al.*, 1999).

$$S_0' = p_1 \cos^3(z) + p_2 \cos^2(z) + p_3 \cos(z) + p_4 \quad \text{Eq.(16)}$$

Onde:

$z$  – é o ângulo solar zenital, calculado conforme Gates (1980);

$p_1, p_2, p_3$  e  $p_4$  – são os coeficientes de regressão, específicos para manhãs e tardes, válidos para as florestas da RBJ (Ji-Paraná-RO) e do K34 (Manaus-AM).

Já foi comentado que enquanto a irradiância relativa ( $f$ ) é afetada pela nebulosidade e também pela carga de aerossóis na atmosfera, os índices de claridade ( $kt$ ) variam não somente com a nebulosidade, mas também com o ângulo de elevação solar. Sob condições de céu-claro o índice de claridade de céu-claro (*Clear-Sky Clearness Index*) aumenta com o aumento do ângulo de elevação solar  $\text{sen}(\beta)$ . De maneira similar à irradiância de céu-claro ( $S_0'$ ) definida pela Eq. (16), utilizou-se uma curva polinomial cúbica para expressar o comportamento de ( $kt_0$ ) com o  $\text{cos}(z)$ :

$$kt_0 = a_1 \cos^3(z) + a_2 \cos^2(z) + a_3 \cos(z) + a_4 \quad \text{Eq.(17)}$$

Onde:

$a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  e  $a_4$  – são os coeficientes específicos da curva de regressão ( $kt_0$ ) de todas as manhãs e tardes analisadas, em ambos os sítios. Os valores dos coeficientes de regressão obtidos para a floresta tropical úmida de Manaus (K34) e Ji-Paraná (RBJ) podem ser obtidos no capítulo de resultados.

### 2.3.5 Coberturas de nuvens (*Cloud gap effect*)

O regime de radiação em um *sítio* sob um *gap* de nuvens (céu parcialmente encoberto) é diferente do regime de radiação, quando o local está completamente claro ( $f = 1$ ) ou encoberto por nuvens ( $kt \ll 0.35$ ). Por esta razão é indicado definir critérios para avaliar individualmente estas duas situações. Independentemente de o *sítio* estar sob uma lacuna de nuvens (*cloud-gap*) ou sob condições de sombra (*cloud-shade*), a radiação difusa, em ambos os casos, tende a aumentar em relação à condição sem nuvens ou aerossóis.

Outros trabalhos tentaram avaliar o efeito individual de pontos com “*gap*” e de sombreamento (*shade*) causados por nuvens sobre a radiação difusa. Gu *et al.*, (1999) , por exemplo, não encontrou diferenças importantes nas quantidades de radiação solar direta na superfície do solo, sob condições de “*gap*” e de céu-claro (*clear-sky*). Os efeitos do “*gap*” de nuvens e das sombras produzidas por elas são geralmente separados entre si por meio da relação que se faz entre o índice de claridade de céu-claro (*clear-sky clearness index*) e o ângulo solar zenital ( $z$ ), que consiste em um critério útil para separação destes efeitos. Para separar estes efeitos

os índices de claridade ( $kt$ ) maiores que os valores de ( $kt_0$ ), esperados sob condições de céu-claro (Equação 17) para um mesmo ângulo de elevação solar, são tratados como medidas realizadas sob uma lacuna de nuvem (*cloud-gap*). As medidas restantes são tratadas como medidas realizadas sob a sombra de nuvens (*cloud-shade*).

### 2.3.6 Fluxos de CO<sub>2</sub> sob condições de céu-claro

Para quantificar a magnitude da influência dos aerossóis e das nuvens sobre a absorção líquida de carbono pelo ecossistema (Equação 18), tomamos como base o comportamento do NEE e FluxC, observado sob condições de dias com céu claro (definido na secção 2.3.3.1) e com AOD  $\leq 0,10$  (*background*). Sob estas circunstâncias, convencionou-se chamar tanto a variável NEE como o FluxC, respectivamente por NEE<sub>csky</sub> e FluxC<sub>csky</sub>. A relação que se faz entre NEE<sub>csky</sub> e o ângulo solar zenital ( $z$ ), fornece geralmente uma curva de regressão polinomial quadrática muito útil na estimativa de magnitudes esperadas do NEE para uma atmosfera limpa (AOD  $\sim 0,10$ ) e clara ( $f=1,0$ ). As formulações abaixo foram obtidas de maneira semelhante à equação (17). São válidas para a floresta da RBJ e do K34.

$$\text{FluxC}_{\text{csky}} = c_1 \cos^3(z) + c_2 \cos^2(z) + c_3 \cos(z) + c_4 \quad \text{Eq.(18)}$$

$$\text{NEE}_{\text{csky}} = n_1 \cos^3(z) + n_2 \cos^2(z) + n_3 \cos(z) + n_4 \quad \text{Eq.(19)}$$

Onde:

$c_1, c_2, c_3$  e  $c_4$  – são os coeficientes específicos da curva de regressão, válidos para as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> observadas durante as manhãs de céu claro;

$n_1, n_2, n_3$  e  $n_4$  – são os coeficientes específicos da curva de regressão, válidos para o NEE observados durante as manhãs de céu claro.

Para calcular (em termos percentuais) o aumento e/ou a diminuição da absorção de carbono pela floresta devido à presença de aerossóis e nuvens nas regiões estudadas, utilizaram-se as seguintes equações:

$$\text{FluxC (\%)} = \left( \frac{\text{FluxC} - \text{FluxC}(z)_{\text{csky}}}{\text{FluxC}(z)_{\text{csky}}} \right) \times 100 \quad \text{Eq. (20)}$$

$$\text{NEE (\%)} = \left( \frac{\text{NEE} - \text{NEE}(z)_{\text{csky}}}{\text{NEE}(z)_{\text{csky}}} \right) \times 100 \quad \text{Eq. (21)}$$

A fim de minimizar o efeito da elevação solar sobre o aumento de  $f$ , as análises das medidas também foram separadas em duas classes, de acordo com o intervalo de ângulo solar zenital (ASZ): medidas com ASZ entre 10 e 20° e entre 20 e 35°. Este procedimento é aplicado para garantir que a redução em  $f$  se dá devido às alterações nas condições atmosféricas e não devido às alterações na posição solar (Gu *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2007).

### 2.3.7 Radiação PAR (difusa)

A radiação fotossinteticamente ativa (PAR - *Photosynthetically Active Radiation*) é a porção da radiação solar global entre os comprimentos de onda de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$ , que está disponível para a fotossíntese. A porção da radiação PAR que alcança a superfície após ter sido espalhada por moléculas ou partículas em suspensão na atmosfera é denominada de radiação PAR difusa. Cerca de 25% da radiação incidente, para elevados ângulos de elevação solar e dependendo da poeira e da névoa na atmosfera, é removida da radiação solar direta por dispersão atmosférica. Os processos essenciais que dão origem à radiação difusa (nomeadamente o espalhamento *Rayleigh* e *Mie*) são elásticos, de tal forma que a energia é conservada e, portanto, não há alteração do comprimento de onda e apenas a direção de propagação das ondas eletromagnéticas é modificada. O espalhamento Rayleigh é efetuado por partículas com dimensões muito inferiores ao comprimento das ondas da radiação solar, e pode ocorrer quando a luz viaja através de gases, líquidos ou sólidos transparentes. Já o espalhamento da radiação solar por meio de partículas de tamanho similar ou superior ao comprimento de onda da radiação solar é descrita pela teoria de Mie (Liou, 2002, Seinfeld e Pandis, 1998).

Para identificar possíveis fatores ambientais que potencialmente controlam e/ou contribuem para a influência dos aerossóis e nuvens sobre a absorção de carbono, também foram estudadas as relações entre a irradiância relativa ( $f$ ), PAR total, PAR

difusa, temperatura do ar e da superfície do dossel. Foi avaliado também como a eficiência no uso de radiação solar pelas florestas é afetada com o aumento da fração difusa da radiação PAR, devido às nuvens e a alta carga de aerossóis na atmosfera. Infelizmente, em ambos os sítios a radiação PAR difusa não foi medida diretamente.

Existem vários modelos avaliados na literatura para o cálculo da porção difusa da radiação PAR. Neste trabalho, o método para o cálculo da radiação PAR (difusa) está baseado inteiramente nos procedimentos estabelecidos por Reindl *et al.*, 1990 e Gu *et al.*, 1999. Reindl *et al.*, (1990) estudaram a influência do clima e de variáveis geométricas na fração difusa da radiação PAR para faixas espectrais do visível e infravermelho próximo, baseado em um conjunto de dados com 22.000 medições horárias na América do Norte e Europa. Eles identificaram quatro variáveis prognósticas significativas:  $\beta$ , kt, temperatura do ar e umidade relativa. As equações 22(a-c) prognósticas foram propostas por três conjuntos de indicadores: (1) kt,  $\beta$ , temperatura e umidade relativa do ar, (2) kt e  $\beta$ , (3) apenas kt. As análises de sensibilidade indicaram que kt e  $\beta$  são as duas variáveis mais sensíveis. Portanto, kt e  $\beta$  são utilizados como sendo as principais variáveis prognósticas na determinação da componente difusa da radiação PAR (Reindl *et al.*, 1990, Gu *et al.*, 1999, Zhang *et al.*, 2010, Jing *et al.*, 2010, Zhang B. C. *et al.*, 2011). Para o cálculo da radiação PAR (difusa) são utilizados vários intervalos para os quais o índice de claridade (kt) pode variar. São eles:

1) Para  $0 \leq kt \leq 0,3 \rightarrow$  contorno:  $S_f / S_{extr} \leq kt$ :

$$\left( \frac{S_f}{S_{extr}} \right) = kt \cdot \{1,020 - 0,254 \cdot kt + 0,0123(\text{sen}\beta)\} \quad \text{Eq.(22a)}$$

2) Para  $0,3 < kt < 0,78 \rightarrow$  contorno:  $0,1kt \leq S_f / S_{extr} \leq 0,97kt$ :

$$\left( \frac{S_f}{S_{extr}} \right) = kt \cdot \{1,400 - 1,7494 \cdot kt + 0,177(\text{sen}\beta)\} \quad \text{Eq.(22b)}$$

3) Para  $kt \geq 0,78 \rightarrow$  contorno:  $S_f/S_{extr} \geq 0,1kt$ :

$$\left(\frac{S_f}{S_{extr}}\right) = kt \cdot \{0,486 \cdot kt - 0,182(\text{sen}\beta)\} \quad \text{Eq. (22c)}$$

Onde:

$S_f$  – é a porção difusa da radiação solar ( $W/m^2$ ), recebida num plano horizontal à superfície.

Para determinar a componente difusa da radiação PAR total ( $PAR_{tot}$  medido), Spitters *et al.* (1986) propôs a seguinte relação:

$$PAR_{dif} = PAR_{tot} \left\{ \frac{[1 + 0,3 \cdot (1 - q^2)] \cdot q}{1 + (1 - q^2) \cdot \cos^2(90^\circ - \beta) \cdot \cos^3(\beta)} \right\} \quad \text{Eq. (23)}$$

Onde:

$PAR_{dif}$  – é a radiação PAR difusa ( $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ),

$$q = \left(\frac{S_f}{S_{extr}}\right) \cdot kt^{-1} \quad \text{Eq. (24)}$$

Onde:

$q$  – representa o percentual da radiação solar que foi espalhada diretamente por moléculas e/ou partículas em suspensão na atmosfera. A variável “ $q$ ” (chamada de parâmetro de extinção), é fundamental para o cálculo da porção difusa da radiação solar.

### 2.3.8 Temperatura do dossel

Como não se dispunha em ambos os sítios de sensores para medição direta da temperatura do dossel, medidas com pirgeômetro foram utilizadas para medir a emissão de onda longa ( $L\uparrow$ ) (em  $W/m^2$ ). Derivamos a (Eq. 25) a partir da equação de Stefan-Boltzmann, aplicada ao cálculo da temperatura do dossel florestal na Reserva Biológica do Jaru (RBJ). Doughty *et al.*, (2010) utilizaram-se procedimentos semelhantes para estimar a temperatura do dossel (*skin temperature*) na FLONA-



Tapajós (Santarém-PA). Já no sítio (K34) optou-se por um modelo de temperatura foliar desenvolvido por Tribuzy (2005). Este modelo foi obtido a partir de medidas diretas com termopares instalados em 25 folhas ao redor de 4 torres implantadas nos quilômetros 14, 23, 33 e 34 da estrada que leva à Estação Experimental de Silvicultura Tropical (ZF-02), no município de Manaus. As medidas com os termopares foram feitas em dois períodos sazonais distintos (1-2 meses representativos da estação seca e chuvosa de 2003) com médias calculadas a cada 15 minutos. As identificações botânicas das folhas foram feitas no laboratório de botânica do INPA (SPAECA). Avaliaram-se principalmente características biofísicas, fisiológicas e temperaturas de folhas completamente expandidas (maduras) na parte superior do dossel. Após as análises, concluiu-se que a temperatura foliar apresenta boa correlação com as variações da radiação fotossinteticamente ativa, temperatura e umidade relativa do ar. Assim, a equação (26) é útil na estimativa de cálculos mais realísticos da temperatura do dossel foliar para o sítio (K34). Este modelo não foi aplicado à RBJ, uma vez que os coeficientes da equação (26) estão associados às características intrínsecas do dossel sob a torre K34, que são diferentes para o sítio da RBJ.

$$T_{\text{sup}} = \left( L_{\uparrow} / \epsilon \sigma \right)^{0,25} \quad \text{Eq. (25)}$$

$$T_{\text{sup}} = \left( 2,48 \cdot \exp^{-6} \cdot \text{UR}^2 - 1,82 \cdot \exp^{-4} \cdot \text{UR} - 1,83 \cdot \exp^{-6} \cdot \text{PAR} + 0,0363 \right)^{-1} \quad \text{Eq. (26)}$$

Onde:

$T_{\text{sup}}$  – é a temperatura do dossel (°C);

exp – exponencial na base 10;

UR – é a umidade relativa do ar (%);

PAR – radiação fotossinteticamente ativa ( $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ );

$L_{\uparrow}$  – radiação de onda longa emitida pela superfície ( $\text{W}/\text{m}^2$ );

$\epsilon$  e  $\sigma$  – são, respectivamente, emissividade do dossel;  $\epsilon = 0.98$ , Doughthy *et al.* (2010) e constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ).

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta secção apresentam-se os principais resultados integrados com uma discussão e interpretação dos mesmos. Inicialmente será apresentada a validação das medidas de AOD pelo MODIS a partir das medidas de AOD com fotômetro solar da rede AERONET. Trata-se também da variação sazonal e espacial da profundidade óptica de aerossóis em áreas de floresta da Amazônia central e da região do arco do desmatamento. Nesta parte, um algoritmo de irradiância solar de céu-claro é apresentado. Analisa-se principalmente o efeito radiativo dos aerossóis e das nuvens sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia.

As medidas de FluxC, NEE, radiação PAR, PAR (difuso), AOD, umidade relativa, temperatura do ar e da superfície do dossel da floresta, foram sempre analisadas em função da variação de  $f$  e durante a estação de queimadas.

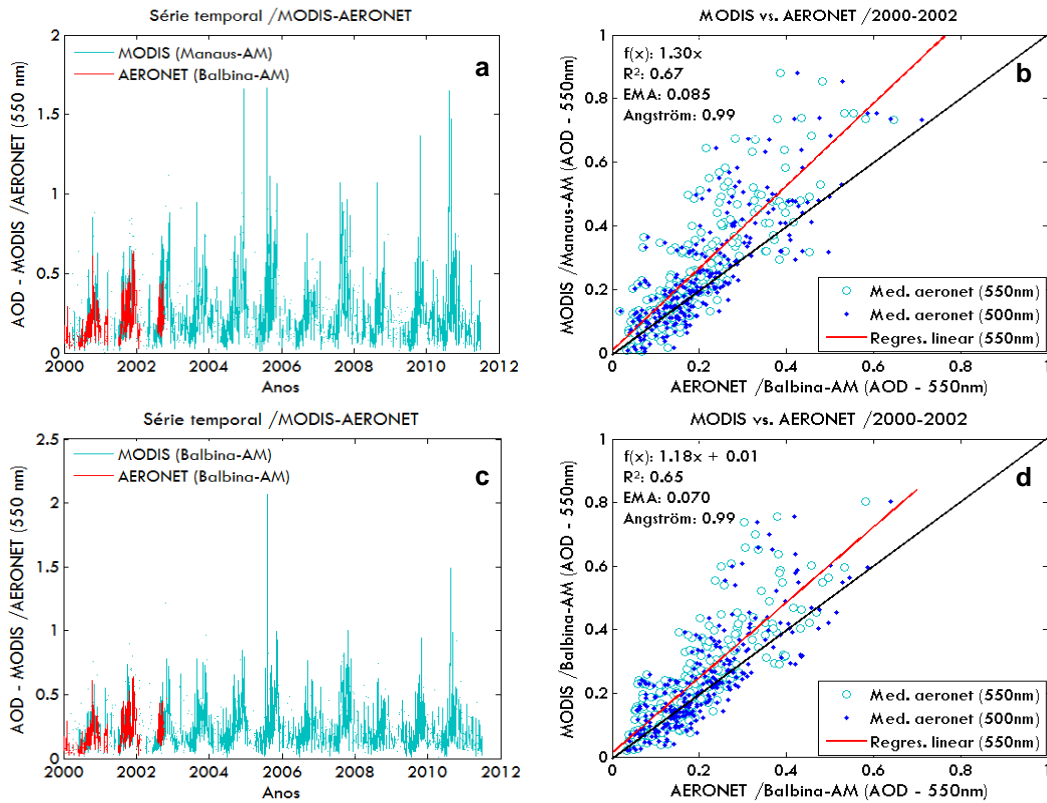
#### 3.1 Validações MODIS e AERONET

O LBA opera atualmente com um grande número de fotômetros solares operados pela rede AERONET instalados na região Amazônica, mas existem ainda muitas áreas não cobertas por estes instrumentos, o que dificulta avaliar as relações entre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e a concentração de aerossóis nestas áreas. O sítio experimental da torre (k34), por exemplo, representa um dos principais sítios experimentais de monitoramento de variáveis ambientais na Amazônia, mas não dispõe de fotômetro solar para o monitoramento contínuo das propriedades ópticas dos aerossóis atmosféricos. Nestes lugares, as medidas de AOD são normalmente realizadas por sensoriamento remoto, através do sensor MODIS. Entretanto, antes que se faça o uso extensivo de medidas de AOD com o MODIS, é importante que elas estejam previamente validadas devido aos erros inerentes à própria natureza da técnica por sensoriamento remoto. No presente estudo, estas validações foram feitas para 8 (oito) sítios experimentais na Amazônia. Destes sítios, somente 4 (quatro) possuem atualmente torres para o monitoramento contínuo de variáveis micrometeorológicas, incluindo fluxo de CO<sub>2</sub> e energia. São eles: k34 (Manaus-AM), Balbina-AM, k83 (Santarém-PA) e SINOP (MT). Os demais sítios: Abracos Hill (Ji-Paraná-RO), Alta Floresta (MT) e Belterra (PA), não dispõem de torres, mas possuem fotômetros solares da rede AERONET para medição direta de AOD. As medidas AERONET mais próximas possíveis das torres de fluxo de CO<sub>2</sub> (LBA) foram

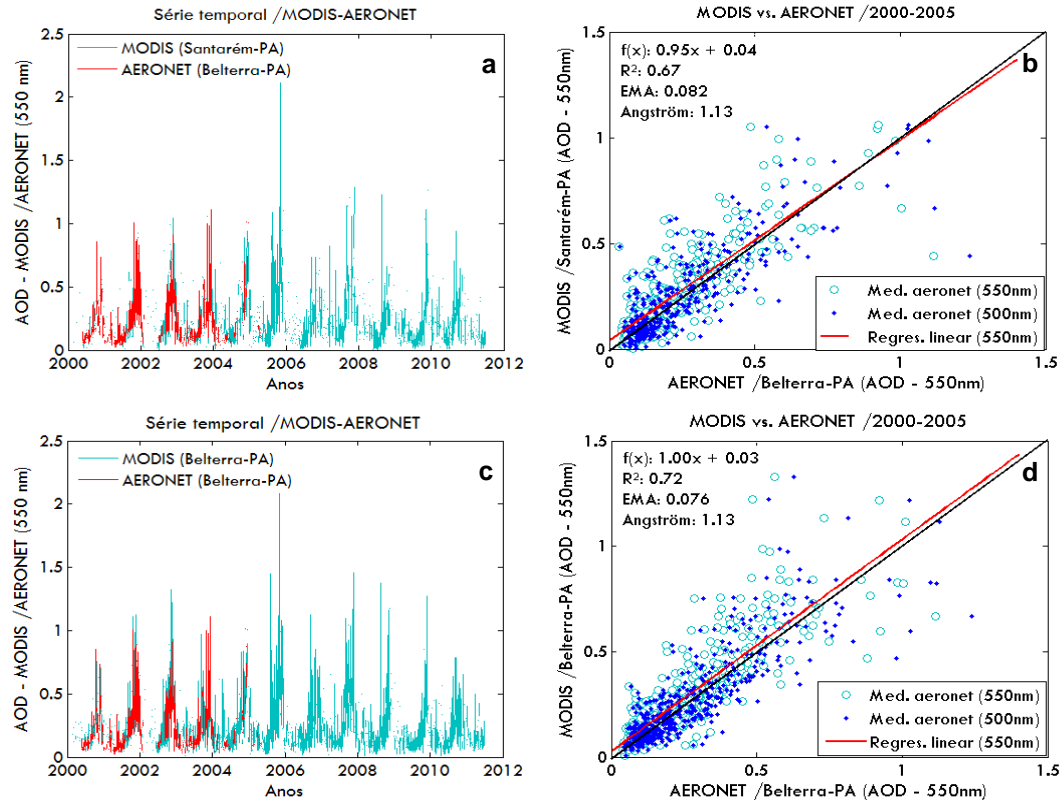
utilizadas como um critério para estas validações. O principal objetivo desta seção é checar a confiabilidade das medidas de AOD pelo MODIS em áreas de floresta da Amazônia central e do arco do desmatamento, principalmente nas áreas cobertas com torres. Os resultados poderão ser utilizados futuramente na expansão dos objetivos deste trabalho para outras áreas de floresta.

### **3.1.1 O desempenho do sensor MODIS em áreas da Amazônia Central e arco do desflorestamento**

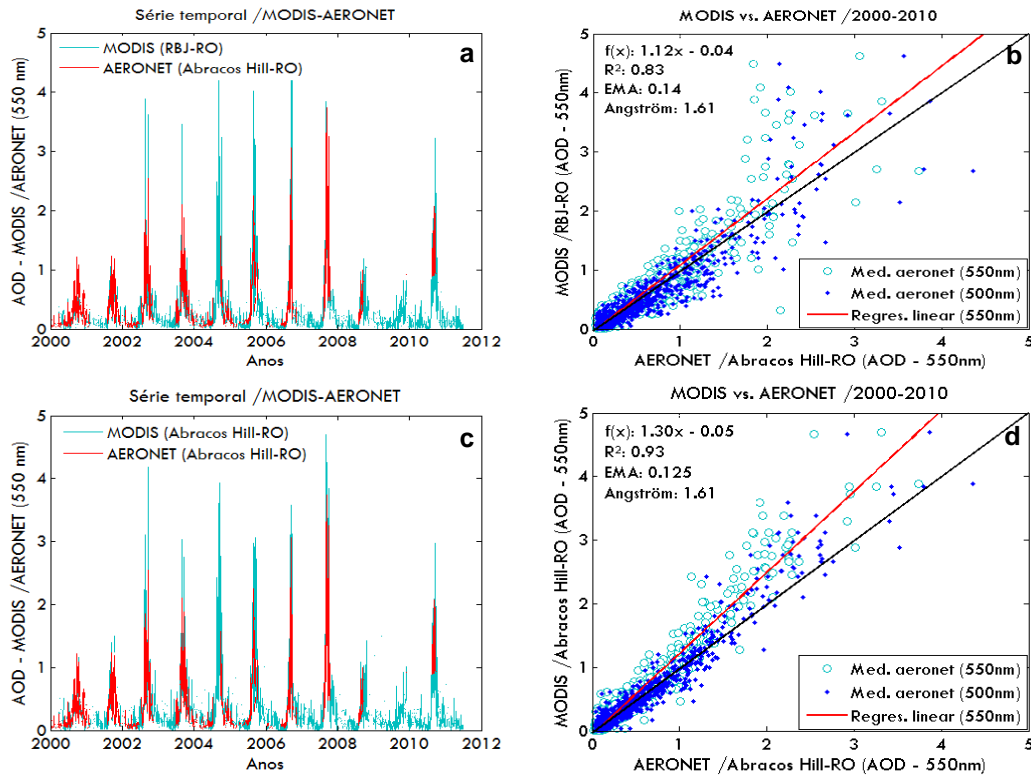
Uma maneira útil de avaliar o grau de relacionamento estatístico entre dados estimados e observados (a partir de regressões lineares) é analisando o coeficiente angular da reta de regressão linear. Quando o coeficiente angular da reta é próximo de 1 ( $\mu\text{m}$ ), dentro dos erros experimentais, podemos afirmar a equivalência das medidas. Outros parâmetros estatísticos tais como, “ $p$ ” valor, desvio padrão ( $\sigma$ ) e coeficiente de determinação ( $R^2$ ) foram utilizados para avaliar a confiabilidade das medidas de AOD por este sensor. Utilizou-se também um parâmetro estatístico qualitativo denominado “*Erro Médio Absoluto - EMA*” para o cálculo médio dos erros experimentais das medidas de AOD pelo MODIS com relação às medidas padrões de AOD realizadas pelos fotômetros da rede AERONET. Os resultados abaixo mostram coeficientes angulares de retas de regressão com valores quase sempre próximos a unidade. Na comparação entre as estimativas de AOD pelo MODIS e as medidas AERONET, as estimativas remotas tendem a superestimar as medidas de AOD em alguns sítios e subestimar em outros. O enviesamento estatístico “*EMA*” é pouco tendencioso ou quase imparcial em todas as localidades estudadas, já que os erros sistemáticos das medidas de AOD pelo MODIS, em média, apresentam valores próximos de 0 (zero) com relação à medida padrão (AERONET). Na Amazônia Central, por exemplo, para o caso das áreas de Manaus (AM) e Balbina (AM), o sensor MODIS apresenta erros maiores, para medidas de AOD (AERONET) superiores a 0,30 (Figuras: 3a-d). Já na FLONA-Tapajós em Santarém (PA) e também em Belterra (PA), os maiores erros encontrados estão associados às medidas de AOD (AERONET) superiores a 0,60 (Figuras: 4a-d). Na região do arco do desflorestamento, em Rondônia e Mato Grosso, os maiores erros estão associados a valores de AOD superiores a 1 ( $\mu\text{m}$ ); onde, em alguns casos, as estimativas do MODIS superam as estimativas AERONET da ordem de 1-2 fatores.



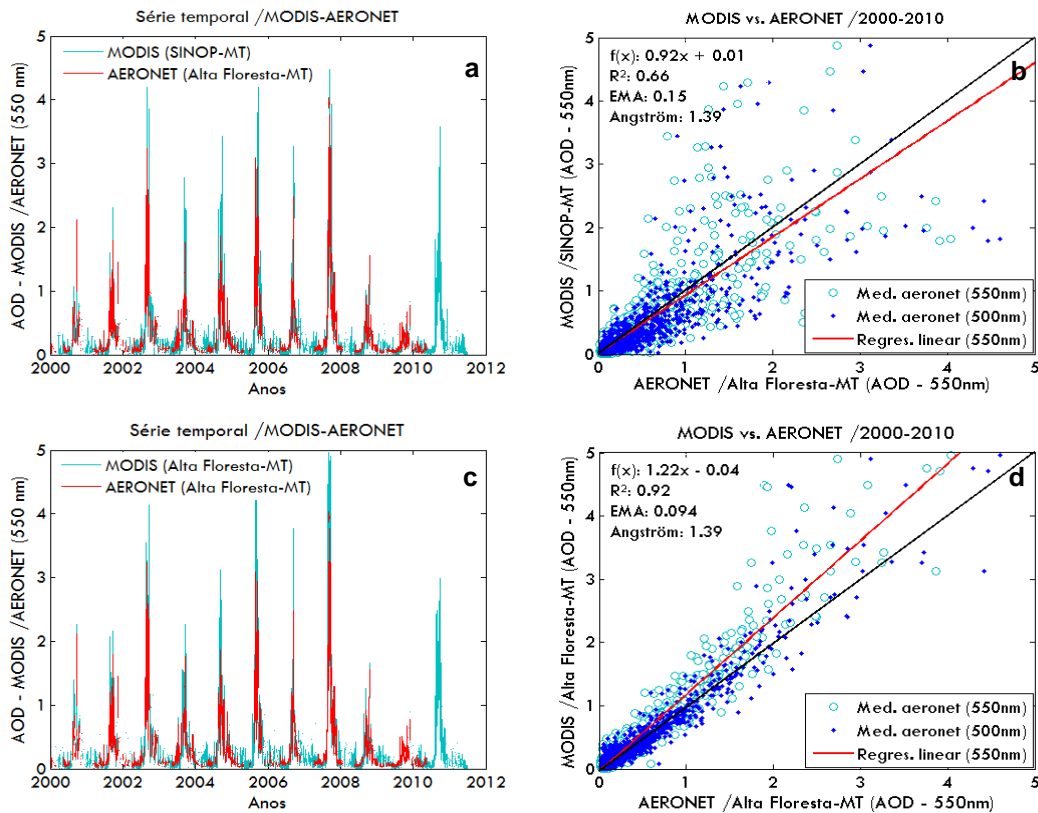
**Figura 3** - ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS, em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) mostram a validação das estimativas de AOD (550nm) pelo sensor MODIS, em Manaus-AM (K34) e Balbina-AM (Amazônia Central).



**Figura 4** - ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS, em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) mostram a validação das estimativas de AOD (550nm) pelo sensor MODIS, em Manaus-AM (K34) e Balbina-AM (Amazônia Central).



**Figura 4** – o ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS, em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) asseguram a confiabilidade da estimativa de AOD (550nm) pelo MODIS em Santarém-PA (K83) e Belterra-PA (Amazônia Central).



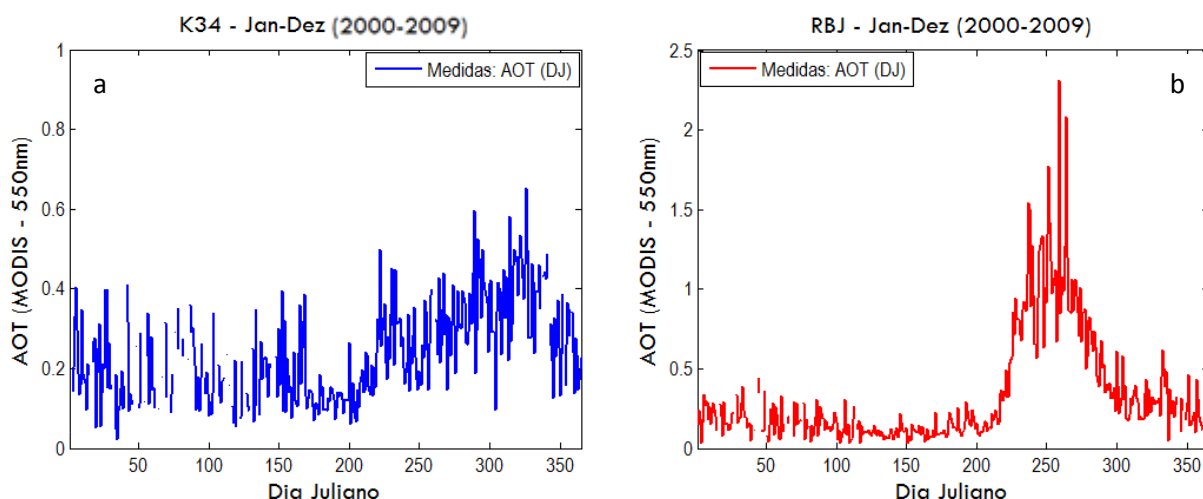
**Figura 6** – Mostra o ciclo sazonal médio de AOD estimado pelo sensor MODIS (MOD04L2), em fase com as medidas AERONET (a) e (c). As Figuras (b) e (d) asseguram a confiabilidade da estimativa de AOD (550nm) pelo MODIS sobre SINOP (MT) e Alta Floresta (MT) (áreas impactadas).

Destes resultados, concluiu-se que as estimativas de AOD pelo MODIS apresentam erros menores quando os valores de AOD são menores que 1,0. Para altas concentrações de aerossóis na atmosfera o sensor MODIS apresenta erros mais elevados com relação às medidas padrões. Isto pode ser mais facilmente observado nos gráficos de validação onde as medidas de AOD (MODIS e AERONET) fazem parte de sítios experimentais diferentes (ver Figuras: 3-6a-b). Quando as validações são feitas a partir de medidas MODIS e AERONET realizadas no mesmo local (ver Figuras: 3-6c-d), os parâmetros estatísticos indicam correlações mais fortes. Isso foi observado tanto em áreas da Amazônia central quanto em áreas da região do arco do desmatamento. Estes resultados são particularmente importantes não somente porque mostram o bom desempenho do MODIS sobre a Amazônia, mas também porque, embora os aerossóis possam atingir grandes áreas (devido à circulação atmosférica), a distribuição espacial de AOD não é uniforme em áreas severamente afetadas pela queima anual de biomassa florestal, como por exemplo, na região do arco do desmatamento (comparar Figuras: 5a-b com 5c-d e/ou 6a-b com 6c-d). Isto também é válido para as áreas menos afetadas da Amazônia central (ver Figuras 3-4a-d). A questão da distribuição espacial de AOD não ser uniforme, especialmente em áreas severamente afetadas, pode estar associada às atividades antrópicas locais e também aos padrões de circulação local, que são diferentes para cada área estudada (ver Figura 6). Para os estudos futuros, que tenham por objetivo dar continuidade às investigações dos efeitos radiativos de aerossóis de queimadas sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia em outras áreas, sugere-se um cuidado especial no uso de medidas de AOD realizadas em estações AERONET muito distantes das torres de fluxo de CO<sub>2</sub>, como por exemplo, Alta Floresta (MT) e SINOP (MT). Quanto aos parâmetros estatísticos, em linhas gerais, concluiu-se que as estimativas de AOD pelo MODIS ajustam-se satisfatoriamente às medidas AERONET por meio de regressões lineares. Os níveis de significância estatística (não mostrados) são satisfatórios, com (p) valores menores que 10<sup>-3</sup> e coeficientes de determinação (R<sup>2</sup>) superiores a 0,6 em todas as situações, inclusive em Balbina, local em que o espaço amostral esteve reduzido devido ao número limitado de medidas da rede AERONET. Isto garantiu a confiabilidade das estimativas de AOD pelo MODIS para os locais deste estudo, já que neste caso, as medidas da AERONET são consideradas medidas padrão de AOD.

### 3.2 Variação espacial e sazonal de AOD (MODIS-AERONET)

Nesta secção analisou-se a variação sazonal e espacial da profundidade óptica de aerossóis em áreas da Amazônia central e do arco do desmatamento, úteis para o entendimento da sazonalidade dos efeitos dos aerossóis sobre as medidas de radiação PAR e também sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> na Amazônia, que será apresentado a partir da secção 3.4 deste trabalho. Os resultados abaixo incluem também a distribuição média climatológica de estimativas de AOD pelo MODIS, avaliada estatisticamente ao longo dos últimos 12 anos, entre 2000-2011. No caso dos fotômetros solares da rede AERONET, a distribuição da série temporal de AOD refere-se apenas aos períodos em que os fotômetros estiveram em operação.

Os resultados mostram que as emissões de queimadas produzem anualmente forte sazonalidade nas medidas da profundidade óptica de aerossóis. Na estação chuvosa e de transição os valores de AOD são, na média, relativamente pequenos (menores que 0,10), mas aumentam significativamente no período seco (com a chegada da estação de queimadas) atingindo valores superiores a 3,5 em alguns sítios. Nas florestas das torres do k34 e RBJ, por exemplo, os valores médios de AOD chegam a 0,6 e 2,0 respectivamente (Figuras: 7a-b).

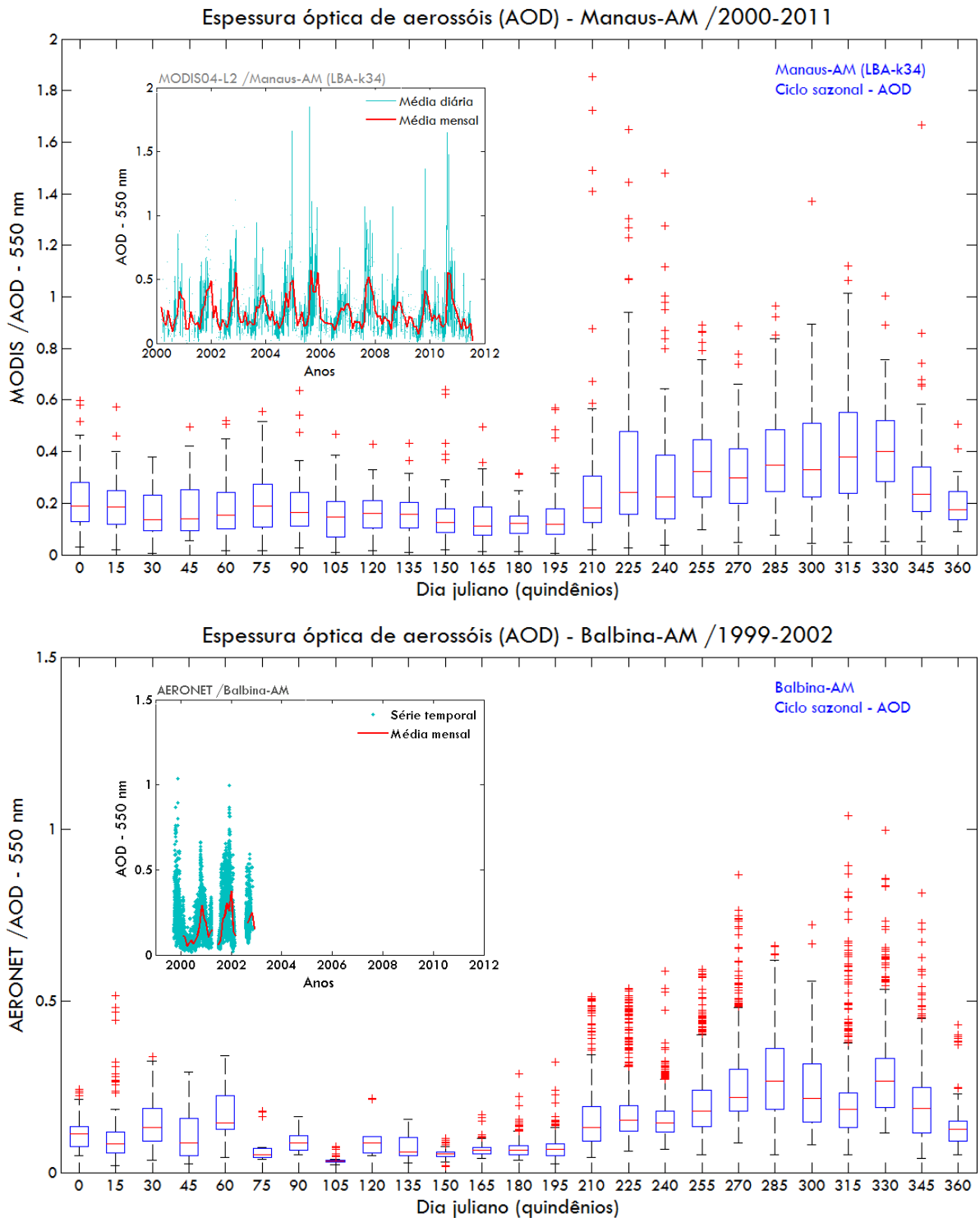


**Figura 7** – Perfil médio anual do AOD entre 2000 e 2009 para o sítio experimental do K34 /Manaus-AM (a) e RBJ /Rondônia-RO (b), obtidos a partir do sensor MODIS (TERRA e AQUA).

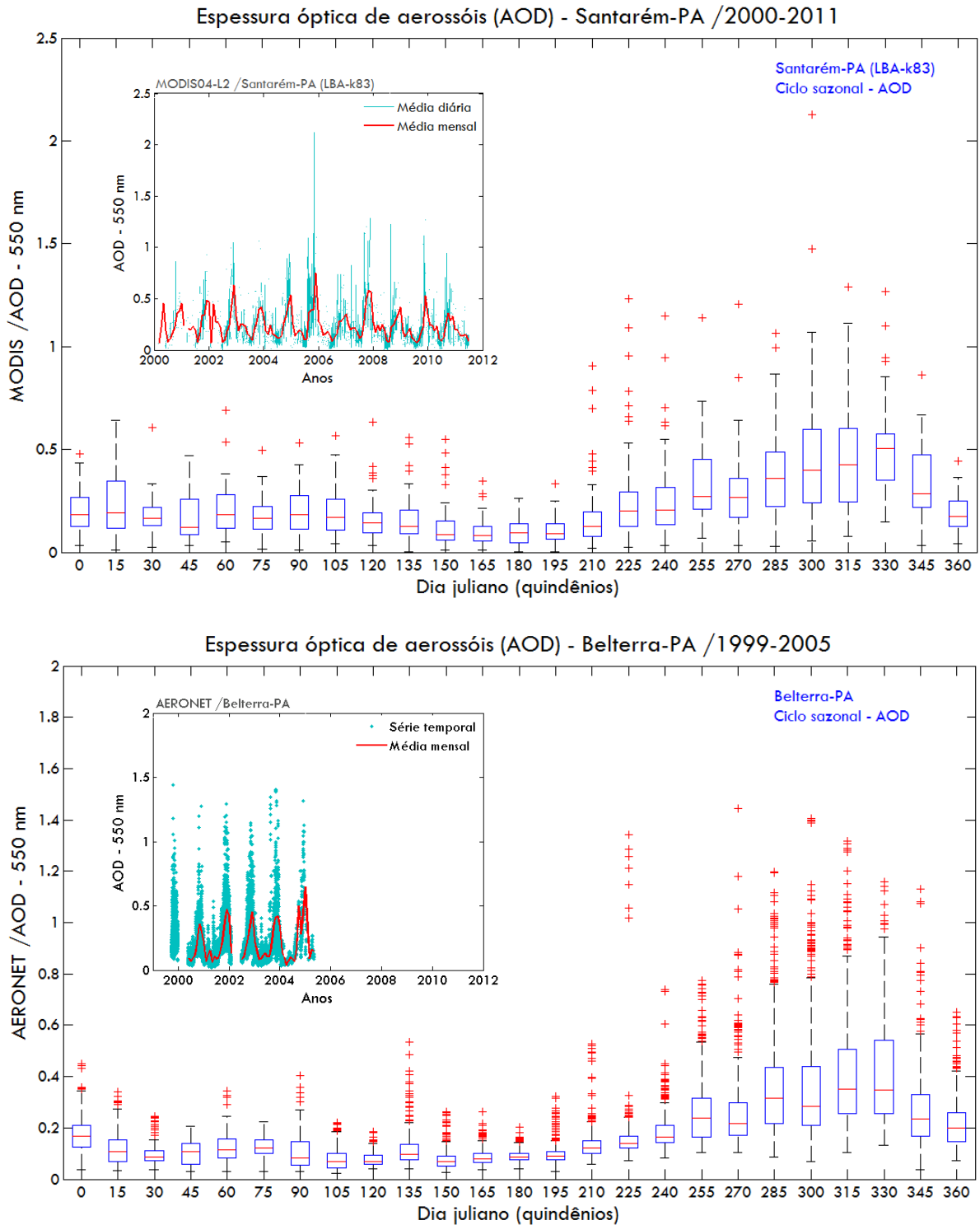
As estimativas de AOD pelos sensores MODIS e as medidas pelos fotômetros solares da rede AERONET, permitiram a diferenciação de duas regiões geográficas com características bem distintas: uma impactada pelas atividades antropogênicas, representada pelas áreas experimentais de floresta da RBJ (Ji-Paraná-RO), Abracos

Hill (Ji-Paraná-RO), Alta Floresta (MT) e SINOP (MT), e a outra menos impactada, representada pelas localidades de Manaus (AM), Balbina (AM), Santarém (PA) e Belterra (PA). As Figuras 8-9(a-d) mostram as séries temporais das médias diárias de AOD em 500nm (AERONET) e 550 nm (MODIS), para Manaus (K34), Balbina-AM e Belterra-PA (ver períodos de medidas nos gráficos). De uma maneira geral observa-se uma sazonalidade similar para a medida de AOD nestes locais, com os meses de outubro, novembro e dezembro apresentando os valores mais elevados. É importante ressaltar que as fontes locais de aerossóis de queimadas em Manaus-AM e Balbina-AM são significativamente menores que na região do arco do desflorestamento, logo, o aumento de AOD está diretamente relacionado com o transporte regional das partículas de queimadas oriundas de regiões mais distantes destes locais (Andreae *et al.*, 2001, Procópio *et al.*, 2004, Freitas *et al.*, 2000, 2009). Em Santarém-PA, a distribuição da série temporal de AOD revela valores relativamente baixos, mas em alguns casos as medidas de AOD são elevadas (maiores que 2,0) indicando um aumento na incidência de queimadas e de mudanças no uso da terra nos últimos anos na região. Durante a estação seca em Balbina-AM a maioria das médias diárias de AOD (AERONET) situa-se no intervalo entre 0,15 e 0,60, podendo atingir picos de até 1,0, sendo que o valor médio de toda a estação é igual a 0,35 (Procópio *et al.*, 2004). Em Manaus, as estimativas de AOD pelo MODIS (550 nm) revelaram picos da ordem de até 1,7 em anos muito secos (como foi o caso de 2005). Valores frequentemente superiores a 0,50 ao longo das estações secas entre 2000-2009 também foram encontrados. Já na estação chuvosa as médias diárias variam em um intervalo entre 0,05 e 0,15, os quais correspondem à valores de background para aerossóis na Amazônia, com fontes naturais biogênicas. Não se observam diferenças importantes nas estimativas de AOD com o sensor MODIS e o fotômetro AERONET em ambas as estações (chuvosa e seca).





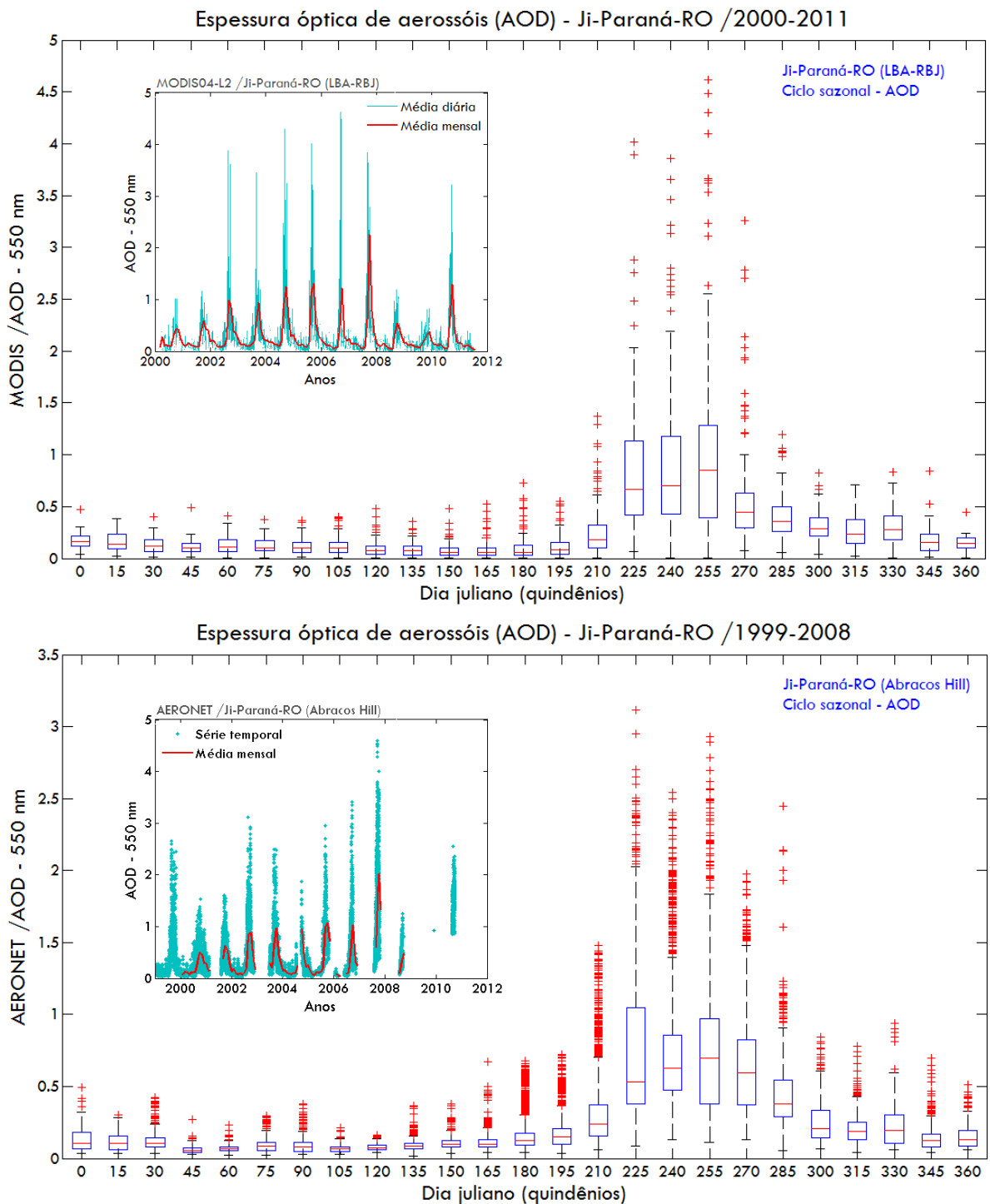
**Figura 8** – Ciclo sazonal médio climatológico (a-c) e a distribuição da série temporal de AOD (b-d) em Manaus-AM (área de floresta) e Balbina-AM. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*). As linhas horizontais representam as medianas (quindênios). As figuras (a) e (b) referem-se às medidas com o sensor MODIS e as figuras (c) e (d) às medidas realizadas com fotômetro da rede AERONET. As barras verticais pontilhadas: o desvio padrão encontrado para cada quindênio. As caixas: a margem de variação do AOD encontrados com maior frequência a cada (75%) 10 dias (decênios).



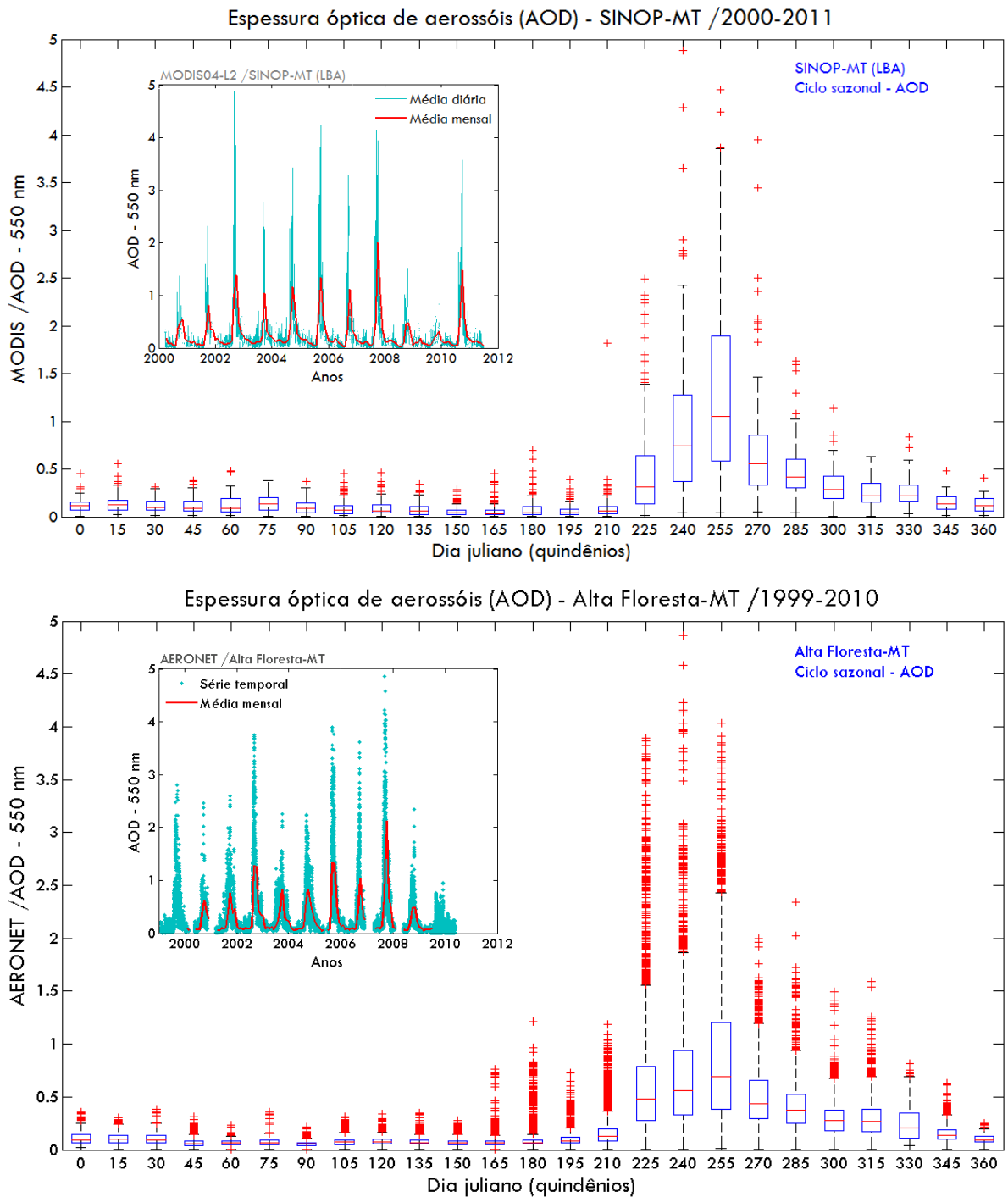
**Figura 9** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em Santarém-PA (K83) e Belterra-PA. As figuras (a) e (b) referem-se às medidas com o sensor MODIS e as figuras (c) e (d) às medidas realizadas com fotômetro da rede AERONET. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%).

Os resultados apresentados pelas Figuras 10-11(a-d) em seguida, mostram a distribuição espacial e sazonal de AOD em áreas com forte impacto antrópico, como é caso de Alta Floresta (MT), SINOP (MT) e Ji-Paraná (RO). Os resultados também foram obtidos a partir de médias diárias pelo sensor MODIS (550 nm) e pelo fotômetro solar da rede AERONET (500 nm) a partir de análises entre 2000-2011. Nestes sítios observa-se a existência de um padrão sazonal de AOD bem definido em comparação com as localidades menos impactadas, porém, com uma defasagem em relação ao padrão observado em Manaus (AM), Balbina (AM) e Belterra (PA). Isso acontece porque a maioria dos focos de incêndio em Rondônia, Mato Grosso, Pará e Acre ocorre no período entre os meses de julho a outubro. As concentrações de aerossóis nestas localidades apresentam médias diárias mais elevadas durante a estação seca, (isso foi avaliado tanto pelo sensor MODIS quanto pelos fotômetros da rede AERONET), variando entre 0,6 a 1,5, com picos eventuais de até 3,0 medidos pelo fotômetro e com picos maiores que 4,5 em algumas localidades. Apesar destes sítios apresentarem entre si números diferentes de focos de incêndio próximos aos locais de medidas, as séries temporais de AOD nestes três locais são muito similares, confirmando a significância do transporte regional de partículas na Amazônia (Procópio *et al.*, 2004, Freitas *et al.*, 2009). As regiões ao redor de Balbina (AM), Belterra (PA) e Manaus (AM) são constituídas principalmente por florestas, enquanto que Alta Floresta (MT), SINOP (MT) e Ji-Paraná (RO) são cercados por pastagens e plantações, possuindo áreas de florestas mais reduzidas devido às taxas de desmatamento elevadas no passado para estas localidades.

A sazonalidade encontrada na profundidade óptica de aerossóis em áreas ainda pouco impactadas não se justifica apenas devido às atividades antrópicas locais, mas também devido ao fato dos particulados finos serem mais facilmente transportados pela atmosfera durante o período de queimadas. Neste período as fortes correntes ascendentes, características das térmicas produzidas pelo aquecimento do continente facilitam a chegada de grande quantidade de material particulado até níveis mais altos da atmosfera, onde então os poluentes são mais facilmente transportados, afastando este material particulado e os gases emitidos para longe da sua origem.



**Figura 10** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em Ji-Paraná-RO (RBJ) e em Ji-Paraná-RO (Abracos Hill). As figuras (a) e (b) referem-se às medidas com o sensor MODIS e as figuras (c) e (d) às medidas realizadas com fotômetro da rede AERONET. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). Os resultados mostram forte variação sazonal. O período de queimadas se estende dos dias julianos 220-330 no período de 2000 a 2009.



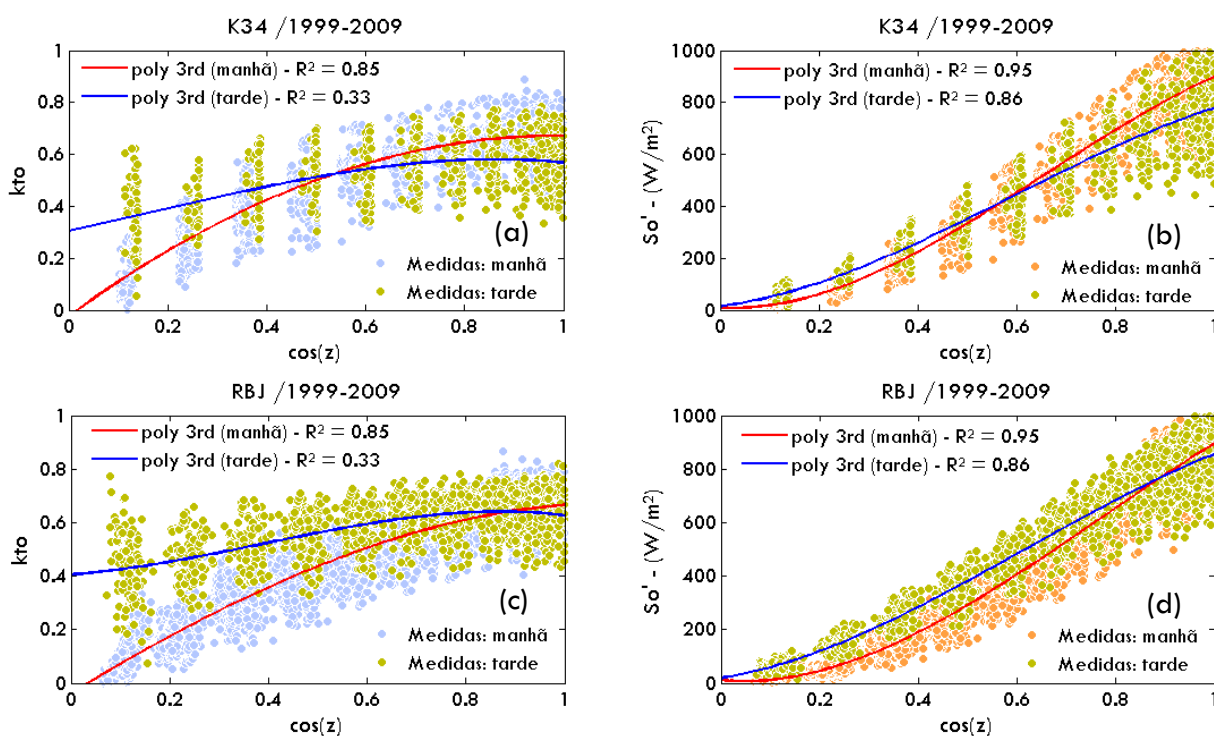
**Figura 11** – Mostra a distribuição da série temporal de AOD (a-c) e o ciclo sazonal médio climatológico a partir de decêndios (b-d), em SINOP-MT e Alta Floresta-MT. As figuras (a) e (b) referem-se às medidas com o sensor MODIS e as figuras (c) e (d) às medidas realizadas com fotômetro da rede AERONET. Os pontos vermelhos representam valores atípicos de AOD (*outliers*), as barras verticais pontilhadas o desvio padrão (de cada decêndio) e as caixas, a margem de variação de dados de AOD encontrados com maior frequência em cada decêndio (75%). Os resultados mostram forte variação sazonal. O período de queimadas se estende dos dias julianos 220-330 no período de 2000 a 2009.

### 3.3 O algoritmo de Irradiância de Céu-Claro

Nesta parte apresentamos o algoritmo de irradiância de céu claro, fundamental para o cálculo da irradiância relativa ( $f$ ), utilizada posteriormente para expressar a quantidade de irradiância solar total extinta devido à presença de aerossóis e nuvens nas regiões estudadas. O objetivo desta secção é desenvolver um modelo capaz de simular a irradiância solar esperada para dias limpos e claros. Os resultados desta secção representam a síntese dos procedimentos abordados na secção de Metodologia (ver secções 2.3.1-2.3.4).

Após a aplicação dos critérios de separação de dias claros discutidos na secção 2.4.2, observou-se ainda alguns pontos fora do padrão da curva de associação entre ( $kt$ ) vs.  $\cos(z)$  e  $S_0'$  vs.  $\cos(z)$ , principalmente para ângulos de elevação solar próximos de 1 (um), isto é, que representam medidas próximas do meio do dia (12:00 HL) ou do final da tarde (17:30 HL). Observou-se um aumento relativamente importante na cobertura de nuvens com o aumento do ângulo de elevação solar. Isto dificultou particularmente a filtragem das horas claras locais próximas do meio do dia ou do final da tarde. Assim sendo, um filtro mais rigoroso foi aplicado para excluir estes dias do banco de dados. Foram excluídos da série os dias que apresentaram índices de claridade ( $kt$ ) e irradiâncias de céu-claro ( $S_0'$ ), com desvios de  $\pm 30\%$  em torno do padrão mediano verificado para horas locais próximas do meio do dia ou do final da tarde (ver ANEXO I e II). Os resultados apresentados nesta secção foram obtidos a partir da aplicação deste filtro, mais rigoroso.

As Figuras 12(a) e 12(c) mostram os padrões de  $kt$  encontrados para os dias claros, selecionados dentro do conjunto amostral de medidas de irradiância solar. Os dias limpos foram obtidos a partir das médias diárias de AOD (AERONET), menores que 0,10 (*background*). As medidas de irradiância solar ( $S_0'$ ) encontradas para estes dias foram “plotadas” contra o ângulo solar zenital (ASZ) (Figuras: 12b e 12d), onde a partir das relações entre  $S_0'$  vs.  $\cos(z)$  foi possível obter as equações para o cálculo da irradiância solar com magnitudes típicas de dias claros e limpos (conforme os procedimentos fixados na secção 2.3.4). As Figuras (12a-d) mostram os perfis de  $kt$  e  $S_0'$  obtidos a partir destes dias.



**Figura 12** – Dispersão com curvas de regressão entre a irradiância solar ( $S_0'$ , em  $W/m^2$ ), índice de claridade de céu-claro (kt) e o co-seno do ângulo solar zenital, para a floresta do K34 (a,b) e RBJ (c,d) entre 1999 e 2009. Os coeficientes de regressão e de determinação ( $R^2$ ) estão apresentados na tabela 1.

**Tabela 1** – Coeficientes de regressão das Equações (16) e (17) obtidos, respectivamente, a partir da relação entre a irradiância de céu-claro ( $S_0'$ ) e o seno do ângulo de elevação solar ( $\sin\beta$ ) e da relação entre o índice de claridade de céu-claro (kto) e o seno do ângulo de elevação solar ( $\sin\beta$ ). Os coeficientes são específicos para manhãs e tardes observadas entre 1999-2009 na floresta tropical chuvosa (RBJ) e (K34).

Coeficientes. Regressão	Flor. trop. úmida Manaus (K34)		Flor. trop. úmida Rondônia (RBJ)	
	Manhãs	Tardes	Manhãs	Tardes
$p_1$	- 1025,9	- 685,3	- 812,9	- 644,2
$p_2$	2026,8	1209,6	1867,3	1187,7
$p_3$	- 109,9	240,4	- 169,9	294,7
$p_4$	9,9	14,3	11,2	18,2
$R^2$	0,95	0,86	0,95	0,86
$a_1$	- 0,01	- 0,31	- 0,14	- 0,54
$a_2$	- 0,69	0,16	- 0,29	0,63
$a_3$	1,39	0,41	1,13	0,13
$a_4$	- 0,02	0,31	- 0,04	0,41
$R^2$	0,85	0,33	0,87	0,41

Na comparação entre manhãs e tardes, as relações apresentadas pelas Figuras 12(a-b) e 12(c-d) mostram nitidamente assimetrias nos perfis de (kt) e ( $S_0'$ ). Na RBJ, por exemplo, estas assimetrias são ligeiramente maiores para valores cujo  $\cos(z)$  estão abaixo de 0,9 (Figuras: 12c e 12d). Já no K34 isto ocorre especialmente

quando os ângulos de elevação solar são baixos ou menores que 0,60 (Figuras: 12a e 12b). É importante deixar claro que as assimetrias são apenas um indicativo de que o padrão de irradiância solar encontrado para as manhãs é diferente do padrão encontrado para o período das tardes. Um modelo “perfeito” de irradiância solar de céu-claro, neste caso, revelaria perfis absolutamente simétricos nas Figuras 12a e 12c e, conseqüentemente, nas Figuras 12b e 12d. Gu *et al.*, (1999) e mais recentemente ainda Zhang *et al.*, (2010) encontraram (para os dias claros selecionados) padrões de irradiância solar ligeiramente assimétricos, semelhantes aos padrões apresentados por este estudo. Observou-se também que as divergências entre os perfis da Figura 12, são visivelmente mais ampliadas no caso dos índices de claridade (kt). Isso ocorre porque (kt) é um indicador mais sensível da espessura óptica da atmosfera, enquanto que o total de radiação solar na superfície é função tanto da espessura como também da radiação solar extraterrestre ( $S_{extr}$ ), que muda com os ângulos de elevação solar ao longo do dia. Este resultado reforça o fato de que os índices de claridade (kt) são mais indicados do que as medidas diretas dos piranômetros para expressar as mudanças nas quantidades de radiação solar, devido à nebulosidade e a carga de aerossóis na atmosfera. Por exemplo, se uma nuvem relativamente fina se coloca na frente do feixe solar, as séries temporais de radiação medidas pelo piranômetro ainda são pouco afetadas, já que a irradiância solar total não é um indicador tão sensível à presença de nuvens (Gu *et al.*, 1999). Entretanto, quando se utiliza o índice de claridade (kt) como um indicador de nuvens e também de espessura da atmosfera, o efeito das nuvens e/ou aerossóis sobre os fluxos de radiação solar são mais facilmente detectados pelos índices de claridade (kt). Vale ressaltar também, que os critérios utilizados para definir céu-claro neste estudo, não garantem a ausência de nuvens periféricas ao sensor de radiação solar e, portanto, as assimetrias observadas nas Figuras (12a) e (12c) podem estar também associadas ao efeito de “gap” de nuvens (*cloud gap effect*), principalmente no período da tarde, onde se observa geralmente uma maior cobertura de nuvens e um maior aquecimento da CLP (camada limite planetária).

A partir dos coeficientes das curvas de regressão apresentados na Tabela 1, foi possível modelar satisfatoriamente a irradiância solar de céu claro. Os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) e os níveis de significância estatística (*p-valor*) indicaram forte correlação entre ( $S_0'$ ) e  $\text{Cos}(z)$ , para qualquer um dos períodos do



dia analisados (manhãs e tardes). Os valores de  $R^2$  são superiores a 0,95 e os níveis de significância ( $p$ -valor) são muito menores que  $10^{-3}$  em todos os casos. Assim sendo, concluiu-se que o modelo apresentado pela Equação 16 simula com boa aproximação as magnitudes de irradiância solar esperadas para dias com baixas concentrações de aerossóis atmosféricos e pouca cobertura de nuvens, podendo ser utilizado para o cálculo da irradiância relativa ( $f$ ). Os coeficientes destas formulações estão ajustados às condições locais do sítio experimental da K34 e RBJ, mas poderão ser úteis no cálculo de irradiância solar de céu claro para outros sítios da Amazônia, que apresentem características climáticas semelhantes aos locais deste estudo, como por exemplo, Balbina-AM, Melgaço-PA, Santarém-PA e outros.

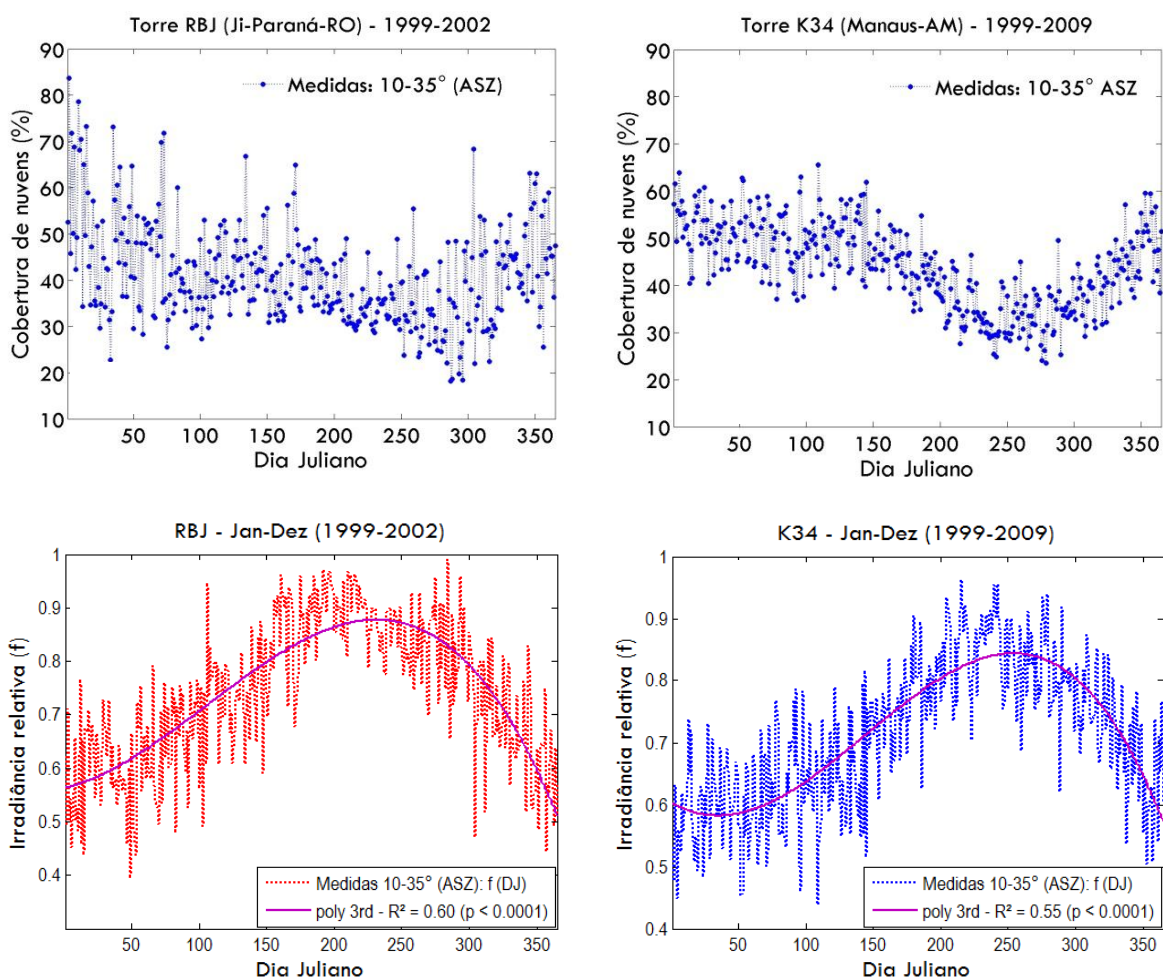
O algoritmo proposto nesta secção não leva em consideração a influência do conteúdo do vapor d'água na irradiância de céu-claro. Para estimativas mais realísticas da irradiância de céu claro, sugere-se o uso de códigos de transferência radiativa que estão disponíveis na literatura. Esses códigos já possuem normalmente um perfil vertical padrão para o vapor d'água, que são tipicamente encontrados nos trópicos. Entretanto, para a obtenção de resultados ainda mais realísticos, sugere-se utilizar medidas de radiossondagens que sejam preferencialmente representativas do local de estudo.

### **3.4 O impacto dos aerossóis e nuvens sobre a irradiância relativa ( $f$ )**

Os resultados abaixo mostram a distribuição percentual da cobertura de nuvens na área experimental da RBJ. Utilizou-se o algoritmo de irradiância de céu-claro desenvolvido na secção anterior para estimar a cobertura de nuvens a partir da irradiância relativa ( $f$ ), que é um indicador sensível à presença de aerossóis e nuvens em dado instante e local. Nesta secção mostramos a sazonalidade da cobertura de nuvens e da irradiância relativa ( $f$ ). Quantificamos isoladamente o efeito dos aerossóis de queimadas sobre as medidas de irradiância relativa durante a estação de queimadas, entre agosto e novembro (1999-2009). Estes resultados serão úteis para avaliar qualitativamente, o grau de influência dos aerossóis e das nuvens sobre as medidas de irradiância e, posteriormente, de fluxo de  $CO_2$ .

De um modo geral, durante os meses chuvosos, observa-se uma cobertura média da ordem de 50%, mas este percentual, como esperado, cai nos meses secos (entre agosto e outubro) atingindo um valor mínimo próximo de 20% na RBJ e 30%

no K34, por volta do mês de setembro. Essas nuvens interagem diretamente com a radiação solar e, naturalmente, com a irradiância relativa ( $f$ ) conforme o perfil médio anual apresentado pelas Figuras 13(a-b). Ao longo do período menos chuvoso, as reduções encontradas em ( $f$ ) devem-se principalmente ao aumento das concentrações de aerossóis na atmosfera, embora a nebulosidade ainda exerça um papel importante nas quantidades líquidas de radiação observadas à superfície.



**Figura 13** – Perfil médio diário climatológico da cobertura de nuvens e irradiância relativa ( $f$ ) obtido a partir de medidas entre 10-35° (ASZ), entre janeiro e dezembro de (1999-2002) para RBJ (a-c) e (1999-2009) para o K34 (b-d). A estimativa da cobertura de nuvens foi obtida por meio do modelamento da irradiância de céu claro e é válida apenas para a localidade das torres do K34 e RBJ.

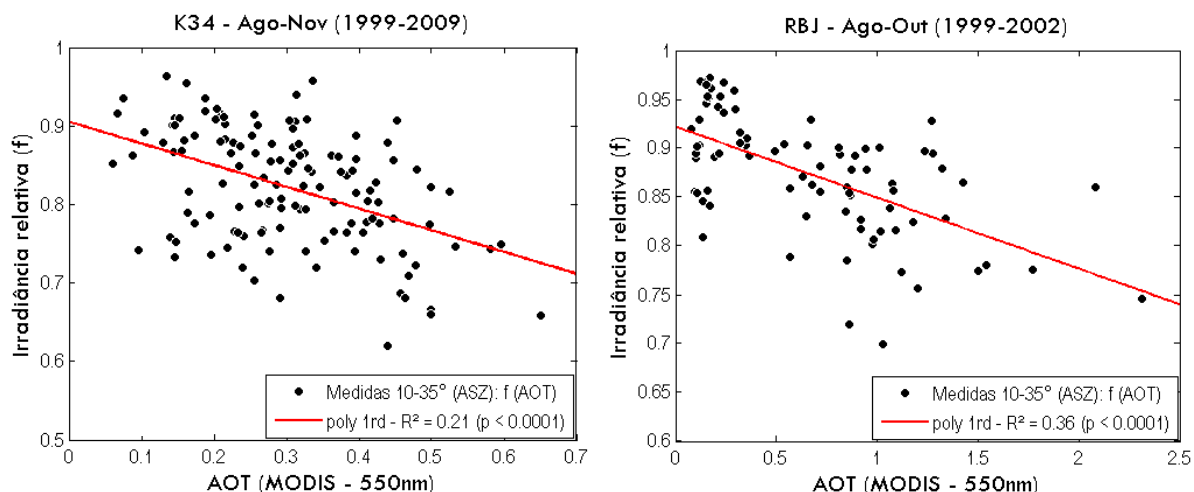
Outro efeito importante sobre as medidas de irradiância solar e relativa ( $f$ ) produzido pela distribuição heterogênea de nuvens no céu é o “*cloud gap effect*”. Um resultado interessante, advindo diretamente deste efeito, é que áreas ensolaradas podem receber quantidades ainda maiores de irradiância solar do que receberiam na

ausência de nuvens. Ao analisar medidas fornecidas por Duchon e O'Malley (1999), Gu *et al.* (1999) encontraram que o efeito diferencial produzido sobre a irradiância solar devido a distribuição heterogênea de nuvens no céu, pode aumentar o saldo líquido de radiação à superfície em até 20%, em relação a uma medida realizada em dias de céu limpo. O incremento de até 20% nas medidas de irradiância pode ser atribuído ao aumento da fração difusa da radiação solar devido ao espalhamento e reflexão do feixe através das nuvens adjacentes. No trabalho de Gu *et al.* (2001), realizado numa área de pastagem em Rondônia, Brasil (10° 45" S e 62° 22" O) mostrou-se ainda uma distribuição de frequência bimodal para a modulação da irradiância solar por nuvens, produzindo uma média de 50 e 14 % para a redução e aumento, respectivamente, sobre o nível de irradiância medido em dias de céu limpo. Os resultados de (f) apresentados neste trabalho mostram um aumento da ordem de 10 a 20% nas quantidades de radiação à superfície devido ao “*cloud gap effect*”, compatível com os resultados encontrados por Gu *et al.*, 1999.

Os valores de AOD (em 550 nm pelo MODIS), embora medidos sob condições de céu-claro, não garantem totalmente ausência de nuvens periféricas em relação ao local exato da medida. Portanto, o efeito das nuvens sobre a redução da irradiância solar total incidente medida pelo piranômetro pode estar misturado ao efeito de aerossóis, embora a máscara de nuvens do MODIS (*Cloud Mask*) use vários testes de detecção de nuvens para indicar um nível de confiança de que o sensor está observando o céu claro. O efeito dos aerossóis e das nuvens sobre as medidas de (f), torna-se ainda mais difícil de ser separado quando se considera áreas cujos valores de AOD são relativamente pequenos, como é o caso de Manaus-AM (K34). Segundo Koren *et al.* (2008) as nuvens são sensíveis às concentrações iniciais e à distribuição de tamanho dos núcleos de condensação (CCN). Para um certo tipo de aerossol (distribuição de tamanho e composição química) pequenas concentrações de aerossóis em ambientes atmosféricos limpos (abaixo de 100 partículas por cm<sup>3</sup>) são potencialmente capazes de alterar propriedades importantes das nuvens, tais como: fração de cobertura, profundidade óptica e distribuição de tamanho. Para altas concentrações de aerossóis (N>3000 partículas por cm<sup>3</sup>), este efeito não é tão pronunciado. Com muita fumaça na atmosfera ocorre inibição no processo de formação de nuvens e o efeito dos aerossóis age no sentido de diminuir a cobertura de nuvens, devido ao efeito de

absorção e evaporação das gotas. Com pouca fumaça, para baixas concentrações de aerossóis, ocorre o efeito inverso. Os resultados apresentados por Koren *et al.* (2009) mostram implicações importantes dos efeitos dos aerossóis como forçantes climáticas. Devido aos efeitos microfísicos, os aerossóis podem estimular a formação de nuvens, aumentando a fração e a altura com que as mesmas se formam, ou podem de maneira inversa, inibir os mecanismos de evolução das nuvens, devido aos efeitos radiativos de absorção de radiação solar direta pela camada de aerossóis. Neste caso, ocorre uma diminuição tanto na fração da cobertura quanto na altura com que as nuvens se formam. Portanto separar os efeitos radiativos de nuvens dos efeitos radiativos produzidos apenas pelos aerossóis sobre o fluxo de CO<sub>2</sub>, constitui um procedimento complexo uma vez que a microfísica e os diferentes mecanismos de interação radiativa induzem *feedbacks* não lineares que aumentam a complexidade do sistema, sensível a diferentes cargas de aerossóis atmosféricos.

O comportamento de  $f$  em função de AOD sob o efeito mínimo de nuvens é mostrado nos gráficos das Figuras 14(a-b). Desses gráficos observa-se uma forte redução da irradiância total incidente sobre a área de floresta devido ao aumento dos aerossóis de queimada na Amazônia. Para um ASZ entre 10 e 35° (Figura 14), por exemplo, há uma redução no valor de  $f$  da ordem de 20 e 25% quando o AOD varia de 0,1 para 0,60 e de 0,1 para 1,5 nos sítios K34 e RBJ, respectivamente. Já para medidas com ASZ entre 20-35° (não mostrado neste trabalho) essa redução fica em torno de 20% (K34) e 30% (RBJ) para uma variação do AOD de 0,1 para 0,60 (K34) e de 0,1 para 1,7 (RBJ). Não se observou diferenças importantes nas variações encontradas em ( $f$ ) devido às variações do AOD para diferentes intervalos de ASZ. Isso pode estar associado ao número limitado de passagens dos satélites AQUA e TERRA sobre a Amazônia.



**Figura 14** –  $f$  em função do AOD (550 nm) em áreas de floresta, K34 (a) e RBJ (b). As medidas realizadas encontram-se separadas para um intervalo ASZ entre 10 e 35° K34 (a) e RBJ (b).

Portanto, os gráficos da Figura 14 definem uma relação linear direta entre ( $f$ ) e AOD. Isso significa que as queimadas afetam diretamente o saldo de radiação à superfície, que por sua vez, afeta os fluxos líquidos de  $\text{CO}_2$ . Os resultados apresentados na Figura 14 devem ser utilizados posteriormente na interpretação dos resultados entre fluxos de carbono e irradiância relativa ( $f$ ), uma vez que a relação direta entre fluxo de carbono e AOD não apresenta forte correlação linear. Dessa forma é possível saber como o aumento do AOD afeta as medidas de FluxC e consequentemente a fixação de carbono pela floresta (NEE).

Nesta seção mostramos que os resultados referentes à cobertura de nuvens são compatíveis com os resultados apresentados pelos métodos tradicionais de estimativa de nuvens para os locais estudados. Os parâmetros estatísticos das curvas polinomiais utilizadas para expressar o ciclo sazonal médio da cobertura de nuvens e também da irradiância relativa ( $f$ ) são satisfatórios. Por meio da irradiância relativa ( $f$ ) foi possível observar uma grande quantidade de nuvens (~80%) presentes na atmosfera durante as estações chuvosas locais (devido aos próprios sistemas meteorológicos atuantes na região amazônica nesta época do ano). Já na estação de queimadas (entre agosto e outubro), observou-se uma redução significativa na porcentagem de cobertura do céu por nuvens (~30%). Como neste período a quantidade de partículas suspensas é significativa e a cobertura do céu por nuvens é relativamente baixa, concluímos que as reduções nos totais de radiação solar à superfície, principalmente em áreas severamente impactadas por

ações de queimadas, são atribuídas principalmente aos aerossóis de queimada na região (Artaxo *et al.*, 1990; 1998; 2005; 2009).

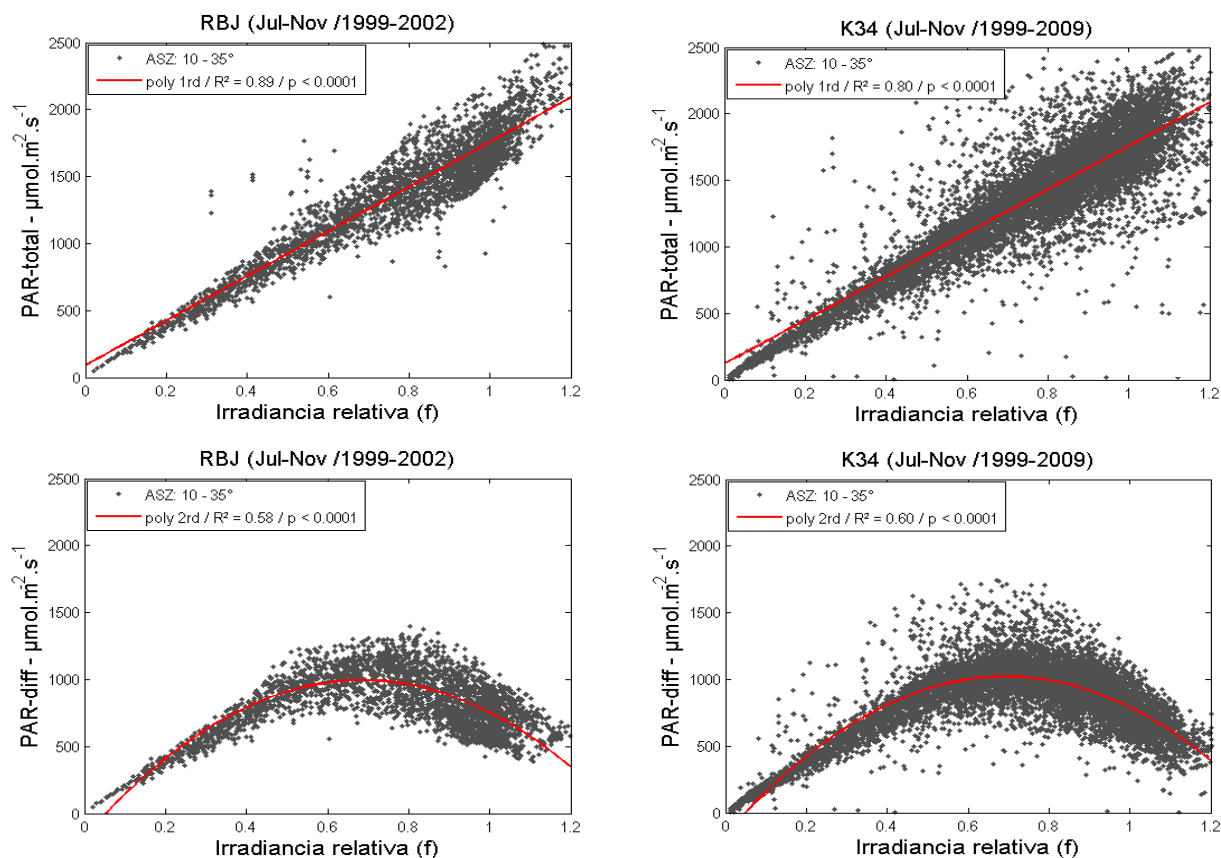
### **3.5 O efeito da radiação PAR (difusa) na eficiência de uso da radiação solar (LUE) pela floresta**

Na secção 3.2 mostramos que as emissões de queimadas, produzem anualmente forte sazonalidade na profundidade óptica de aerossóis. Nesta secção, quantificamos o efeito das alterações no balanço de radiação atmosférica por aerossóis de queimadas. Avaliamos o efeito dessas alterações sobre a eficiência de uso da radiação solar (*radiation use efficiency - RUE*) pelas florestas e identificamos os valores de  $f$  para os quais esta eficiência é máxima. Identificamos também o nível de irradiância solar, associado a esta máxima eficiência (RUE).

O impacto dos aerossóis de queimadas no balanço de radiação atmosférica foi avaliado em termos da radiação PAR-total e PAR (difusa). As variações na radiação PAR são apresentadas como uma função da irradiância relativa ( $f$ ), que varia conforme a nebulosidade e a carga de aerossóis na atmosfera.

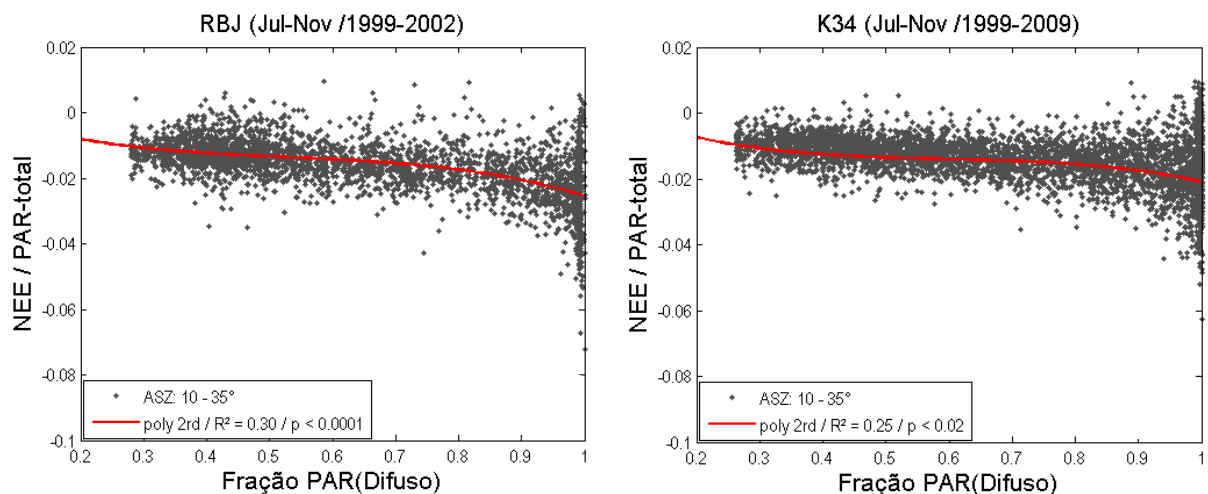
As Figuras 15(a-b) mostram que para  $f$  variando de 1,2 a 0,90, a radiação PAR total incidente é reduzida em torno de 25-30% em ambos os *sítios*, isto para intervalos entre 10-35° (ASZ). Esse comportamento foi observado tanto na estação de queimadas quanto na estação de chuva.

Oliveira *et al.* (2007) mostraram reduções semelhantes (~ 20%) quando  $f$  variou de 1,0 para 0,80. As Figuras 15(a-b) mostram uma forte redução da radiação PAR total incidente quando o céu passa de uma condição de céu limpo ( $f \geq 1,0$ ) para totalmente encoberto por nuvens ( $f \ll 1,0$ ). Na Figura 15(a-d) observa-se que, embora o PAR total diminua quase que linearmente com a irradiância relativa, a relação entre a radiação PAR difusa e  $f$  não é linear (Figuras: 15c-d). Neste caso, a irradiância relativa ( $f$ ) aumenta com o aumento da radiação PAR difusa, atingindo um máximo para valores com  $f$  em torno de 0,70-0,75 (Figuras: 15c-d). De outro lado, a radiação PAR (difusa) aumenta ~  $500 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  quando  $f$  reduz de 1,2 para 0,75. Isto corresponde, respectivamente, a um aumento e a uma diminuição aproximada de 50% da radiação PAR (difusa) e solar incidente ( $S$ ), para os intervalos (ASZ) indicados.



**Figura 15** - A relação entre a radiação PAR total e  $f$  para medidas realizadas na RBJ e K34, mostram redução de 25-30% (RBJ) na radiação PAR total incidente quando  $f$  varia de 1,2 para 0,75-0,80 (a-b). As medidas com ASZ entre 10-35°, de uma maneira geral, englobam as medidas realizadas separadamente entre 10-20° e 20-35°. Entretanto, para a mesma variação em  $f$  (1,2-0,75), um aumento importante da ordem de 40-50% ocorre na radiação PAR (difusa) (c-d).

As Figuras 16(a-b) mostram os valores de NEE normalizados pela radiação PAR total e “plotados” contra a fração da radiação PAR (difusa). É importante ressaltar que a eficiência de uso da radiação solar (RUE) está representada aqui pelo quociente  $\text{NEE}/\text{PAR-total}$  (Jing *et al.*, 2010). Neste trabalho esta relação representa a própria eficiência fotossintética, que expressa a capacidade das plantas de converter energia solar em biomassa. Normalmente a eficiência máxima das plantas para converter energia solar em biomassa é relativamente baixa, em geral inferior a 2%, já que ocorrem vários processos durante o processo de transformação de energia radiante em biomassa vegetal (Marenco, 2007). De fato, isto é compatível com os resultados apresentados pelas Figuras 16(a) e 16(b), que mostram uma eficiência fotossintética média da ordem de 2% em ambos os sítios, com picos de máxima eficiência fotossintética superiores a 6%, para o caso em que a fração difusa da radiação PAR atinge valores máximos (PAR difusa = 1,0).



**Figura 16** – Eficiência de Uso da Luz (LUE) pela vegetação das florestas (RBJ) (a) e (K34) (b), como uma função da fração PAR difusa. Os resultados mostram que a floresta do Jaru (RBJ), mais impactada por queimadas e por mudanças no uso da terra, pode estar fixando sensivelmente mais  $\text{CO}_2$  devido ao uso mais eficiente da luz no processo de fotossíntese durante a estação de queimadas, se comparada à floresta (K34).

Os resultados da Figura 16 mostram claramente o efeito do aumento da fração difusa da radiação solar sobre a eficiência fotossintética das florestas do K34 e RBJ. A eficiência de uso da radiação solar (RUE) pela vegetação aumenta gradativamente com o aumento da fração PAR (difusa), até valores de radiação PAR (difusa) da ordem de 0,80, caindo acentuadamente após este valor até atingir a máxima fração PAR (difusa) que é 1,0. Este resultado confirma que o aumento na eficiência de uso de radiação solar pelas florestas (RBJ) e (K34) ocorrem principalmente devido ao aumento sistemático da fração difusa da radiação solar, causada pela nebulosidade e/ou pelo aumento das concentrações de aerossóis atmosféricos na estação de queimadas. Um resultado interessante é que na (RBJ), local onde a incidência de aerossóis de queimadas é maior, verifica-se uma tendência levemente maior, na eficiência de uso da luz por este local, quando comparada às medidas da torre (K34), que é parte de uma região da Amazônia ainda pouco afetada pela queima anual de biomassa ou por mudanças no uso da terra. Resultados compatíveis com estes, foram obtidos por Jing *et al.* (2010), em um ecossistema semiárido no Nordeste da China. No trabalho de Jing *et al.* (2010), devido a pequena altura da vegetação e também devido ao importante efeito da temperatura sobre a respiração, foi possível também, estratificar as análises mostradas nas Figuras 16(a) e 16(b) pela temperatura (ver ANEXO - III).



Os resultados desta secção mostraram um aumento da ordem de 25-30% nas quantidades de radiação PAR (total) e de até 50% na radiação PAR (difusa) durante as estações de queimadas ( $f \sim 0,75$ ). As maiores taxas de eficiência fotossintética não ocorrem em condições de céu-claro e limpo, mas nas condições em que o céu encontra-se encoberto e/ou carregado de partículas. Embora as alterações no balanço de radiação atmosférica sejam semelhantes nos dois sítios, o grau de influência das nuvens e dos aerossóis é diferente nas duas áreas estudadas, já que elas são diferentemente impactadas pela queima anual de biomassa florestal. Essas alterações foram atribuídas tanto à presença de aerossóis como de nuvens nas regiões. Entretanto, para o caso da RBJ, essas alterações devem-se principalmente à densa camada de aerossóis de queimadas na atmosfera. Na Amazônia central, os efeitos dos aerossóis sobre as medidas de irradiância solar podem ser comparáveis aos efeitos da nebulosidade, já que esta área apresenta concentrações de aerossóis de queimadas relativamente mais baixos que a área de floresta da RBJ.

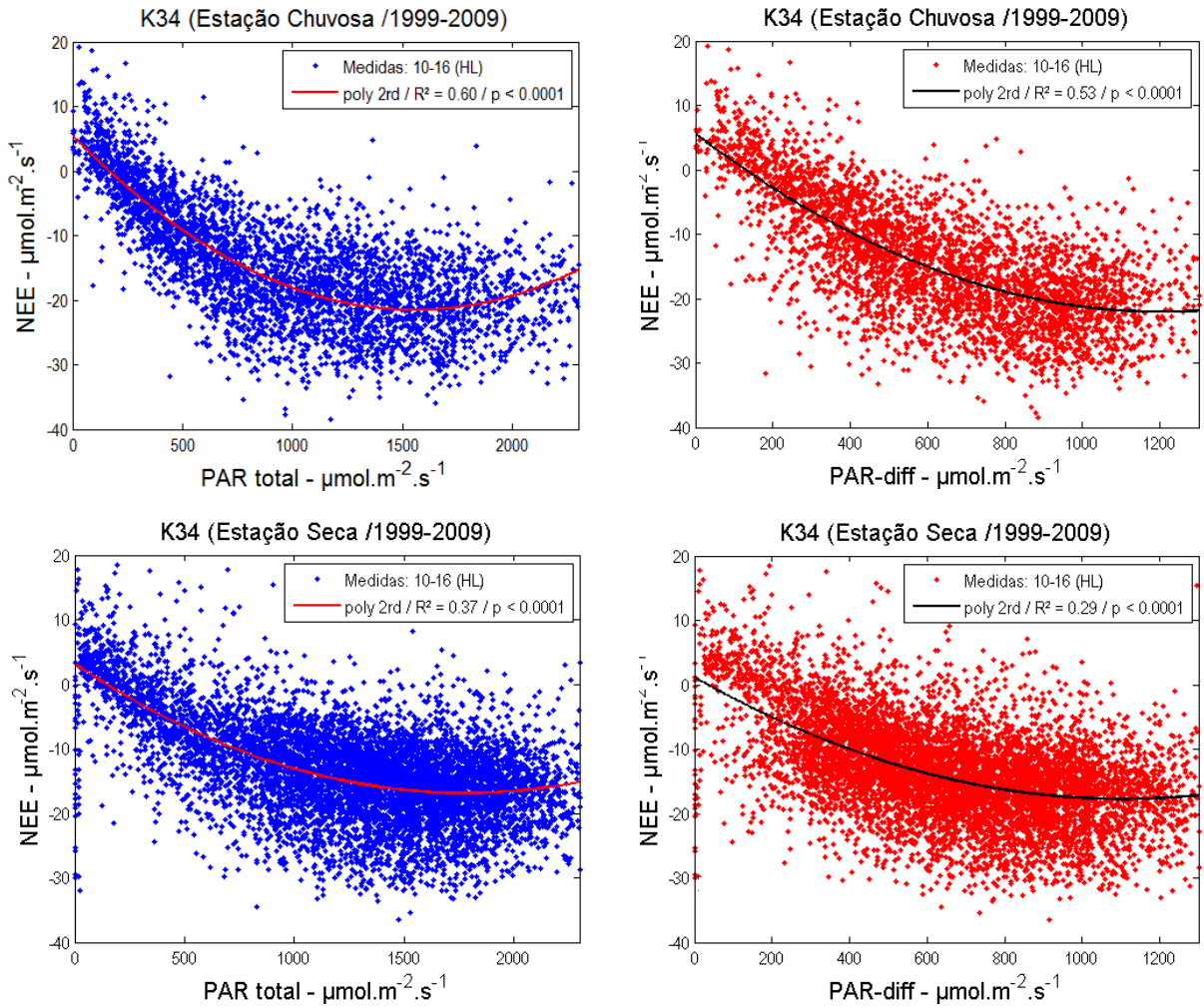
### **3.6 Os efeitos da radiação PAR (total) e PAR (difusa) sobre as medidas de NEE**

Identificamos principalmente nesta parte, os níveis de radiação PAR, para os quais as florestas tornam-se saturadas por luz. Estes resultados serão utilizados mais tarde para a fixação de um limite sobre a redução da irradiância incidente, a partir do qual as medidas de NEE começam a apresentar redução.

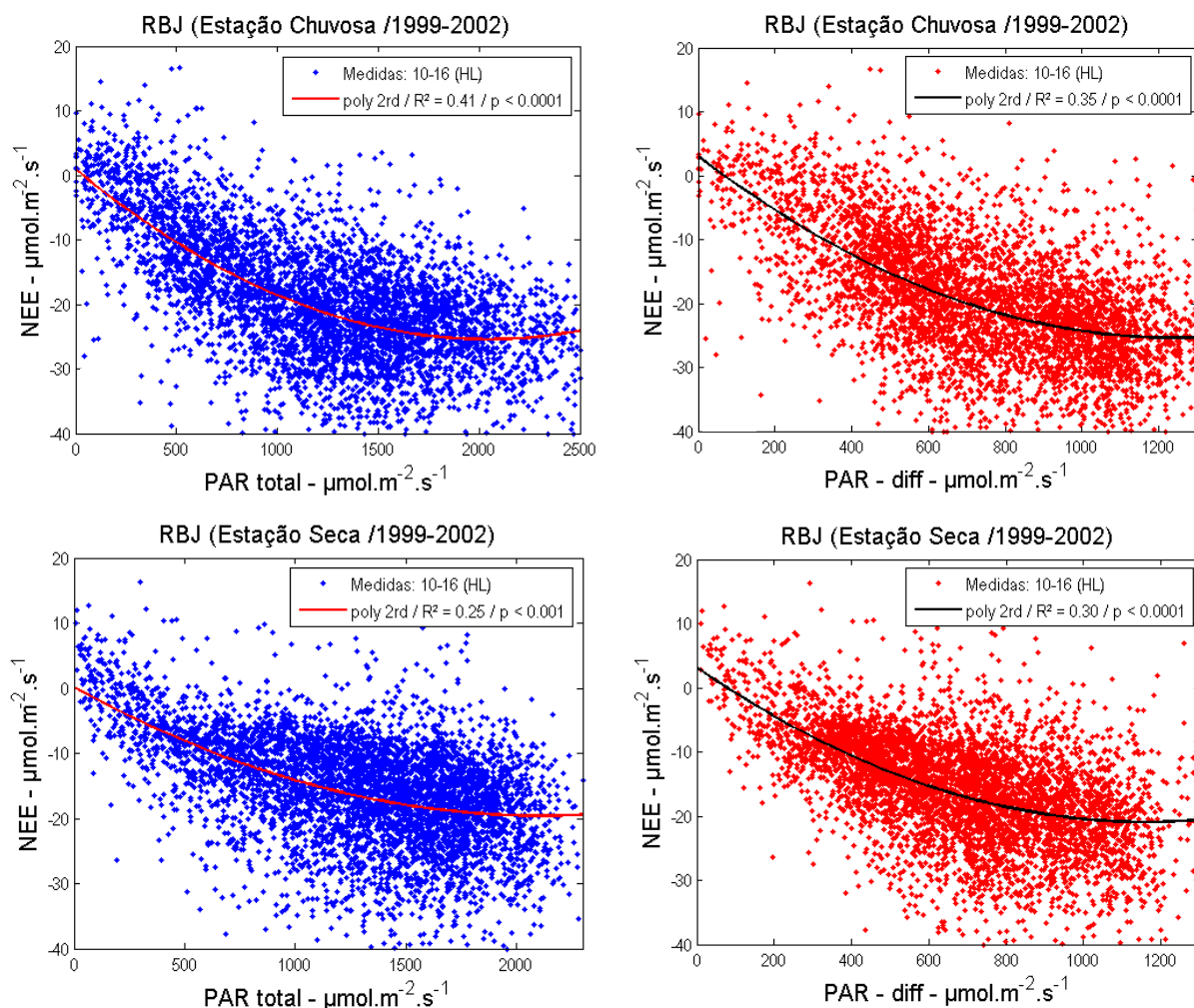
As Figuras 17-18(a-d) mostram o comportamento das medidas de NEE em função da radiação PAR total incidente e PAR difusa, para medidas entre 10:00 e 16:00 horas locais, realizadas na presença de aerossóis e de nuvens. Portanto, os resultados apresentados por estas figuras incluem os efeitos conjuntos dos aerossóis e das nuvens sobre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>.

As análises apresentadas pelas Figuras 17(a-d) e 18(a-d) mostram, que o dossel florestal responde de maneira diferente à radiação PAR total e PAR difusa (PAR-diff), em termos de absorção de carbono. Durante a estação chuvosa o dossel florestal da Reserva Biológica do Cuieiras (K34) se encontra saturado de luz quando o NEE atinge valores máximos (mais negativos) em torno de  $-21 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (Figuras: 17a e 17b). Já na estação seca a saturação por luz ocorre para valores de NEE próximos a  $-18 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  (Figuras: 17c e 17d). Estes máximos valores de NEE são verificados para valores de radiação PAR total incidente e difusa,

respectivamente, da ordem de 1500 e 1000 ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) em ambas as estações (Figura 17).



**Figura 17** – NEE em função da radiação PAR total e PAR difusa, para medidas entre as 10:00 e 16:00 horas (local) na K34. A floresta do Cuieiras (K34) aproveita mais eficientemente a radiação difusa para realizar fotossíntese do que a radiação solar direta.



**Figura 18** – NEE em função da radiação PAR total e PAR difusa, para medidas entre as 10:00 e 16:00 horas (local) na RBJ. A floresta do Jaru (RBJ) aproveita mais eficientemente a radiação difusa para realizar fotossíntese do que a radiação solar direta.

Um resultado interessante é que o dossel florestal do K34 chega a aproveitar 1,5 vezes mais a radiação solar difusa para realizar fotossíntese do que a radiação solar direta. Estes resultados foram encontrados tanto na estação chuvosa quanto na estação seca de ambos os sítios. Na Reserva Biológica do Jaru (RBJ), a saturação por luz ocorre para fluxos de aproximadamente  $-25 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  na estação chuvosa (Figuras: 185a e 18b) e  $-20 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  na estação seca (Figuras: 18c e 18d). Os máximos valores de NEE, são verificados para valores de radiação PAR total incidente e difusa da ordem de 1900 e 1100 ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), respectivamente, e em ambas as estações. Para o caso da RBJ, o dossel florestal chega a aproveitar 1,8 vezes mais a radiação difusa para fazer fotossíntese do que a radiação solar direta (ver figura 17-18). Um resultado interessante é que a irradiância relativa ( $f \sim 0,80$ ) associada à máxima radiação PAR difusa observada em torno de

1000 ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), é a mesma encontrada para os valores onde o FluxC e (NEE) atingem seus valores máximos (comparar: Figuras 15c-d com as Figuras 17a-b e 18a-b). Os resultados mostram claramente que a vegetação parece atingir a saturação por luz, juntamente com a máxima radiação PAR difusa observada. Isso é típico de ecossistemas de florestas, e já havia sido observado por (Gu *et al.*, 1999).

Sabe-se que o aumento da radiação difusa produz um benefício significativo para a produtividade do ecossistema, já que o processo de fotossíntese em conjunto com a geometria das copas das árvores faz uso mais eficiente da radiação solar difusa, do que no uso da radiação solar direta (Yamasoe *et al.*, 2006). A variação diurna da fração difusa da radiação solar e seu impacto nos fluxos de  $\text{CO}_2$  (FluxC e NEE) podem ser explicados em termos das alterações relacionadas com a cobertura de nuvens e com as concentrações de aerossóis atmosféricos. As nuvens e os aerossóis, reduzem a radiação solar total, mas aumentam a fração relativa da radiação difusa, que é mais eficientemente absorvida pelas plantas na superfície. Esta propriedade faz com que haja um ganho na fixação de carbono através da fotossíntese com o aumento da PAR difusa, mesmo para reduções pequenas da radiação PAR direta. Resultados semelhantes a este para outros sítios, também foram encontrados por Healey *et al.* (1998), Gu *et al.* (1999), (2001), (2002) e (2003), Roderick *et al.* (2001), Yamasoe *et al.* (2006), Oliveira *et al.* (2007), Zhang *et al.* (2010), Doughty *et al.* (2010), Jing *et al.* (2010), Zhang *et al.* (2011).

Os resultados apresentados na secção 3.7 vão mostrar que o aumento e a diminuição na absorção de carbono pela vegetação, para valores inferiores e superiores de (f) em torno de 0,8 se deve principalmente à disponibilidade de radiação difusa (ver Figuras 15-16a-b). Já que, neste trabalho, foi possível estimar a fração difusa da radiação solar, este efeito pôde ser determinado diretamente. Uma análise conjunta entre as Figuras 15(c-d) e 16(a-b) permite uma visualização mais sistemática e clara deste efeito. O limite da fixação de  $\text{CO}_2$  com o aumento da fração difusa da radiação PAR, também pôde ser observado através dos gráficos das Figuras 15(c-d) e 16(a-b). Sugere-se analisar conjuntamente os gráficos da secção 3.5 com os gráficos 17-18(c-d) desta secção.

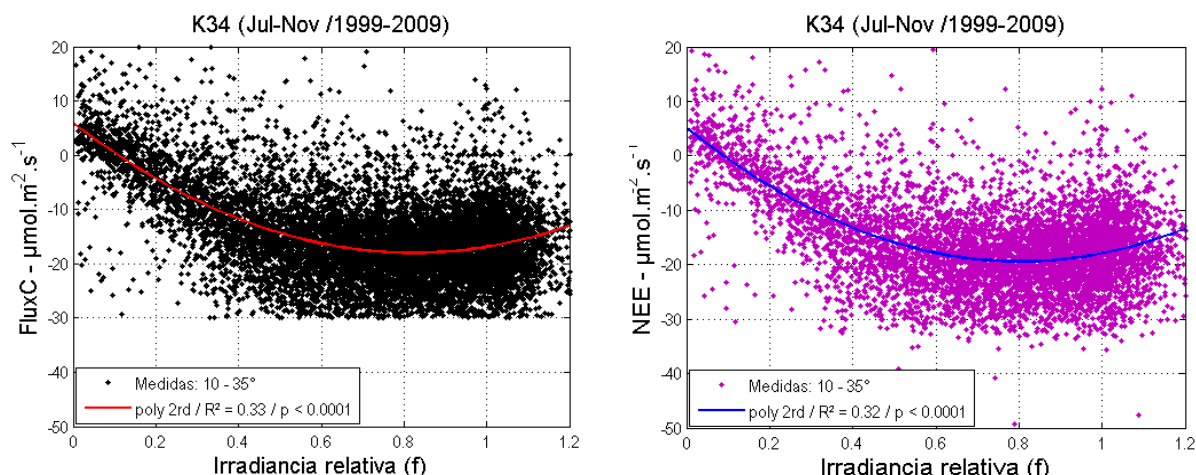
### 3.7 O efeito dos aerossóis e nuvens sobre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>

Na seção 3.4, mostramos os resultados dos efeitos dos aerossóis e nuvens sobre a irradiância relativa ( $f$ ) através de gráficos de  $f$  em função do AOD das partículas de aerossóis. Nesta sessão vamos estudar o relacionamento das medidas do fluxo líquido de CO<sub>2</sub> em função de AOD e  $f$ . O fluxo líquido de CO<sub>2</sub> foi “plotado” em função desses dois parâmetros:  $f$  e AOD, para que haja possibilidade de comparação do efeito de aerossóis daquele causado por nuvens (Oliveira *et al.*, 2007). As medidas foram novamente avaliadas em intervalos “ASZ” cujo ângulo variou entre 10 e 35°, embora tenham sido avaliadas previamente medidas entre 10-20 e 20-35° (ASZ), separadamente. Esse procedimento garante que a redução em  $f$  se dá devido à alterações nas condições atmosféricas e não devido à alteração na posição solar.

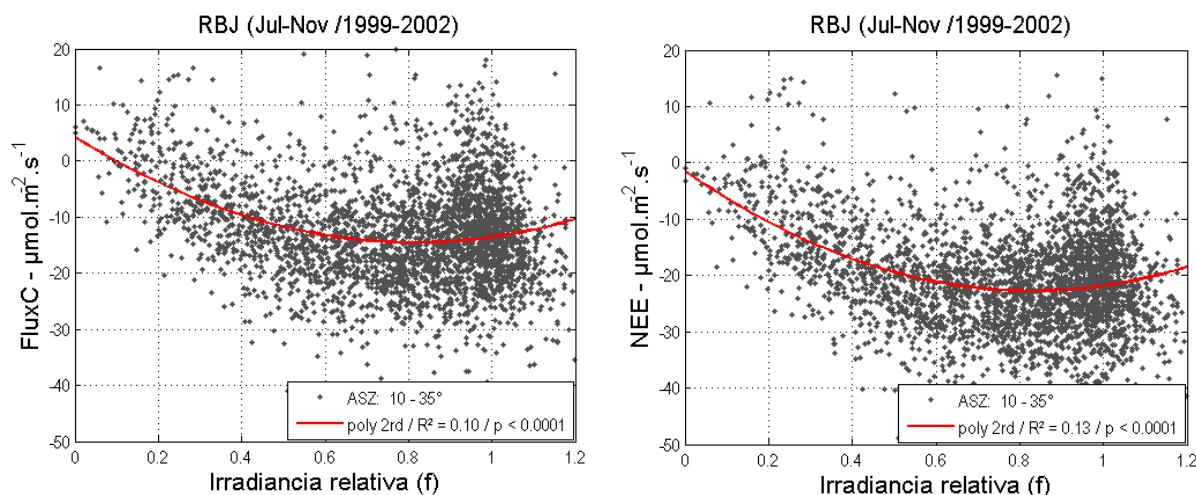
As incertezas sobre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> em intervalos de 30-60 min são da ordem de 15% (Kruijt *et al.*, 2004 e Moncrieff *et al.*, 1996). Neste trabalho as incertezas dessas medidas foram consideradas iguais nos ajustes realizados para ambos os locais estudados. As incertezas em  $f$  são da ordem de 5 % e as do valor absoluto de AOD, medidas pelo AERONET, são da ordem de 0,02 (Schafer *et al.*, 2002a), enquanto que as incertezas de estimativas de AOD do MODIS são da ordem de  $\pm(0,05 + 0,1\tau)$  (King *et al.*, 2003).

As análises do efeito de aerossóis sobre as medidas de NEE foram realizadas utilizando as curvas de FluxC e NEE em função de ( $f$ ). Alguns trabalhos indicam que o efeito dos aerossóis sobre as medidas de NEE, como o efeito causado por nuvens, se comporta de maneira similar ao bloquear parte da radiação direta incidente, e afetar as medidas de NEE (Gu *et al.*, 1999, 2001, 2003, Oliveira *et al.*, 2007, Zhang *et al.*, 2010, Jing *et al.*, 2010, Zhang B.C. *et al.*, 2011). Os resultados apresentados nesta seção incluem o efeito conjunto de nuvens e de aerossóis sobre as medidas de fluxo de carbono e também o efeito de “gap” de nuvens (*cloud gap effect*) sobre as medidas de irradiância solar. Neste trabalho este efeito produziu um aumento diferencial da ordem de 15-20% na irradiância relativa ( $f$ ) e, portanto, as análises foram feitas sempre com ( $f$ ) variando entre 0 e 1,2. Vale ressaltar também que  $f > 1,0$  não representa fisicamente uma atmosfera mais transparente (ou mais clara) à radiação solar. Para analisar separadamente este efeito (*cloud gap effect*) sugere-se utilizar o índice de claridade de céu claro como critério, conforme Gu *et al.*, (1999).

As Figuras 19(a-b) e 20(a-b) apresentam, respectivamente, a relação entre as medidas de FluxC vs. (f) e NEE vs. (f), para os sítios experimentais do K34 (Figuras: 19a e 19b) e RBJ (Figuras: 20a e 20b).



**Figura 19** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de *f* ao longo da estação de queimadas na Amazônia para medidas entre 10-35° (ASZ). As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE aumentam na medida em que os valores de *f* assumem valores menores que 1,2, atingindo um máximo em torno de 0,80. Um aumento da ordem de 17% e 26% é observado no fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE, respectivamente, quando *f* varia de 1,0 para 0,80. Manaus-AM (K34) / Análises (1999-2009).



**Figura 20** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de *f* ao longo da estação de queimadas na Amazônia para medidas entre 10-35° (ASZ). As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE aumentam na medida em que os valores de *f* assumem valores menores que 1,2, atingindo um máximo em torno de 0,80. Um aumento da ordem de 14% e 29% é observado no fluxo de CO<sub>2</sub> e NEE, respectivamente, quando *f* varia de 1,2 para 0,80. Rondônia-RO (RBJ) / Análises (1999-2002).

As análises são feitas com o efeito de nuvens disposto junto ao de aerossóis. É possível perceber que os valores de NEE apresentam um ponto de inflexão frequentemente em torno de (f) igual a 0,8, ou seja, a fixação máxima de CO<sub>2</sub> não

ocorre em condições na qual o céu encontra-se sem aerossóis e nuvens. No sítio experimental do K34, para medidas entre 10 e 35° há, em média, um aumento no fluxo de CO<sub>2</sub> e no NEE da ordem de 17 e 26 % quando (f) varia de 1,0 para 0,8, que corresponde a um AOD variando entre 0,1 a 0,50 neste sítio (ver Figura 14a). Já na RBJ observa-se um aumento da ordem de 14 e 29% no FluxC e NEE, respectivamente, quando (f) varia entre 1,0 e 0,80. Neste sítio, as variações em (f) de 1,0 para 0,80 correspondem a uma variação de AOD entre 0,10 e 1,5 (isso foi mostrado na Figura 14b). Mais tarde (na seção 3.9 deste trabalho) esses resultados serão apresentados em termos percentuais, utilizando o aumento relativo (%) do fluxo de CO<sub>2</sub> e do NEE em relação a (f).

A irradiância relativa (f) pode descrever as condições do céu e a intensidade da radiação solar. As mudanças na absorção líquida de carbono (NEE) à superfície com a irradiância relativa (f) foram mostradas nas Figuras 19(a-b) e Figuras 20(a-b). O valor de (f) variou frequentemente entre 0,05 e 1,2. Embora os valores plotados mostrem uma grande dispersão, uma curva de regressão cúbica ajustada aos dados, delineou uma relação em que NEE atingiu um valor mínimo (máxima captação líquida de CO<sub>2</sub> pela vegetação) quando (f) apresentou um valor próximo de 0,80. Os valores mínimos (máxima fixação de carbono) encontrados para o fluxo de CO<sub>2</sub> (FluxC) também são atingidos quando (f) está próximo de 0,80. Isto foi observado em ambos os sítios, tanto na estação seca quanto na estação chuvosa. Portanto NEE e FluxC apresentam valores máximos negativos para f próximo de 0,80. Este resultado é compatível com o obtido por Oliveira *et al.* (2007), onde os valores máximos negativos de NEE ocorrem para valores de f em torno de 0,75-0,80 (FLONA-Tapajós-PA) e em torno de 0,70-0,80 (RBJ). Um resultado interessante é que independentemente da estação do ano (seca ou chuvosa) ou do sítio (RBJ, K34 e FLONA Tapajós), a saturação máxima de luz por estas florestas, ocorre frequentemente em torno de f igual a 0,70-0,80. Isso ocorre devido à semelhança existente entre os ecossistemas de floresta estudados (em termos de estrutura da floresta e também de localização geográfica). Em florestas decíduas localizadas no Sul do Canadá os valores (máximos negativos) encontrados para o NEE estão quase sempre associados a valores de (f) em torno de 0,75-0,80 (floresta boreal de Aspen) e 0,60-0,65 (floresta mista de clima temperado) (Gu *et al.*, 1999). Já em ecossistemas com vegetação rasteira, localizados em regiões semiáridas, como por

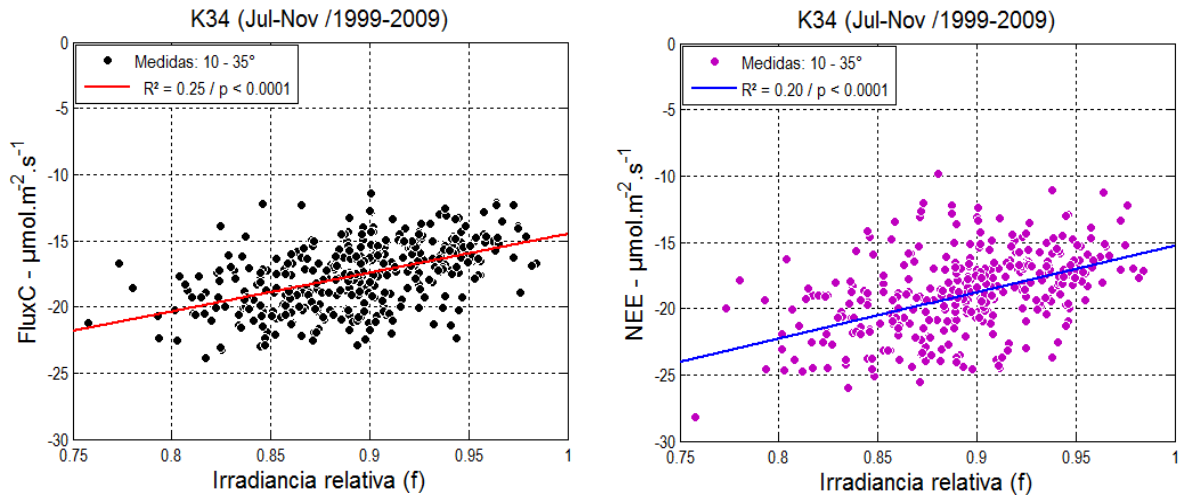
exemplo, no Noroeste da China, o valor mínimo de NEE pode ser atingido com ( $kt$  – índice de claridade) em torno de 0,37 ( $\sim 434,8 \text{ W/m}^2$ ) (Jing *et al.*, 2010), o que corresponde ao limite inferior do intervalo 0,4-0,7, comumente observado em alguns sistemas florestais (Gu *et al.*, 1999, Oliphant *et al.*, 2002), como é caso da RBJ (Rondônia), FLONA Tapajós (Pará) e K34 (Amazonas). Em alguns ecossistemas de floresta da China os valores máximos de NEE estão associados a valores para os quais o índice de claridade ( $kt$ ) está abaixo de 0,60, tanto em floresta de pinheiro (*Pinus koraiensis*) quanto em floresta perene de clima temperado (*Pinus massoniana*) (Zhang *et al.*, 2010).

É importante ressaltar que o ponto de saturação por luz, deve ser determinado sempre com base no ponto de inflexão da curva resultante das medidas de fluxo ( $\text{CO}_2$  e NEE), em função de  $f$  (irradiância relativa) ou  $kt$  (índice de claridade). Existem desvios da ordem de  $\pm 5\text{-}10\%$  nos valores dos pontos para os quais a saturação de luz ocorre, quando se utiliza  $f$  (irradiância relativa) ou  $kt$  (índice de claridade) como um critério de determinação do ponto de máxima saturação de luz (fixação máxima de carbono) pelas florestas. Entretanto, embora estas variáveis apresentem conceitos físicos diferentes, ainda é útil estimar o ponto de máxima absorção de carbono utilizando o índice de claridade ( $kt$ ) na ausência de medidas de irradiância relativa ( $f$ ).

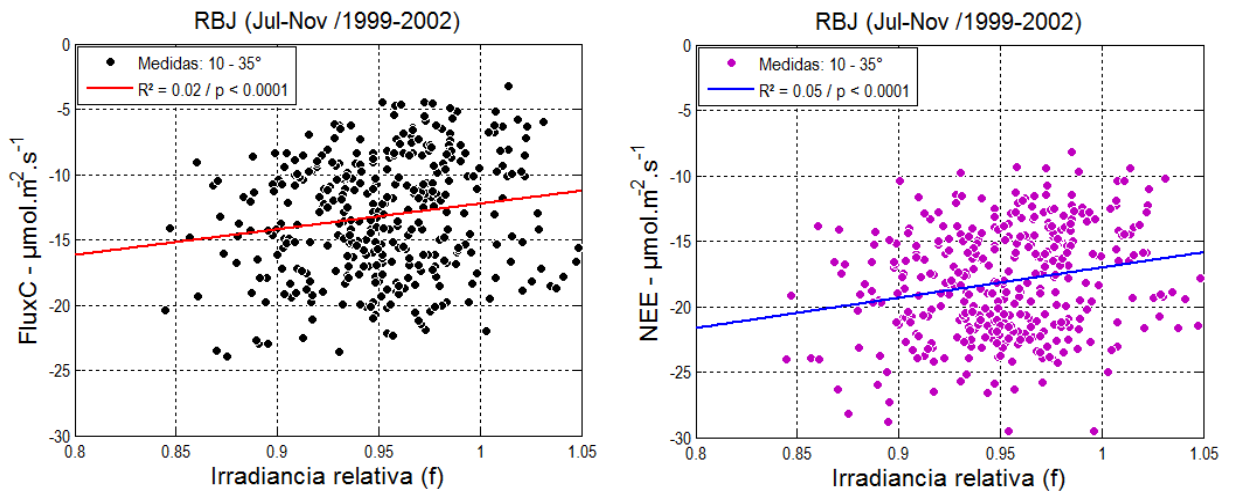
As Figuras 21-23(a-b) mostram o comportamento médio das medidas de fluxo de  $\text{CO}_2$  (FluxC) e NEE( $\text{CO}_2$ ) a partir das variações encontradas em  $f$  e AOD, respectivamente. De uma maneira geral, em ambos os sítios, as medidas de FluxC e NEE apresentaram uma relação aproximadamente linear com a variação de ( $f$ ). Essa relação é razoavelmente explicada por uma reta de regressão que ajusta as medidas de FluxC e NEE, às medidas de AOD, embora os resultados apresentem uma dispersão relativamente grande. Contudo ainda pode ser observado claramente um aumento (mais negativo) linear das medidas de FluxC e NEE com a redução das medidas de  $f$  e o aumento do AOD. Um resultado importante é que os valores máximos encontrados nas medidas de FluxC e NEE, não ocorrem em dias de céu claro (com  $f \geq 1.0$  e AOD  $\sim 0.10$ ). O dossel florestal parece usar mais eficientemente a radiação PAR difusa para fotossíntese do que a radiação PAR direta. Isto é compatível com as análises iniciais, apresentadas nas Figuras 17(a-d) e Figuras 18(a-d). Na (RBJ) a relação entre FluxC, NEE e AOD apresentou tendências



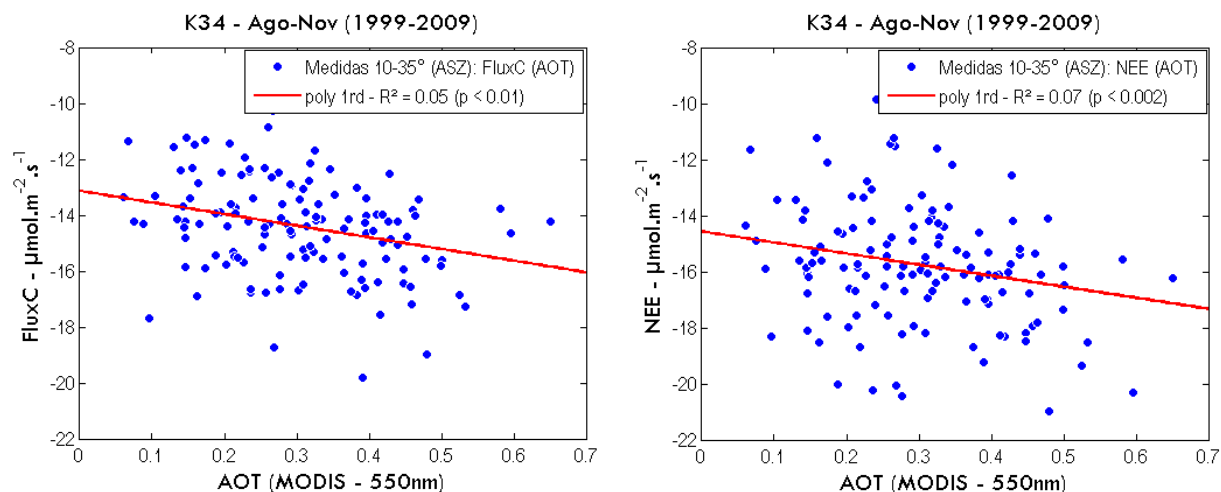
semelhantes à K34, mas apresenta uma dispersão bem maior do que a encontrada por Oliveira *et al.*, (2007), o qual avaliou dados entre 2001 e 2002 na Reserva biológica do Jarú (RBJ).



**Figura 21** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação seca no K34 (área de floresta) para medidas entre 10 e 35°. As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> aumentam (assumem valores mais negativos) à medida que  $f$  varia de 1,0 a 0,75.



**Figura 22** – Fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b) em função de  $f$  ao longo da estação seca na RBJ (área de floresta) para medidas entre 10 e 35°. As medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> aumentam (assumem valores mais negativos) à medida que  $f$  varia de 1,0 a 0,80.



**Figura 23** – Efeito do aumento do AOD (500nm) sobre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> (a) e NEE (b). Nota-se, um aumento no fluxo de CO<sub>2</sub> com o aumento do AOD devido principalmente ao aumento da fração difusa da radiação solar em relação à sua fração direta.

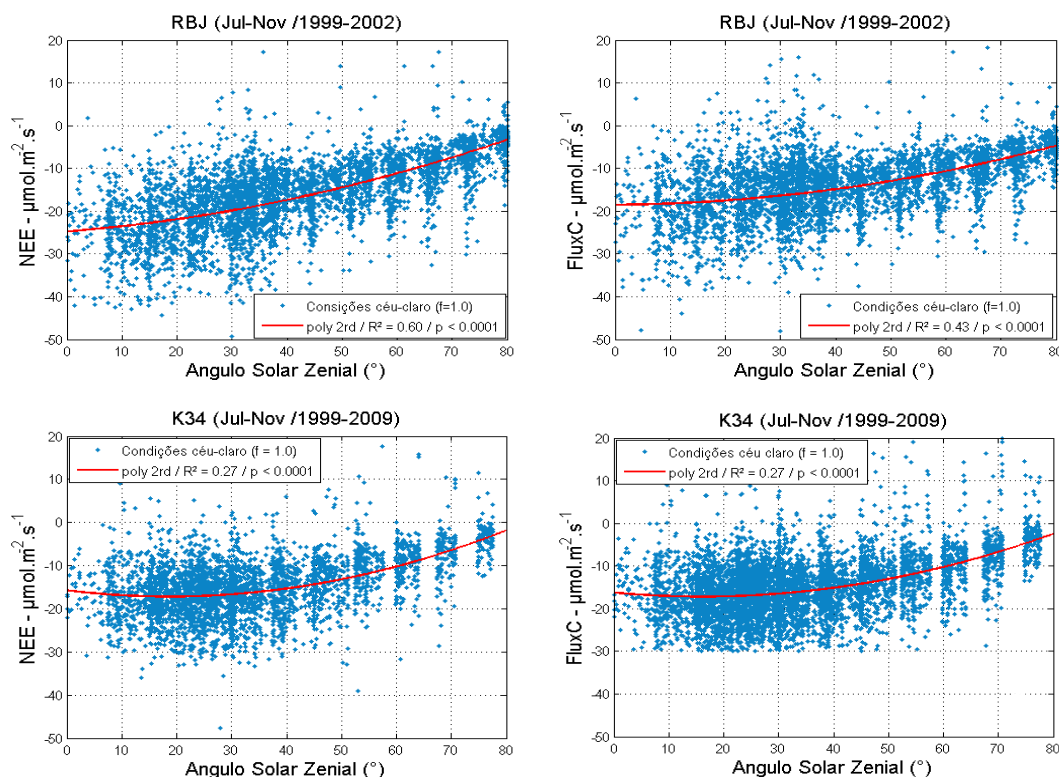
A relação direta entre fluxo de carbono (NEE) e AOD não apresentou tendência estatística significativa na RBJ quando as estimativas de AOD foram realizadas com o sensor MODIS. Isso pode estar associado ao número limitado de estimativas de AOD com o MODIS durante o dia (no máximo, 2-4 medidas). Entretanto os resultados apresentados na Figura 23, especificamente para a RBJ, podem ser encontrados no trabalho de Oliveira *et al.*, 2007 onde mostra-se satisfatoriamente o aumento do fluxo de CO<sub>2</sub> com o aumento do AOD (AERONET) devido principalmente ao aumento da fração difusa da radiação solar em relação à sua fração direta.

### 3.8 A fixação líquida de CO<sub>2</sub> devido aos aerossóis e as nuvens

Na seção 2.3.6, apresentamos as Equações 18 e 19, utilizadas para expressar o aumento líquido percentual no fluxo de CO<sub>2</sub> (FluxC) e nas taxas de carbono absorvido pela floresta (NEE). Para que seja possível quantificar este aumento percentual é importante sabermos, de antemão, o comportamento das variações dos fluxos de CO<sub>2</sub> (FluxC e NEE), com o ângulo solar zenital (ASZ) (Gu *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2007). O objetivo é saber para quais intervalos ASZ, os fluxos de CO<sub>2</sub> sofrem variações. Portanto, nesta seção, avaliamos a influência da elevação solar sobre as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e, principalmente, quantificamos o efeito líquido das alterações no balanço de radiação atmosférica por aerossóis de queimadas, sobre as medidas de FluxoC e NEE, na Amazônia Central e em Rondônia.

### 3.8.1 Fluxos de CO<sub>2</sub> e as variações no ângulo solar zenital (ASZ)

Os resultados apresentados pelas Figuras 24(a-d) mostram os intervalos de ângulo solar zenital para quais os fluxos de CO<sub>2</sub> sofrem as maiores variações. Estes resultados referem-se às condições na qual o céu encontra-se limpo e com influência mínima da cobertura de nuvens.



**Figura 24** – Relação entre NEE, FluxC e ângulo solar zenital (ASZ), sob condições de céu limpo ( $\text{AOD} \leq 0,10$ ) e claro ( $f=1,0$ ). Os cálculos foram feitos apenas para as manhãs de céu claro já que houve pouca assimetria na comparação entre os padrões de fluxo de CO<sub>2</sub> encontrados para os períodos matutinos e vespertinos, nas áreas de floresta da RBJ (a-b) e K34 (c-d).

Os ajustes da Figura 24 mostram que as maiores variações encontradas nos fluxos de CO<sub>2</sub> (FluxC e NEE) ocorrem para os intervalos de ângulo solar zenital entre 80-40°(ASZ). Esses intervalos correspondem aproximadamente às primeiras horas claras do dia entre 7-10 horas locais, onde nota-se o início da atividade fotossintética pela floresta. Entre 40-0°(ASZ), aproximadamente entre as 10-12 horas locais, a atividade fotossintética (em média) não varia fortemente com o ângulo solar zenital. Em linhas gerais, as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> não sofrem variações importantes entre 10-35° (ASZ). Na RBJ, por exemplo, as maiores flutuações encontradas não excedem  $2 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . No sítio K34, estas variações

são ainda menores, da ordem de  $0,5 \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . Destes resultados, concluiu-se que as taxas de absorção de carbono (NEE) pelas florestas do K34 e RBJ são aproximadamente constantes entre  $10\text{-}35^\circ$  (ASZ). Quanto aos parâmetros de correlação ( $R^2$  e  $p$ -valor) apresentados nas Figuras 24(a-d), concluiu-se que os mesmos são satisfatórios, levando-se em conta o conjunto amostral das medidas que se estendeu entre 1999-2009. Os coeficientes de regressão ( $R^2$ ) apresentados, em alguns casos são relativamente baixos, mas os níveis de significância estatística ( $p$ -valor) das relações entre os fluxos de  $\text{CO}_2$  (FluxC e NEE) e ângulo solar zenital (ASZ), para todos os casos, são muito menores que  $10^{-3}$ , indicando forte correlação entre as medidas de fluxo e ângulo solar zenital (ASZ). Assim sendo, os coeficientes listados na Tabela 2, podem ser utilizados nas Equações 18 e 19 para expressar medidas de fluxo de carbono, esperadas para as condições de céu claro ( $f = 1$ ) e limpo ( $\text{AOD} \leq 0,10$ ). Estes coeficientes são compatíveis com os da FLONA-Tapajós conforme mostrou Oliveira *et al.* (2007), mas são bem diferentes daqueles obtidos para outros ecossistemas (como por exemplo, florestas decíduas temperadas, floresta mista e de pinheiro no Sul do Canadá e Noroeste da China, respectivamente) (Gu, *et al.*, 1999, Zhang *et al.*, 2010, Zhang *et al.*, 2011).

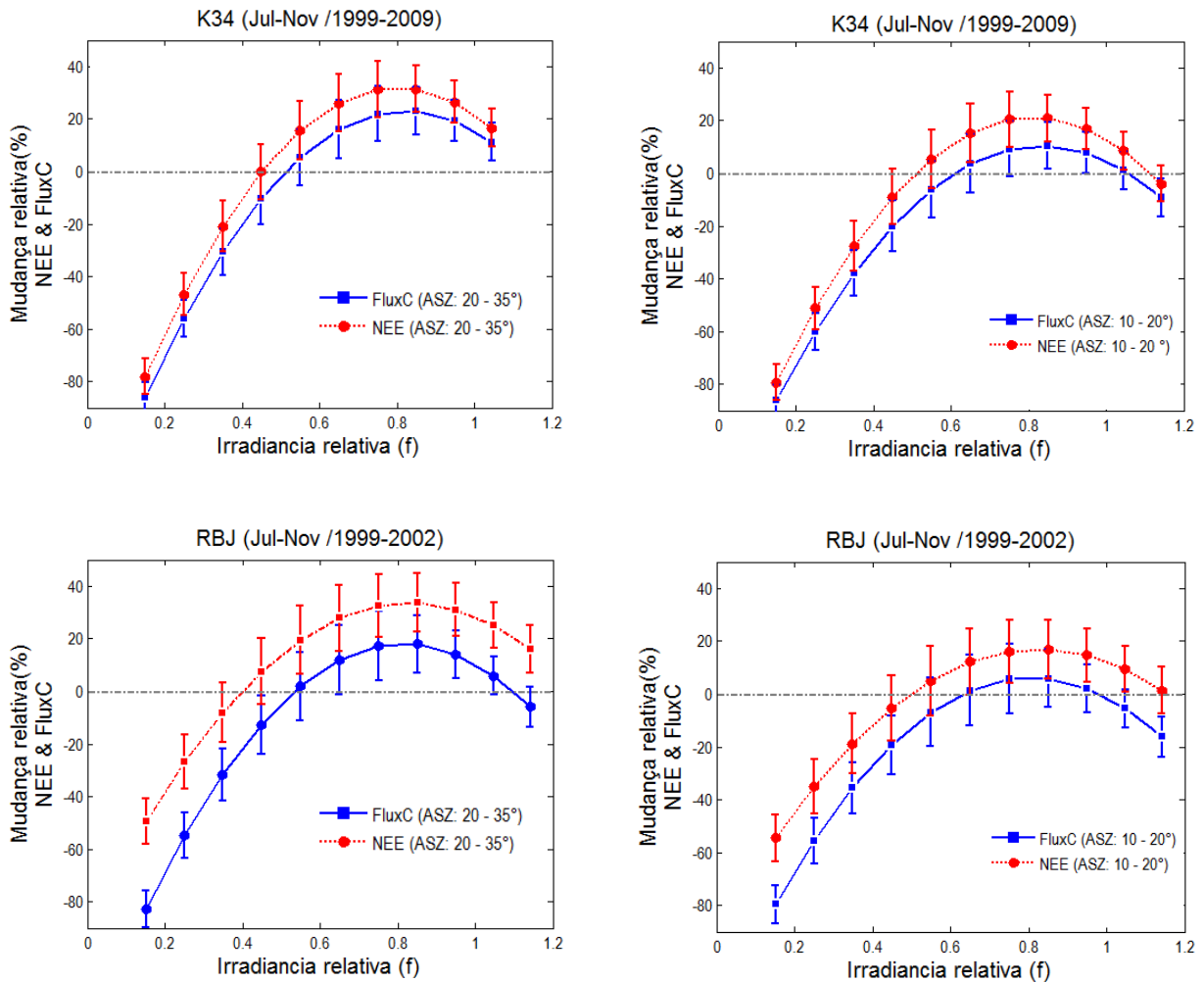
**Tabela 2** – Coeficientes de regressão para manhãs claras observadas ao longo das estações secas de 1999-2009 na floresta tropical chuvosa do (K34) e entre 1999-2002 na (RBJ).

Medidas (manhãs)	Coeficientes de Regressão			
	$n_1$ e $c_1$ *	$n_2$ e $c_2$ *	$n_3$ e $c_3$ *	$R^2$
Clear-sky				
	Floresta Trop. (RBJ) / 1999-2002			
NEE	0,002	0,100	-24,8	0,60
FluxC	0,002	0,001	-18,5	0,43
	Floresta Trop. (K34) / 1999-2009			
NEE	0,004	-0,152	-15,7	0,27
FluxC	0,004	-0,116	-16,1	0,27

\*n e c – são, respectivamente, os coeficientes das equações 18 e 19

### 3.8.2 O efeito dos aerossóis sobre as medidas de fluxo de carbono

As Figuras 19-22(a-b) mostraram a variabilidade do FluxC e NEE (ASZ:10-35°) com a irradiância relativa ( $f$ ) para os sítios do K34 e RBJ. Em ambos os sítios, a mínima fixação de carbono ocorre mais frequentemente nas situações em que a atmosfera se encontra limpa ( $AOD \leq 0,10$ ) e clara (sem nuvens). Por meio da Eq. (19) e Eq. (20) é possível quantificar o percentual líquido de carbono absorvido pela floresta, em detrimento das variações encontradas na irradiância relativa ( $f$ ), que é um indicativo da presença de nuvens e aerossóis na atmosfera. A relação entre NEE% e a irradiância relativa ( $f$ ) (Figuras: 25a-d) foi calculada para dois intervalos de ângulo solar zenital: entre 10-20° (ASZ) e 20-35° (ASZ), para médias de intervalos a cada 0,10 ( $f$ ), em ambos os sítios. As Figuras 24(a-d) mostram mudanças relativas na absorção líquida percentual de CO<sub>2</sub> pela floresta, representadas por: FluxC(%) e NEE(%). Os resultados apresentados revelaram que no K34, para ( $z$ ) entre 20-35°, o FluxC e o NEE aumentam, respectivamente, cerca de 22% e 30% em relação aos fluxos de (céu-claro) quando ( $f$ ) varia de 1,10 para 0,80 (25a-b). Neste trabalho os fluxos de céu-claro estão representados por: FluxC<sub>(clear-sky)</sub> e NEE<sub>(clear-sky)</sub>. Na RBJ, para o mesmo ângulo solar zenital ( $z$ ), o aumento relativo do FluxC(%) e NEE(%), resultam em 38% e 20%, respectivamente, quando a irradiância relativa ( $f$ ) varia aproximadamente de 1.20 a 0.80 (Figuras: 25c e 25d). As análises para  $z < 20^\circ$ , apresentam um padrão de alteração relativa no FluxC(%) e NEE(%) semelhante aos resultados das análises realizadas para ângulo solar zenital ( $z > 20^\circ$ ). O aumento nas medidas de fluxo (FluxC% e NEE%), na presença de aerossóis e nuvens, torna-se menor para  $z < 20^\circ$ , em ambos os locais (25b-d). Isso ocorre porque entre 10-20° (ASZ) o sol se encontra mais próximo do zênite local, isto é, a direção da insolação é quase perpendicular à superfície, o que proporciona um menor número de interações entre a radiação solar e as partículas suspensas na atmosfera, produzindo atenuações na fração difusa da radiação solar, que é mais eficientemente utilizada pela floresta, no processo de fotossíntese.



**Figura 25** – Mudanças relativas no FluxC (%) e NEE(%), como uma função da irradiância relativa ( $f$ ), para dois intervalos de ângulo solar zenital (ASZ): 10-20° e 20-35°. As medidas foram realizadas ao longo da estação de queimadas na K34(a-b) e RBJ(c-d) (áreas de florestas), a partir de dados observados entre 1999-2002 (RBJ) e 1999-2009 (K34).

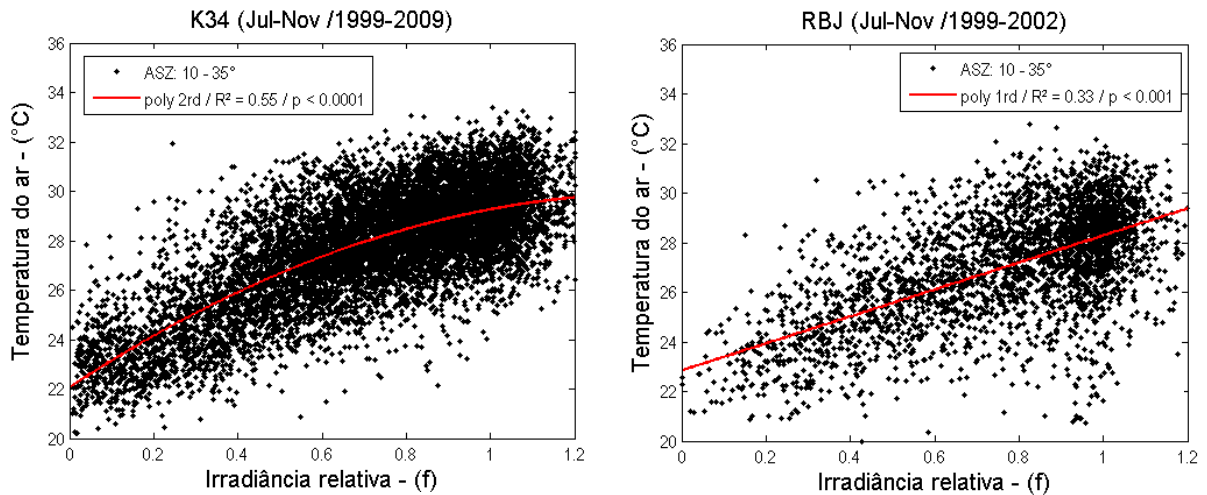
De uma maneira geral, os resultados mostraram para a torre de Manaus (K34), um aumento médio da ordem de 17 % e 26% no FluxC (%) e NEE(%), respectivamente, para uma irradiância relativa ( $f$ ) em torno de 0,75. Nas análises para Rondônia (RBJ) um aumento médio de ~ 14% e 29% foi encontrado para o FluxC(%) e NEE(%), respectivamente, para  $f$  igual 0,78. Portanto, um aumento de 26% (RBJ) e 29% (K34) na absorção líquida de CO<sub>2</sub> (NEE) pela floresta, devido a nuvens e aerossóis é significativo e possui um importante impacto no ecossistema da Amazônia. Os picos máximos de absorção de CO<sub>2</sub> foram frequentemente encontrados para valores de irradiância relativa ( $f$ ), próximos de 0,75-0,80. Oliveira *et al.*, (2007) mostrou resultados semelhantes para FLONA-Tapajós-PA, porém com valores mais baixos para o NEE(%), da ordem de 12%. Neste sítio os valores máximos de NEE(%) também ocorrem para valores de ( $f$ ) próximos de 0,70-0,75.

Os resultados apresentados pelas Figuras 25(a-d) reafirmam que a eficiência fotossintética da floresta é maior em dias relativamente carregados de partículas de aerossóis e/ou nuvens. O que torna esses resultados interessantes é a fixação de um limite sobre a redução da irradiância incidente, a partir do qual as medidas de NEE começam a apresentar uma redução. Este limite pode variar para cada intervalo de ângulo solar zenital. Para medidas entre 10-20°, uma redução de até 30% da irradiância solar em relação a um dia de céu-limpo, ainda não inibe a fixação de CO<sub>2</sub> pelas plantas. Para medidas entre 20-35°, a redução da irradiância solar pode chegar até 40% que ainda sim há fixação de CO<sub>2</sub>. Este resultado é muito importante uma vez que a Amazônia encontra-se frequentemente impactada pela presença de aerossóis, as vezes em quantidades pequenas, similares aos valores observados para Manaus.

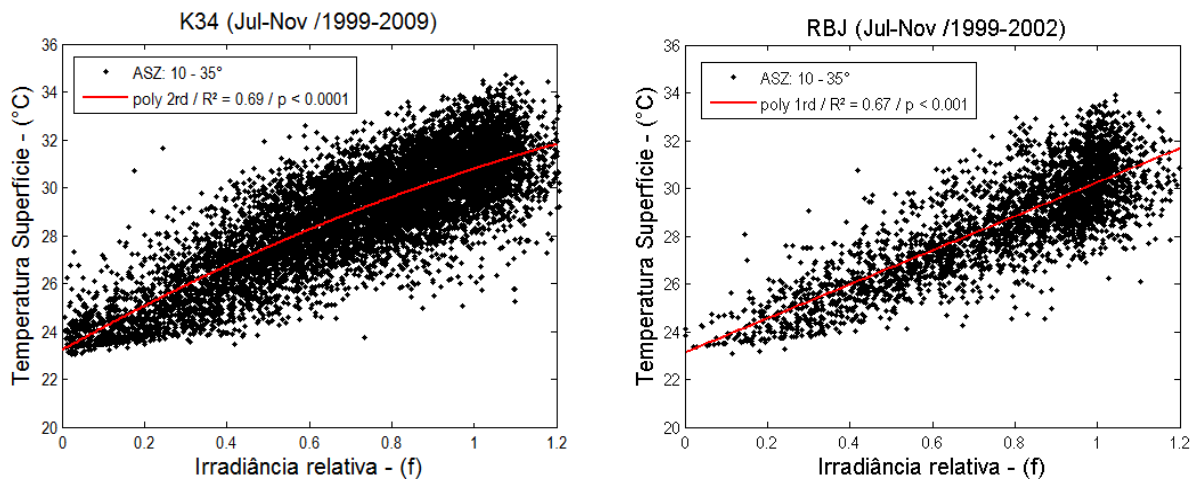
### **3.9 Possíveis fatores ambientais controlando a absorção líquida de CO<sub>2</sub>**

As Figuras de 26-28(a-b) mostram a influência direta que nuvens e aerossóis exercem sobre alguns dos principais fatores ambientais que afetam a atividade fotossintética dos vegetais. De acordo com a hipótese apresentada neste trabalho, a atenuação da irradiância solar incidente, devido à presença de aerossóis e de nuvens, causa reduções importantes na temperatura do ar (de até 4°C, em algumas regiões da Amazônia) (Davidi *et al.*, 2009), da superfície terrestre e do dossel florestal Figuras 26(a-b) e 27(a-b), além de um aumento também importante na umidade relativa do ar (Figuras: 28a-b).

No sítio K34 (Figura 26a), nuvens e aerossóis (neste caso, mais nuvens do que aerossóis) produziram um resfriamento de até 2,5 e 1,5°C na temperatura do ar na superfície e do dossel florestal quando a irradiância relativa (f) variou de 1,2 para 0,80. Já na RBJ (Figura 26b), para as mesmas variações em (f), um resfriamento de até 4°C e 3°C foi encontrado na temperatura do ar e do dossel, respectivamente.



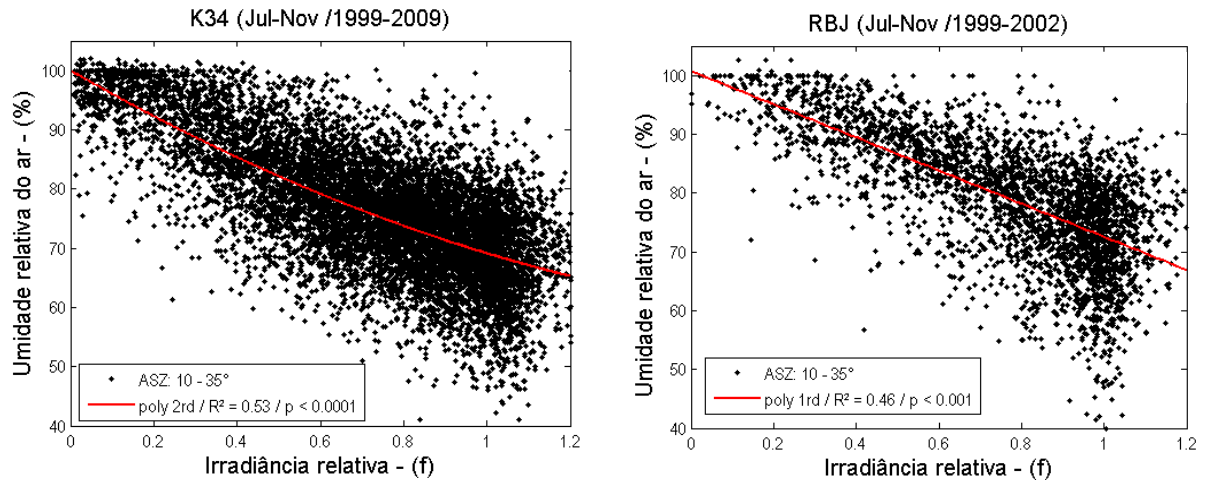
**Figura 26** – Temperatura do ar na K34 (a) e RBJ (b) (áreas de floresta) em função de  $f$  para medidas entre 10-35°(ASZ). A redução da irradiância solar na superfície, devido à presença de aerossóis e nuvens, causa um resfriamento da ordem de 4 e 3°C na temperatura do ar, no sítio K34 e RBJ, respectivamente. A variação da temperatura seria um fator limitante a variações das medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>.



**Figura 27** - Temperatura do dossel na K34 (a) e RBJ (b) (áreas de floresta) em função de  $f$  para medidas entre 10-35°(ASZ). A redução da irradiância solar à superfície, devido à presença de aerossóis e nuvens, causa um resfriamento da ordem de 4 e 3°C na temperatura da superfície, no sítio K34 e RBJ, respectivamente. A variação da temperatura seria um fator limitante a variações das medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>.

Para Freedman *et al.* (1998), o crescimento da umidade relativa com o aumento de partículas e nuvens na atmosfera (Altaratz *et al.*, 2008), pode aumentar a fotossíntese já que o aumento da umidade relativa induz a abertura dos estômatos das folhas (Collatz *et al.*, 1991). Na K34 (Figura 26a) e RBJ (Figura 26b) a redução de  $f$  traz um aumento às medidas de umidade relativa da ordem de 10-15% na estação de queimadas. O aumento da umidade relativa pode estar contribuindo também para o aumento das medidas de NEE com o crescimento do AOD.





**Figura 28** – Umidade relativa do ar em função de f na RBJ (a) e K34 (b) (áreas de floresta). A interação de aerossóis e nuvens com a radiação solar produz um aumento na umidade relativa do ar de aproximadamente 10-15% devido à redução na irradiância solar incidente para f variando de 1,2 a 0,80.

#### 4. CONCLUSÕES

O sensor MODIS desempenhou um papel importante estimando satisfatoriamente o AOD para vários sítios na Amazônia. As validações feitas entre as medidas de AOD por este sensor com aquelas feitas por fotômetros solares da rede AERONET na superfície, mostram que este estudo poderá ser expandido futuramente para outras áreas da Amazônia, com o auxílio da técnica por sensoriamento remoto, modelamento regional e mapas de vegetação.

Dispondo de uma série de 10 anos de medidas micrometeorológicas em área de floresta da Amazônia Central (Manaus-AM) e de Rondônia (Ji-Paraná) foi possível modelar a redução da irradiância solar devido à presença de nuvens e de aerossóis liberados na queima de biomassa pelas queimadas. O algoritmo de irradiância solar de céu-claro desenvolvido neste trabalho foi capaz de simular satisfatoriamente as quantidades de radiação à superfície, levando-se em conta uma atmosfera limpa e clara. Estes cálculos tiveram sucesso tanto para área florestal de Ji-Paraná quanto para Manaus. Assim, o efeito conjunto de nuvens e aerossóis nas alterações da radiação solar incidente e do fluxo de CO<sub>2</sub> (NEE), foi possível de ser atribuído.

Na Amazônia Central, as medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> e de absorção líquida de carbono pelo ecossistema (NEE) sofrem, respectivamente, um aumento de 26 e 17% quando o AOD varia de 0,10 para 0,50. Este resultado não é explicado unicamente pelo aumento das concentrações de aerossóis de queimadas durante o período menos chuvoso local, mas também devido a alta cobertura de nuvens na região. Já em Rondônia, o aumento na profundidade óptica de 0,10 para 1,4 produziu um incremento de 29% nas taxas de absorção líquida de carbono pelo ecossistema (NEE) e de 17% nas medidas de fluxo de CO<sub>2</sub>. Neste caso, os acréscimos de 29 e 14% estão possivelmente mais associados às altas concentrações de aerossóis durante a estação de queimadas no local. Os aerossóis de queimadas produziram reduções de até 40% nas quantidades de radiação solar total incidente e também um aumento de 40-50% na radiação PAR (difusa), mais eficientemente utilizada pelo dossel florestal no processo de fotossíntese. Os resultados mostram maior eficiência fotossintética nas situações em que a atmosfera encontra-se carregada de partículas e/ou nuvens. Um maior aproveitamento da

fração difusa da radiação solar pode ser apontado como a principal causa do aumento da fixação de CO<sub>2</sub> nas áreas de floresta dos sítios estudados.

Em virtude também do aumento da nebulosidade e das cargas de aerossóis, observou-se variações importantes em algumas variáveis meteorológicas, como a temperatura e umidade relativa do ar. As variações dessas grandezas podem estar indiretamente relacionadas com os processos de fotossíntese da floresta. O aumento na umidade relativa associado a diminuição da temperatura do ar devido às nuvens e aos aerossóis podem estar causando reduções na taxa de respiração da floresta e, conseqüentemente, um aumento do NEE durante os eventos de queimada na região. Uma vez que muitos fatores ambientais e também fisiológicos estão envolvidos na dinâmica e no controle dos fluxos de carbono na Amazônia e em outros tipos de ecossistema de floresta, os efeitos determinantes para o aumento ou redução das medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> tornam-se difíceis de serem separados.

## 5. PERSPECTIVAS

Até o presente momento poucos trabalhos avaliaram os efeitos radiativos dos aerossóis e das nuvens sobre os fluxos de CO<sub>2</sub> na Amazônia. O número limitado de fotômetros solares para o monitoramento contínuo da profundidade óptica de aerossóis e também a falta de proximidade destes equipamentos junto às torres de fluxo tem dificultado sobremaneira um mapeamento mais preciso destes efeitos sobre a produtividade primária líquida (NPP) das florestas tropicais. Redes mais densas de fotômetros para o monitoramento das propriedades ópticas dos aerossóis são fundamentais para que se possa avaliar precisamente o papel dos aerossóis e das nuvens no funcionamento dos ecossistemas de florestas, incluindo suas contribuições na questão do balanço de carbono em ecossistemas Amazônicos. A instalação de um grande número de equipamentos na Amazônia, com estas e outras finalidades, implica em fortes investimentos, com procedimentos logísticos complexos e trabalhosos. Nos próximos anos devem-se esperar avanços muito pequenos com relação a redes mais densas de monitoramento contínuo do fluxo de carbono e também das propriedades ópticas de aerossóis. Tendo em vista que o sensor MODIS tem apresentado um bom desempenho nas estimativas de AOD e outras variáveis para a Amazônia, o uso sistemático de medidas por sensoriamento remoto pode ser uma alternativa mais rápida e viável quando objetivo for avaliar as alterações no balanço radiativo da atmosfera devido à presença de nuvens e aerossóis.

Futuramente as análises apresentadas por este estudo poderão ser expandidas não somente para outros sítios das torres do LBA, mas para a floresta toda, utilizando sensoriamento remoto e modelamento regional, cruzando medidas de AOD por fotômetros e sensoriamento remoto, com mapas de vegetação da Amazônia. Sugere-se desenvolver um algoritmo regional para o monitoramento dos efeitos radiativos de aerossóis e nuvens sobre a absorção de carbono pelos ecossistemas terrestres de florestas tropicais. Este algoritmo, específico para as condições da Amazônia, poderá basear-se em dados de sensoriamento remoto a partir de produtos do sensor MODIS, dados meteorológicos assimilados e modelagem ambiental.

## 6. BIBLIOGRAFIA

Altaratz, O.; Koren, I.; Reisin, T. 2008. Humidity impact on the aerosol effect in warm cumulus clouds. *Geophysical Research Letters*, 35: 00-00.

Andreae, M.O.; Artaxo, P.; Fischer, H.; Freitas, S. R. 2001. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. *Geophysical Research Letters*, 28 (6): 951-954.

Araujo, A.C. 2002. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8090, doi: 10.1029/2001JD000676.

Araujo, A.C. 2009. *Spatial variation of CO<sub>2</sub> fluxes and lateral transport in an area of terra firme forest in central Amazonia*. Tese (PhD.), Vrije Universiteit Amsterdam, VU, Amsterdam, Holanda. 165pp.

Araujo, A.C.; Dolman, A.J.; Waterloo, M.J.; Gash, J.H.C.; Kruijt, B.; Zanchi, F.B.; De Lange, J.M.E.; Stoevelaar, R.; Manzi, A.O.; Nobre, A.D.; Lootens, R. N.; Backer, J. 2010. The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150: 226–237.

Artaxo, P.; Maenhaut, W.; Storms, H.; Van Grieken, R. 1990. Aerosol characteristics and sources for the Amazon basin during the wet season, *Journal of Geophysical Research*, 95, D10, 16971-16985.

Artaxo, P.; Fernandes, E.T.; Martins, J.V.; Yamasoe, M.A.; Hobbs, P.V.; Maenhaut, W.; Longo, K.M.; Castanho, A. 1998. Large Scale Aerosol Source Apportionment in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*. 103, D24, 31837-31848. doi: 10.1029/98JD02346.

Artaxo, P.; Martins, J.V.; Yamasoe, M.A.; Procópio, A.S.; Pauliquevis, T.M., Andreae, M.O.; Guyon, P.; Gatti, L.V.; Cordova, A.M. 2002. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D20) 8.081–8.095, doi:10.1029/2001JD000666.

Artaxo, P.; Gatti, L.V.; Leal A.M.C.; Longo K.M.; Freitas, S.R.; Lara, L.L.; Pauliquevis T.M.; Procópio, A. S.; Rizzo, L.V. 2005. Química atmosférica na Amazônia: A Floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amazônica*, Vol. 35, n. 2, pg. 185-198.

Artaxo, P., Oliveira, P.H.; Lara, L.L.; Pauliquevis, T.M.; Rizzo, L.V.; Pires, C.; Paixão, M.A.; Longo, K.M.; Freitas, S.R.; Correia, A.L. 2006. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3, pg. 1-22.

Artaxo, P.; Andreae, M.O. 2007. Biomass burning as a driver for atmospheric composition and ecosystem changes. *iLEAPS Newsletter*, issue 4, pg. 12-14.

Artaxo, P. 2008. Mudanças Climáticas e a Amazônia. *Scientific American Brasil*, Pag. 91-95.

Artaxo, P.; Rizzo, L.V.; De Lucca, M.P.S.; Oliveira, P.H.; Lara, L.L.; Wiedemann, K.T.; Andreae, M.O.; Holben, B.; Schafer, J.; Correia, A.L.; Pauliquevis, T.M. 2009. Aerosol particles in Amazonia: Their composition, role in the radiation balance, cloud formation and nutrient cycles. In: Amazonia and Global Change, Ed. M. Keller, M. Bustamante, J. Gash, P. S. Dias. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 186, pg. 235-254, ISBN: 978-0-87590-449-8.

Artaxo, P. 2010. Reductions in deforestation rates in Amazonia. *Global Atmospheric Pollution Forum newsletter*. Vol. 8, Pg. 2-3.

Aubinet, M.; Grelle, A.; Ibrom, A.; Rannik, U.; Moncrieff, J.; Foken, T.; Kowalski, A.S.; Martin, P.H.; Berbigier, P.; Bernhofer, C.H.; Clement, R.; Elbres, J.; Granier, A.; Grundwald, T.; Morgenstern, K.; Pilegaard, K.; Rebmann, C.; Snijders, W.; Valentini R.; Vesala, T. 2000. Estimates of the annual net

carbon and water exchange of forest: The EUROFLUX methodology, *Advances in Ecological Research*, 30: 113-175.

Baldocchi, D.D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present, and future. *Global Change Biology*. v.9, p. 479-492.

Barnes, W.L.; Pagano, T.S.; Salomonson, V.V. 1999. Pre-launch characteristics of the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.36, n.4, July, p.1088-1100.

Bousquet, P., Peylin, P.; Ciais, P.; Le Quere, C.; Friedlingstein, E.P.P. 2000. Tans. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science* 290:1342-1346.

Carneiro, V.M.C. 2004. *Composição florística e análise estrutural da floresta primária de terra firme na bacia do rio Cuieiras Manaus (AM)*, Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia /Fundação Universidade do Amazonas, Manaus, Amazonas. 77pp.

Chambers, J.Q.; Higuchi, N.; Teixeira, L.M.; Santos, J.; Laurance, S.G.; Trumbore, S.E. 2004. Response of tree biomass and wood litter to disturbance in a central Amazon forest. *Oecologia*, 141, 596–611doi:10.1007/s00442-004-1676-2.

Chambers, J.Q.; Tribuzy, E.S.; Toledo, L.C.; Crispim, B.F.; Higuchi, N.; Santos, J.; Araujo, A.C.; Kruijt, B.; Nobre, A.D.; Trumbore, S.E. 2004. Respiration from a Tropical Forest Ecosystem: Partitioning of Sources and Low Carbon Use Efficiency. *Ecological applications*.

Collatz, G.J.; Ball, J.T.; Grivet, C.; Berry, J. A. 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: A model that includes a laminar boundary layer, *Agricultural and Forest Meteorology*, 54, 107–136.

Cuartas, L.A. et al. 2007. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. *Agricultural and Forest Meteorology*, 145(1-2): 69-83.

Da Rocha, H.R.; Goulden, M.; Miller, S.; Menton, M.; Pinto, L.; Freitas, H.; Figueira, A.S. 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, *Ecol. Appl.*, 14(4), 22–32.

Da Rocha H.R.; Manzi A.O.; Cabral, O.M.; Saleska, S.; Miller S.; Goulden M.; Wofsy S.; R-Coupe, N.; Borma, L.S.; Nobre, A.D. 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J Geophys Res.*, 114:G00B12 doi:10.1029/2007JG000640.

Davidi, A.; Koren, I.; Remer, L. 2009. Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8211-8221, doi:10.5194/acp-9-8211-2009.

Davidson, E.A.; Artaxo, P. 2004. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. *Global Change Biology*, v. 10, p. 519-529.

Della J, E.E. 2009. *Zoneamento geoambiental da zona de amortecimento da reserva biológica do Jaru-RO, como subsídios ao seu plano de manejo*. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, São Paulo, 225p.

Doughty, C.E.; Flanner, M.G.; Goulden, M.L. 2010. Effect of smoke on subcanopy shaded light, canopy temperature, and carbon dioxide uptake in an Amazon rainforest. *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB3015, doi:10.1029/2009GB003670.

Duchon, C.E.; O'Malley, M.S. 1999. Estimating cloud type from pyranometer observations. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 132–141.

- Eck, T.F.; Holben, B.N.; Stutsker, I.; Setzer, A. 1998. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, D24, P. 31865-31878, (thematic issue- SCAR-B).
- Eck, T.F.; Holben, B.N.; Reid, J.S.; O'Neill, N.T.; Schafer, J.; Dubovik, O.; Smirnov, A.; Yamasoe, M.A.; Artaxo, P. 2003. High aerosol optical depth biomass burning events: a comparison of optical properties for different source regions. *Geophysical Research Letters*, v.30, n.20, p.2.035-2.048, doi: 10.1029/2003GL017861.
- Elbers, J.A., 1998. Eddy Correlation System Winand Staring Centre, user manual version 2.0, internal report, Alterra, Wageningen, *The Netherlands*, 39 p.
- Fearnside, P.M. 2008. *Mudanças climáticas globais e a floresta amazônica*. pp. 131-150. In: *Biologia e Mudanças Climáticas Globais no Brasil*. Marcos S. Buckeridge (ed.), RiMa Editora, São Paulo, Brasil. 295pp.
- Ferraz, J.; Ohta, S.; Salles, P.C. 1998. *Distribuição dos solos ao longo de dois transectos em floresta primária ao norte de Manaus (AM)*. in: Higuchi, N., Campos, M.A.A., Sampaio, P.T.B., Santos, J. (Ed.). *Pesquisas Florestais para Conservação da Floresta e Reabilitação de Áreas Degradadas da Amazônia*. 1998. p. 111-143.
- Finnigan J.J. 2006. The storage term in eddy flux calculations, *Agricultural and Forest Meteorology*. 136 (2006), pp. 108–113.
- Finnigan, J.J. 2008. An Introduction to flux measurements in difficult conditions. *Ecological Applications* 18:1340–1350. doi:10.1890/07-2105.1
- Fisch, G.; Lean, J.; Wright, I.R.; Nobre, C.A. 1996. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica; estudo de um caso em Rondônia. *Submetido à Revista Brasileira de Meteorologia*.
- Fisch, G.; Marengo, J.A.; Nobre, C.A. 1998. Uma revisão geral do clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, 28(2): 101-126.
- Freedman, J.M.; Fitzjarrald, D.R.; Moore, K.E.; Sakai, R. K. 1998. Boundary layer climatology and enhanced forest-atmosphere exchange, in Preprints of 23rd Conference on Agricultural and Forest Meteorology, pp. 41-44, *American Meteorological Society*, Boston, Mass.
- Freitas, S.R. et al. 2000. A convective kinematic trajectory technique for low-resolution atmospheric models. *Journal of Geophysical Research*, 105, 24375-24386.
- Freitas, S.R.; Longo, K.M.; Dias, M.A.F.S.; Chatfield, R.; Silva Dias, P.; Artaxo, P.; Andreae, M.O.; Grell, G.; Rodrigues, L. F.; Fazenda, A.; Panetta, J. 2009. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861,
- Gates, D.M. 1980. *Biophysical Ecology*, 611 pp., Springer-Verlag, New York.
- Goulden, M.L.; Munger, J.W.; Fan, S.; Daube, B.C.; Wofsy, S.C. 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*. v. 2, p. 169-182.
- Gu, L.; Fuentes, J.D.; Shugart, H.H. 1999. Responses of net ecosystem exchange of carbon dioxide to changes in cloudiness: Results from two North American deciduous forests, *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, no. D24.
- Gu, L.; Fuentes, J.D.; Garstang, M.; Tota, J.; Heitz, R.; Singler, J.; Shugart, H.H. 2001. Cloud modulation of surface solar irradiance at a pasture site in southern Brazil, *Agricultural and Forest Meteorology*, vol 106, 117-129.

- Gu, L.; Baldocchi, D.D.; Verma, S.B.; Black, T.A.; Vesala, T.; Falge, E.M.; Dowty, P.R. 2002. Advantage of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity, *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. D6.
- Gu, L.; Baldocchi, D.D.; Wofsy, S.C.; Munger, J.W.; Michalsky, J.J.; Shawn P.U.; Boden, T.A. 2003. Response of deciduous forest to the Mont Pinatubo eruption: enhanced photosynthesis, *Science*, vol 299, march.
- Gu, L.; Falge, E.M.; Boden, T.; Baldocchi, D.D.; Black, T.A.; Saleska, S.R.; Suni, T.; Verma, S.B.; Vesala, T.; Wofsy, S.C.; Xu, L. 2005. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agricultural and Forest Meteorology*. V. 128, p. 179-197.
- Gurney, K.R.; Law, R.M.; Denning, A.S.; Rayner, P.J.; Baker, D.; Bousquet, P.; Bruhwiler, L.; Chen, Y.H.; Ciais, P.; Fan, S.; Fung, I.Y.; Gloor, M.; Heimann, M.; Higuchi, K.; John, J.; Maki, T.; Maksyutov, S.; Masarie, K.; Peylin, P.; Prather, M.; Park, B.C.; Randerson, J.; Sarmiento, J.; Taguchi, S.; Takahashi, T.; Yuen, C.-W. 2002. Towards robust regional estimates of CO<sub>2</sub> sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature*, 415, 626-630.
- Guyon, P.; Graham, B.; Roberts, G.C.; Mayol-bracero, O. L.; Maenhaut, W.; Artaxo, P.; Andreae, M.O. 2004. Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. *Atmospheric Environment*, 38(7): 1.039-1.051, doi: 10.1016/j.atmosenv. 2003.10.051.
- Guyon, P.; Frank, G.; Welling, M.; Chand, D.; Artaxo, P.; Nishioka, G.; Rizzo, L.V.; Lloyd, J.; Kolle, O.; Silva Dias, M.A.F.; Gatti, L.V.; Cordova, A.M.; Andreae, M.O. 2005. Airborne measurements of trace gases and aerosol particles emissions from biomass burning in Amazonia. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 5: 2.791-2.831.
- Healey, K. D.; Rickert, K.G.; Hammer, G.L.; Bange, M.P. 1998. Radiation use efficiency increases when the diffuse component of incident radiation is enhanced, *Aust. J. Agric. Res.*, 49, 665–672.
- Higuchi, N.; Santos, J.; Ribeiro, R.J.; Freitas, J.V.; Vieira, G.; Cöic, A.; Minette, L.J. 1997. Crescimento e Incremento de uma Floresta Amazônica de Terra-Firme Manejada Experimentalmente In: Biomassa de Nutrientes Florestais. *INPA/DFID*, 89-132p.
- Hodnett, M.G.; Tomasella, J.; Cuartas, L.A.; Waterloo, M.J.; Nobre, A.D. 2007. Subsurface hydrological flow paths in a Ferralsol (Oxisol) landscape in central Amazonia. *Hydrological Sciences Journal* (in press).
- Holben, B.N.; Eck, T.F.; Slutsker, I.; Tanre, D.; Buis, J.P.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J.A.; Kaufman, Y.J.; Nakajima, T.; Lavenu, F.; Jankowiak, I.; Smirnov, A. 1998. Aeronet - A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of the Environment*, 66: 1 - 16.
- Hutyra, L.R.; Munger, J.W.; Pyle, E.H.; Saleska, S.R.; Restrepo-Coupe, N.; De Camargo, P.B.; Wofsy, S.C. 2008. Resolving systematic errors in estimates of net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub> and ecosystem respiration in a tropical forest biome, *Agricultural and Forest Meteorology*, doi:10.1016/j.agrformet. 2008.03.007, in press.
- Ilanetz, A.; Kudish, A.I. 1994. Correlations between values of daily horizontal beam and global radiation for Beer Sheva, Israel, *Energy*, 19, 751–764.
- Jing, X.; Huang, J.; Wang, G.; Higuchi, K.; Bi, J.; Sun, Y.; Yu, H.; Wang, T. 2010. The effects of clouds and aerosols on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange over semi-arid Loess Plateau of Northwest China, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8205-8218, doi:10.5194/acp-10-8205-2010.
- Kaimal, J.C.; Finnigan, J.J. 1994. Atmospheric boundary layer: their structure and measurement. New York: *Oxford University Press*.
- Kaufman, Y.J.; Tanré, D.O. 2002. Boucher. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* vol. 419, 215-223.



- King, M.D. et al. 2003. Cloud and aerosol properties, precipitable water vapor, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, 442-458.
- Koren I, Martins, J.V.; Lorraine A.R.; Hill, A. 2008. Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds over the Amazon. *Science* 321 (5891), 946. [DOI: 10.1126/science.1159185].
- Koren, I., Feingold, G.; Jiang, H.; Altaratz, O. 2009. Aerosol effects on the inter-cloud region of a small cumulus cloud field, *Geophys Research Letters*, 36, L14805, doi:10.1029/2009GL037424.
- Kruijt, B.; Malhi Y.; Lloyd J.; Nobre A.D.; Miranda, A.C.; Pereira, M.G.P.; Culf A.; Grace, J. 2000. Turbulence statistics above and within two Amazon rain forest canopies, *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 297-331.
- Kruijt, B.; Elbers, J.A.; Von Randow, C.; Araujo, A.C.; Oliveira, P.J.; Culf, A.; Manzi, A.O.; Nobre, A.D.; Kabat, P.; Moors, E.J. 2004. The robustness in eddy correlation fluxes for Amazon rainforest conditions. *Ecological Applications*, vol. 14, no. 4, 101.
- Lam, J.C.; Li, D.H.W. 1996. Correlation between global solar radiation and its direct and diffuse components, *Build. Environ*, 31, 527-535.
- Larcher, W. 2000. *Ecofisiologia Vegetal*. São Carlos, São Paulo. Editora Rima, 531pp.
- Liou, K.N. 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Second Edition, Academic Press, USA.
- Longo, M.; Silva Dias, M.A.F.; Camargo, R. 2004. Análise das características dinâmicas e sinóticas de um evento de friagem durante a estação chuvosa no sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n. 1, p. 59-72.
- Longo, K.; Freitas, S.R.; Andreae, M.O.; Yokelson, R.; Artaxo, P. Biomass Burning in Amazonia: Emissions, Long-Range Transport of Smoke and Its Regional and Remote Impacts, 2009. In: Amazonia and Global Change, Ed. M. Keller, M. Bustamante, J. Gash, P. S. Dias. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 186, pg. 209-234, ISBN: 978-0-87590-449-8.
- Mahrt L. 2010. Computing turbulent fluxes near the surface: needed improvements. *Agricultural and Forest Meteorology* 150: 501-509.
- Malhi, Y.; Baldocchi, D.D.; Jarvis, P.G. 1999. The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests. *Plant, Cell and Environment*, 22(6):715-740. doi:10.1046/j.1365-3040.1999.00453.x.
- Malhi, Y.; Grace, J. 2000. Tropical forests and atmospheric carbon dioxide. *Trends in Ecology and Evolution*, 15(8):332-337.
- Malhi, Y., Roberts, J.T.; Betts, R.A.; Killeen, T.J.; Li, W.H.; Nobre, C.A. 2008. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon, *Science*, 319(5860), 169- 172.
- Marengo J.A, Nobre, C.A. 2001. General characteristics and variability of climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system. In: McClain ME, Victoria RL, Richey JE (eds), *The Biogeochemistry of the Amazon Basin*, pp. 17-41. Oxford University Press, Oxford.
- Marengo e Lopes. 2007. *Fisiologia Vegetal: fotossíntese, respiração, relações hídricas e nutrição mineral*. 2 ed., rev. Ampl. – Editora UFV. Viçosa, MG.
- Martin, S.T.; Andreae, M.O.; Althausen, D.; Artaxo, P.; Baars, H.; Borrmann, S.; Chen, Q.; Farmer, D.K.; Guenther, A.; Gunthe, S.S.; Jimenez, J.L.; Karl, T.; Longo, K.; Manzi, A.O.; Pauliquevis, T.; Petters, M.D.; Prenni, A.J.; Pöschl, U.; Rizzo, L.V.; Schneider, J.; Smith, J.N.; Swietlicki, E.; Tota, J.; Wang, J.; Wiedensohler, A.; Zorn, S.R. 2010. An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08). *Atmospheric Chemistry and Physics - ACP*, Vol. 10, pp. 18139 - 18195 SRef-ID: 1680-7375/acpd/2010-10-18139, <http://direct.sref.org/1680-7375/acpd/2010-10-18139>.

Martin, S.T.; Andreae, M.O.; Artaxo, P.; Baumgardner, Qi Chen; Goldstein, A.H.; Guenther, A.B.; Heald, C.L.; Mayol-Bracero, O.L.; McMurry, P.H.; Pauliquevis, T.; Pöschl, U.; Prather, K.A.; Roberts, G.C.; Saleska, S.R.; Silva Dias, M.A.; Spracklen, D.V.; Swietlicki, E.; Trebs, I. 2010. Sources and Properties of Amazonian Aerosol Particles. *Review of Geophysics*, Vol 48, Article number RG2002, DOI: 10.1029/2008RG000280.

Massman, W.J.; Lee, X. 2002. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*. V. 113, p. 121-144.

Miller, S.D.; Goulden, M.L.; Da Rocha, H.R.; Menton, M.C.; Freitas, H.C. 2004. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance, *Ecological Applications*, 14(4), suppl. S, 114–126.

Moncrieff, J.B.; Malhi, Y.; Leuning, R. 1996. The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biology*. V.2., p. 231-240.

Moncrieff, J.B.; Massheder, J.M.; De Bruin, H.; Elbers, J.; Friborg, T.; Heusinkveld, B.; Kabat, P.; Scott, S.; Soegaard, H.; Verhoef, A. 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188-189:589-611.

Monteith, J.L.; Unsworth, M.W. 1990. *Principles of environmental physics*. London: New York: E. Arnold: Distributed in the USA by Routledge, Chapman and Hall.

Moriarty, W.W. 1991. Estimation of diffuse from measured global solar radiation, *Solar Energy*, 47, 75–82.

Oliphant, A.J.; Schmid, H. P.; Grimmond, C.S.B.; Su, A.-B.; Scott, S.; Vogel, C. 2002. The role of cloud cover in net ecosystem exchange of CO<sub>2</sub> over two mid-western mixed hardwood forests, Abstracts of 25th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, *American Meteorological Society*, Norfolk, Virginia.

Oliveira, A.; Nobre, C.A. 1985. Meridional penetration of frontal systems in South America and its relation to organized convection in the Amazon. Proceedings, Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Houston, AMS, 85-86.

Oliveira, P.H.F. 2005. *Os efeitos radiativos de aerossóis de queimadas sobre o fluxo de CO<sub>2</sub> na Amazônia*, Tese de mestrado, Instituto de Física da Universidade de São Paulo, São Paulo.

Oliveira, P.H.F.; Artaxo, P.; Pires, C.; De Lucca, S.; Procopio, A.; Holben, B.; Schafer, J.; Cardoso, L.F.; Wofsy, S.C.; Rocha, H.R. 2007. The effects of biomass burning 779 aerosols and clouds on the CO<sub>2</sub> flux in Amazonia, *Tellus B*, 59(3), 338-349.

Pöschl, U.; Martin, S.T.; Sinha, B.; Chen, Q.; Gunthe, S.; Huffman, S.; Borrmann, J.A.; Farmer, S.; Garland, D.K.; Helas, R.M.; Jimenez, G.; King, S. M.; Manzi, A.O.; Mikhailov, E.; Pauliquevis, T.; Petters, M.D.; Prenni, A.J.; Roldin, P.; Rose, D.; Schneider, J.; Su, H.; Zorn, S.R.; Artaxo, P.; Andreae, M.O. 2010. Rainforest aerosols as biogenic nuclei of clouds and precipitation in the Amazon, *Science*, 329, 1513–1516.

Procopio, A.S.; Remer, L.A.; Artaxo, P.; Kaufman, Y.J.; Holben, B.N. 2003. Modeled Spectral Optical Properties For Smoke Aerosols in Amazonia. *Geophysical Research Letters*, 30(24): 2.265–2.270. doi: 10.1029/2003GL018063.

Procópio, A.S.; Artaxo, P.; Kaufman, Y.J.; Remer, L.A.; Schafer, J.S.; Holben, B.N. 2004. Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophysical Research Letters*, 31(3) L03108–L03112, doi:10.1029/2003GL018646.

Procópio, A.S. 2005. *Forçante radiativa direta dos aerossóis na região Amazônica devido à queima de biomassa*. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, FAPESP, São Paulo.

Radam-Brasil. Programa de Integração Nacional. Levantamento de Recursos Naturais. v.18 (Manaus) – Radam (projeto) DNPM, Ministério das Minas e Energia. Brasil. 626 p, 1978.

Reindl, D.T.; Beckman, W.A.; Duffie, J.A. 1990. Diffuse fraction correlations, *Solar Energy*, 45, 1–7.

Remer, L.A.; Kaufman, Y.J.; Tanre, D.; Mattoo, S.; Chu, D.A.; Martins, J.V.; Li, R.-R.; Ichoku, C.; Levy, R.C.; Kleidman, R.G.; Eck, T. F.; Vermote, E.; Holben, B.N. 2005. The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62(4), 947–973.

Rennó, C.D. et al. 2008. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, doi:10.1016/j.rse.2008.03.018

Rocha, H.R. 2005. *Relações funcionais de clima e biosfera no Brasil*. Tese de livre docência, submetida ao IAG-USP, São Paulo.

Roderick, M.L.; Graham, D. F.; Sandra L.B.; Ian R. N. 2001. On direct effect of clouds and atmospheric particles on the productivity and structure of vegetation, *Oecologia* 129:21-30, 2001.

Schafer, J.S.; Holben, B.N.; Eck, T.F.; Yamasoe, M.A.; Artaxo, P. 2002A. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols, *Journal of Geophysical Research*, 107(D20): 8074, doi:10.1029/2001JD000428.

Schafer, J.S.; Eck, T.F.; Holben, B.N.; Artaxo, P.; Yamasoe, M.A.; Procopio, A.S. 2002B. Observed reductions of total solar irradiance by biomass-burning aerosols in the Brazilian Amazon and Zambian Savanna. *Geophysical Research Letters*, 29(17): 1.823, 10.1029/2001GL014309.

Schafer, J.S.; Eck, T.F.; Holben, B.N.; Artaxo, P.; Duarte, A. 2008. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazonia from long term AERONET monitoring (1993-1995, 1999-2006). *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, Vol. 113, Issue: D4.

Seinfeld, J.H; Pandis, S.N. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics – From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley & Sons, New York.

Seinfeld, John h. 2006. Atmospheric Chemistry and Physics. *From Air Pollution to Climate Change*. Second Edition. California Institute of Technology Spyros n. Pandis University of Patras and Carnegie Mellon University.

Sombroek, W. Spatial and temporal patterns of Amazon rainfall. *Ambio*, v.30, p.388-396, 2001.

Spitters, C.J.T.; Tussaint, H.A.J.M.; Goudriaan, J. 1986. Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis, Part I. Components of incoming radiation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 38, 217–229.

Stull, Rolland. 1998. *An intruduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht, Boston: Kluwer Academic Publishers.

Tomasella, J. et al. 2008. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrological Processes*, 22(13): 2133-2147.

Tota J. 2009. Estudo da advecção horizontal de CO<sub>2</sub> em florestas na Amazônia e sua influência no balanço de carbono. Tese de doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Fundação Universidade do Amazonas, Manaus.

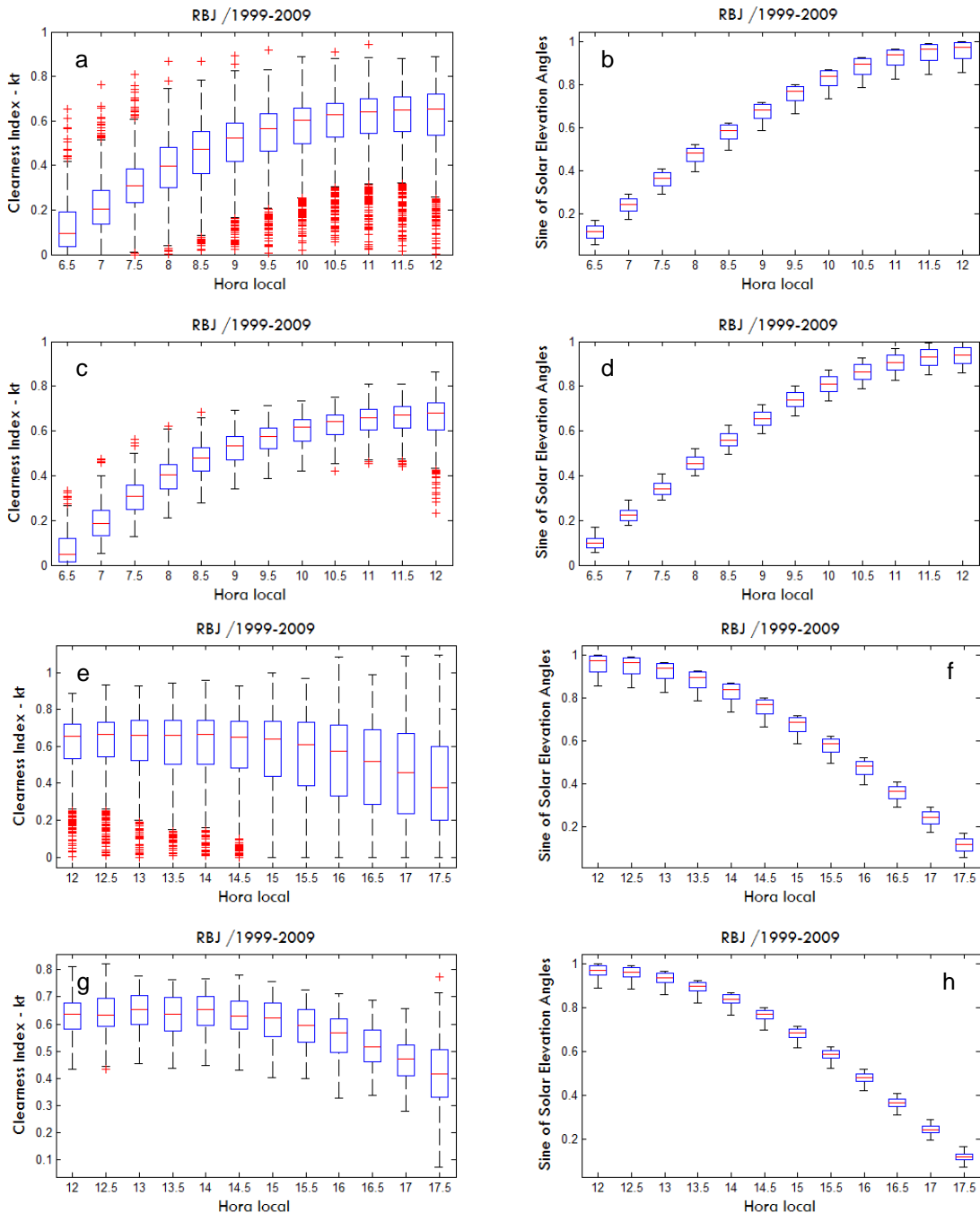
Tribuzy, E.S. 2005. *Variações da temperatura foliar do dossel e o seu efeito na taxa assimilatória de CO<sub>2</sub> na Amazônia Central*. Piracicaba, Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2005. 84p.

Vianello, R.L.; Alves, A.R. 1991. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Impr. Univ., 449p.

- Von Randow C.; Manzi, A.O.; Kruijt, B.; Oliveira, P.J.; Zanchi, F.B.; Silva, R.L.; Hodnett, M.G.; Gash, J.H.C.; Elbers, J.A.; Waterloo, M.J.; Cardoso, F.L.; Kabat, P. 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in SouthWest Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1–3):5–26.
- Von Randow, C. 2007. *On turbulent exchange processes over Amazonian forest*. PhD thesis, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands. With summaries in English and Dutch.
- Vourlitis, G.L.; Priante Filho, N.; Hayashi, M.S.; Nogueira, J.S.; Raiter, F.; HOegel, W.; Campelo Jr, F. H. 2004. Effects of meteorological variations on the CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian transitional tropical forest. *Ecological Applications*. v. 14, n. 4, p. S89-S100.
- Waterloo M.J.; Oliveira, S.M.; Drucker, D.P.; Nobre, A.D.; Cuartas, L.A.; Hodnett, M.G.; Langedijk, I.; Jans, W.W.P.; Tomasella, J.; Araújo, A.C.; Pimentel, T.P.; Múnera Estrada, J.C. 2006. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hydrological Processes*, 20:2581–2597. doi: 10.1002/hyp.6217.
- Yamasoe, M.A. 1999. *Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros solares*, Tese de Doutorado, Instituto de Física da USP, São Paulo, 255p.
- Yamasoe, M.A.; Von Randow, C.; Manzi, A.O.; Schafer, J.S.; Eck, T.F.; Holben, B.N. 2006. Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1645-1656.
- Zhang, B.C.; Cao, J.J.; Bai, Y.F.; Yang, S.J.; Hu, L.; Ning, Z.G. 2011. Effects of cloudiness on carbon dioxide exchange over an irrigated maize cropland in northwestern China, *Biogeosciences Discuss.*, 8, 1669-1691, doi:10.5194/bgd-8-1669-2011.
- Zhang, M.; Yu, G.R.; Zhang, L.M.; Sun, X.M.; Wen, X.F.; Han, S.J.; Yan, J.H. 2010. Impact of cloudiness on net ecosystem exchange of carbon dioxide in different types of forest ecosystems in China, *Biogeosciences*, 7, 711-722, doi:10.5194/bg-7-711-2010.

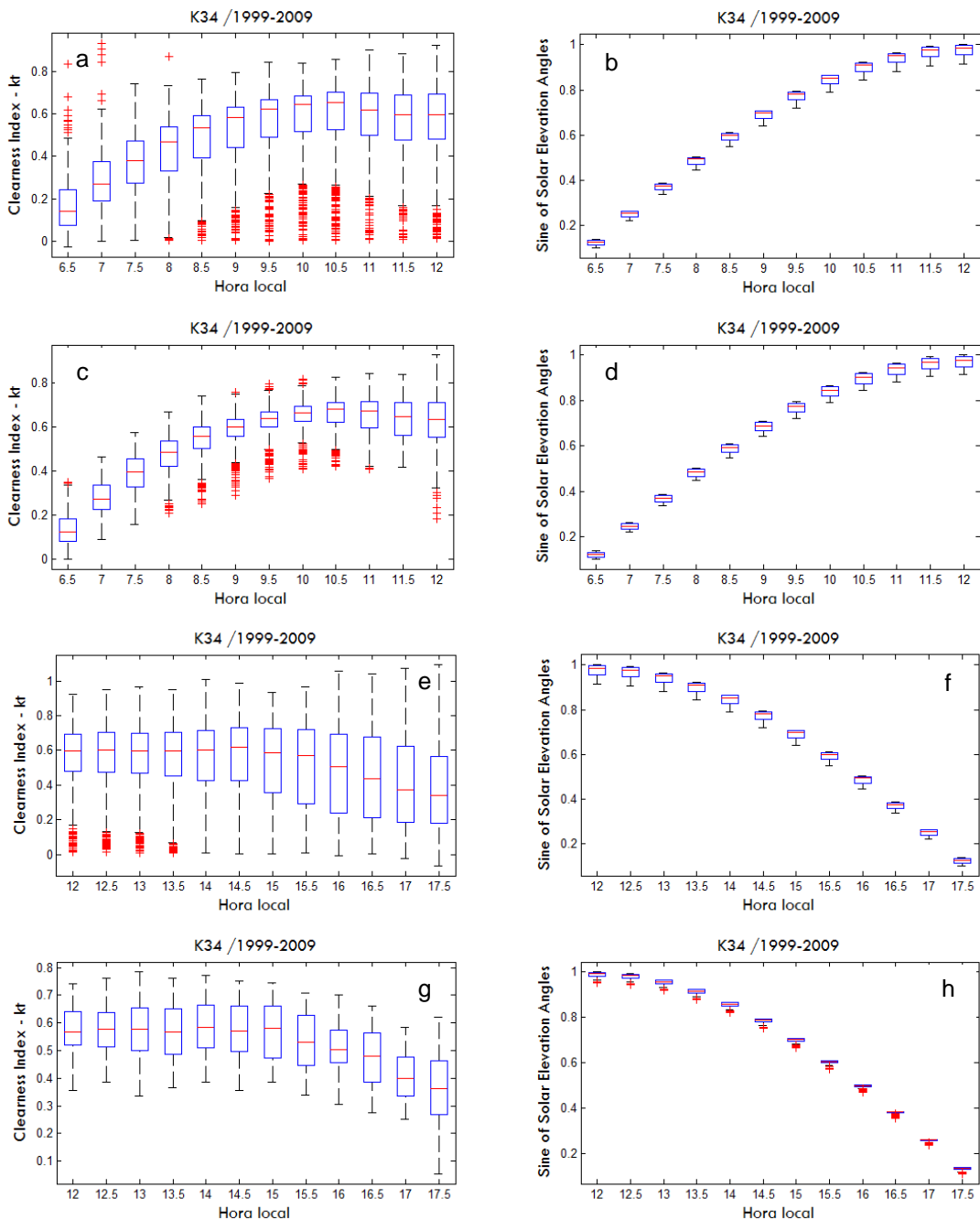
## ANEXO I

Os resultados abaixo mostram a variação de (Kt) com o tempo no sítio experimental da RBJ, entre 6-12 e 12-17h30min (horas locais), (Figuras: a-d) e (Figuras: e-h) respectivamente. As Figuras (a) e (e) mostram inicialmente um número grande de pontos (em vermelho) fora do padrão mediano desejável (Figuras: b, d, f e h), significando presença de nuvens na série temporal dos dados. Já as Figuras (c) e (g) mostram o padrão mediano alcançado após a aplicação dos critérios de separação de dias claros, apresentados na seção 2.3.



## ANEXO II

Os resultados abaixo mostram a variação de (Kt) com o tempo, entre 6 e 12 (Figuras: a-d) e 12:00 e 17:30 horas locais (Figuras: e-h), no sítio experimental da K34. As Figuras (a) e (e) mostram inicialmente um número grande de pontos (em vermelho), fora do padrão mediano desejável (Figuras: b, d, f e h), significando presença de nuvens na série temporal dos dados. Já as Figuras (c) e (g) mostram o padrão mediano alcançado após a aplicação dos critérios de separação de dias claros, apresentados na seção 2.3.



### ANEXO III

A Figura (a) mostra a eficiência de uso da radiação solar (LUE) como uma função da fração (difusa) da radiação (PAR) por uma vegetação rasteira (de clima semiárido), localizada no Observatório SACOL da Universidade de Lanzhou, na China. As análises foram feitas entre Agosto e Julho de 2007, durante a estação de transição no local. Devido ao importante efeito da temperatura (medida a 2m) sobre a respiração em vegetações rasteiras, foi possível estratificar as análises também pela temperatura (Figura b). O incremento verificado na eficiência de uso da luz solar (NEE/Total PAR) para realizar fotossíntese foi atribuído tanto ao aumento da fração difusa da radiação, devido a cobertura de nuvens, como também devido as cargas de aerossóis na atmosfera (Jing *et al.*, 2010). A eficiência fotossintética apresentada abaixo é compatível com as obtidas por este estudo (em ecossistemas de floresta).

