**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”
Centro de Energia Nuclear na Agricultura**

**Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a floresta em planície de inundação da
Ilha do Bananal**

Gabriel Brito Costa

**Tese apresentada para obtenção do título de
Doutor em Ciências. Área de concentração:
Ecologia Aplicada**

**Piracicaba
2015**

Gabriel Brito Costa
Meteorologista

**Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a floresta em planície de inundação da
Ilha do Bananal**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **HUMBERTO RIBEIRO DA ROCHA**

**Tese apresentada para obtenção do título de
Doutor em Ciências. Área de concentração:
Ecologia Aplicada**

Piracicaba
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP

Costa, Gabriel Brito

Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a floresta em planície de inundação da Ilha do Bananal / Gabriel Brito Costa. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2015.
142 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". Centro de Energia Nuclear na Agricultura.

1. Fluxos turbulentos de CO₂ 2. Produtividade líquida do ecossistema 3. Respiração do ecossistema 4. Preenchimento de falha de séries temporais 5. Balanço de energia 6. Floresta tropical I. Título

CDD 634.94
C837f

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

Dedico

Aos meus familiares e amigos, sempre razão dos meus sorrisos.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos começam pelos meus pais, Joana D'arc e José Raimundo, que se esforçaram mais do que podiam para que eu pudesse ter estudado tudo o que eles não tiveram oportunidade. Pelos ensinamentos éticos, morais e religiosos. Quando as coisas não pareciam dar certo, foi esta fé no Deus que cresci ouvindo falar e respeitar que me fez não desistir logo nos primeiros percalços.

Agradeço ao meu estimado professor, Adiróseo Santos, que me apresentou o curso de Meteorologia em sua aula de física do colégio.

Agradeço ao meu padrinho Marcelo Ruffeil, que pagou pela minha inscrição para que eu pudesse fazer o vestibular.

Agradeço aos meus amigos de grupo JUVEC, que me auxiliaram a estudar mesmo com os poucos recursos e tempo que tinham.

Agradeço aos meus colegas de graduação, onde a troca de ideias, amizade e parcerias nos estudos ajudaram com que eu me formasse, mesmo em meio a problemas pessoais.

Agradeço ao professor José Ricardo Souza, da UFPA, por ter me dado oportunidades.

Agradeço á minha amiga Ana Carla, pelas ajudas recentes com problemas que eram mais meus do que dela e que muito contribuíram para que eu pudesse terminar a tese a tempo.

Agradeço a todos os amigos que moraram na república IA21 e dividiram suas vidas comigo nestes 5 anos, em especial Flávio e Paulo que conviveram comigo nesta reta final e muito me ajudaram nas estadias esporádicas em SP.

Agradeço aos meus orientadores de graduação e mestrado, professores João Batista e Roberto Lyra, que me ajudaram a amadurecer profissionalmente e encontrar meu espaço dentro da vasta ciência que estudamos.

Agradeço ao meu orientador de doutorado, professor Humberto Rocha, por ter investido tempo e dinheiro na minha formação e aprimoramento profissional, essenciais para o desenvolvimento deste trabalho, além de valiosa contribuição pelas conversas e por vezes aconselhamentos pessoais.

Agradeço a todos os funcionários das universidades por onde passei. Desde o pessoal da limpeza aos técnicos administrativos. O trabalho de todos permitia com que eu realizasse o meu de maneira mais branda. Muito Obrigado.

Agradeço ao pessoal de apoio do LBA-TO, que se esforçam e se dedicam em manter em dia as atividades necessárias para a manutenção da aquisição de dados do sítio de estudo deste trabalho.

Agradeço aos meus amigos do Laboratório de Clima e Biosfera da USP, Carlos Fagiolo, Eduardo Gomes, Jonathan Mota, Jônatan Tatsch, Leonardo Domingues, Mônica Queiroz, Raianny Wanderley, Tomás Domingues, Thomas Martin, e em especial aos colegas Emília Brasília e Hélber Freitas, que são responsáveis diretos pelo meu amadurecimento em programação computacional. Suas horas dedicadas a conversas e troca de ideias foram primordiais para a resolução de muitos problemas técnicos, bem como a contribuição pontual de muitos dos colegas citados. A todos, muito obrigado pela amizade e intervalos na cantina.

Agradeço ao CNPq e a FAPESP, por todos os recursos financeiros concedidos para a plena realização deste trabalho, na forma de bolsa de doutorado e financiamento do projeto.

Agradeço aos membros da banca, pela disponibilidade em contribuir para o aperfeiçoamento deste trabalho.

Agradeço à Universidade de São Paulo, ao programa de pós-graduação em Ecologia Aplicada- ESALQ-CENA, que me concedeu a oportunidade de desenvolver meu doutorado, e ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), que foi não só minha sala de aulas por cinco anos, mas muitas vezes também a casa onde precisei dormir.

Agradeço à funcionária da Biblioteca, Silvia Zinsly, que agilizou as correções para que eu pudesse entregar na data limite.

Agradeço nossa querida e estimada Mara Casarin, que sempre nos socorre em meio às dúvidas.

Agradeço a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho e para meu amadurecimento profissional. A todos, muito obrigado.

“O começo de todas as ciências é o espanto de as coisas serem o que são”.

Aristóteles.

SUMÁRIO

RESUMO	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	25
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	27
LISTA DE SÍMBOLOS	29
1. INTRODUÇÃO	31
1.1 Objetivos e metas específicas.....	34
2. MATERIAL E MÉTODOS	35
2.1 Estimativa da estação seca e inundação	36
2.2 Sítio experimental	38
2.3 Medições	40
2.4 Fluxos turbulentos.....	47
2.5 Variação do armazenamento vertical do CO ₂	46
2.6 Preenchimento de falhas do FLE	46
2.6.1 Períodos diurnos.....	48
2.6.2 Períodos noturnos.....	48
2.6.3 Balanço de energia	49
2.7 Medição de fluxos evasivos no Rio Araguaia com câmara	51
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
3.1 Variáveis climáticas	52
3.2 Inundação, umidade do solo e nível do aquífero.....	67
3.3 Fluxos turbulentos de energia.....	72
3.4 Fluxos de CO ₂	81
3.4.1 Fluxos turbulentos.....	81
3.4.2 Curvas de resposta de luz.....	86
3.4.3 Variação do fluxo total de CO ₂	88
3.5 Fluxo líquido, produtividade primária bruta e respiração do ecossistema	91
3.6 Medições de fluxos evasivos no rio Araguaia	100

3.4.3 Variáveis climáticas e fluxos de energia.....	100
3.4.3 Fluxos de CO ₂	104
3.4.3 Fluxos de CH ₄	108
4 CONCLUSÕES.....	115
5 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS	117
REFERÊNCIAS.....	119
ANEXOS	129

RESUMO

Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a floresta em planície de inundação da Ilha do Bananal

Nesta tese investigou-se os padrões microclimáticos, de fluxos de energia e CO₂ em uma floresta em planície de inundação da Ilha do Bananal, com ênfase nos efeitos da inundação sazonal nas variáveis atmosféricas e na produtividade do ecossistema, além de estimativas de fluxos aquáticos evasivos de CO₂ e CH₄. Para tanto, foram utilizadas técnicas micrometeorológicas de vórtices turbulentos, estimativas de armazenamento vertical de CO₂ e dados medidos em uma torre micrometeorológica no período de 2004 a 2014, além de campanhas específicas para medidas de fluxos evasivos. Embora existam ciclos sazonais bem definidos de precipitação, temperatura do ar e umidade na região, controlados pela oferta radiativa, esta não explica diretamente as variações na evapotranspiração quando se busca explicá-la pelo aumento da disponibilidade energética. O particionamento da energia disponível aponta para um domínio do calor latente em comparação ao sensível durante períodos de decaimento do saldo de radiação, configurando um padrão peculiar não reportado na literatura. Os dados de temperatura do ar, precipitação pluviométrica, fluxos turbulentos de CO₂ e fluxos energéticos (LE e H) mostraram uma possível influência das secas que ocorreram no lado oeste da região, também neste sítio experimental do leste. Os anos de 2005 e 2010 foram mais quentes, pouco chuvosos e mais secos que os demais anos da série de dados, e em 2010 ocorreu a menor produtividade líquida da estação seca. A inundação mostrou ter um papel importante nos fluxos de CO₂, fazendo com que a produtividade bruta, a respiração do ecossistema e a produtividade líquida diminuam, somando-se os efeitos esperados pelo controle radiativo. A produtividade líquida respondeu aos efeitos da inundação semanas antes desta iniciar na torre, persistindo seus efeitos até algumas semanas depois, com a diminuição da produtividade. Já a respiração do ecossistema e a produtividade primária bruta mostraram ser mais sensíveis ao início da estação seca, com uma interrupção no declínio atribuído à inundação, provavelmente devido ao favorecimento da decomposição de matéria orgânica suspensa na água. Os resultados dos fluxos de carbono sugerem uma alta assimilação de CO₂ pela floresta, o que requer corroboração através de medidas biométricas, não sendo, contudo, descartada a confiabilidade dos resultados. Os resultados da campanha para medidas de fluxos evasivos mostraram que o rio é uma fonte de CO₂ para a atmosfera, e tanto o rio quanto a superfície vegetada atuam como fonte de CH₄ para a atmosfera, com maior contribuição da superfície vegetada. As concentrações de metano e carbono na água foram superiores às amostragens da atmosfera, o que já era esperado conforme os estudos existentes na literatura.

Palavras-chave: Fluxos turbulentos de CO₂; Produtividade líquida do ecossistema; Respiração do ecossistema; Preenchimento de falha de séries temporais; Balanço de energia; Floresta tropical

ABSTRACT

Energy, CO₂ and CH₄ fluxes on the floodplain forest of Bananal Island

This thesis investigated the microclimate, CO₂ and energy fluxes patterns at a forest in floodplain of Bananal Island, with emphasis on the seasonal flooding effects in atmospheric variables and ecosystem productivity, as well as estimates of evasive water CO₂ and CH₄ fluxes. To carry it out, micrometeorological eddy covariance technique was associated, vertical storage CO₂ estimates and measured data in a micrometeorological tower from 2004 to 2014, as well as specific campaigns for evasive fluxes measures. Although there are well-defined seasonal cycles of precipitation, air temperature and humidity in the area controlled by the radiative offer, it does not directly explain the variations in evapotranspiration when seeking for explain it by the increase in energy availability. Partitioning of the available energy points to a latent heat flux domain compared to sensible heat flux during net radiation decay periods, showing a peculiar pattern not reported in the literature. The data air temperature, rainfall, eddy CO₂ and energy fluxes (LE and H) showed a possible influence of droughts that occurred on the west side of the region, in this experimental site from the east. The years 2005 and 2010 were warmer, little rainy and drier than the other years of the data series, and in 2010 had the lowest net productivity of the dry season. The flood was shown to have an important role in CO₂ streams, causing the gross productivity, ecosystem respiration and the net productivity decrease, adding to the effects expected by the radiative control. The net productivity responded to the effects of flooding weeks before this start in the tower, continuing its effects until a few weeks later, with decreasing productivity. Already ecosystem respiration and gross primary productivity proved to be more sensitive to early dry season, with an interruption in the decline attributed to flooding, probably due to favoring the decomposition of organic matter suspended in the water. The results of the carbon fluxes suggest a high CO₂ assimilation by forest, which requires corroboration through biometric measurements and are not, however, ruled out the reliability of the results. The results of the campaign to evasive flux measurements showed that the river is a CO₂ source to the atmosphere, and both the river and the vegetated surface act as a CH₄ source to the atmosphere, with a greater contribution of the vegetated surface. Methane and carbon concentrations in the water were higher ace sampling the atmosphere, which was expected as existing studies in the literature.

Keywords: Turbulent CO₂ fluxes; Net ecosystem exchange; Ecosystem respiration; Gap filling in time series; Energy budget; Rainforest

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-	(a) Localização geográfica do sítio experimental, destacando a posição das duas torres de fluxo, (b) localização do Parque estadual do Cantão e indicações da Ilha do Bananal, principais rios no parque e posição da torre micrometeorológica e (c) transecto hidrológico durante o período não inundado (Julho a Janeiro) (topo) e o período inundado (Fevereiro a Junho). P1 a P5 indicam onde estão instalados os piezômetros que medem o nível da água abaixo da superfície (Nível do aquífero, daqui em diante referenciado como NA) antes da inundação.	39
Figura 2-	(a) Vista de base da torre micrometeorológica do LBA no parque estadual do Cantão- TO. (b) Visão do topo da torre micrometeorológica do LBA, com anemômetro e painéis solares. (c) Visão geral da torre às margens do rio, na fazenda Fartura – Santa Terezinha-MT e (d) Detalhes das disposições dos sensores da torre.....	40
Figura 3-	(a) Desenho esquemático da plataforma instrumental, que mede dados de saldo de radiação (Net), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (RH), irradiância solar incidente e refletida (K_i e K_r), radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida (PAR_{in} e PAR_{out}), velocidade e direção do vento (Wind speed e Wind direction); Fotos do (b) piranômetros solar, global e saldo-radiômetro no setor Norte da torre; (c) anemômetro sônico e analisador CO_2/H_2O a 43 m de altura.....	43
Figura 4 -	Representação dos fluxos de carbono em um volume de controle.....	46
Figura 5 -	Relação entre FLE, fluxo turbulento e armazenamento noturno versus u^* noturno. A linha pontilhada traça o limiar da mudança no padrão a partir de determinado u^*	49
Figura 6 -	Precipitação acumulada (em $mm\ ano^{-1}$) nos anos de 2004 a 2014 (ano hidrológico). A área hachurada em cinza delimita a estação seca climatológica (de 01 de maio a 30 de Setembro).....	52
Figura 7 -	Comparação entre a precipitação acumulada mensal (em $mm/mês$) nos anos de 2004 a 2014, com dados da torre do sítio experimental e do Climate Prediction Center (CPC).....	53
Figura 8 -	Nº de dias de duração da estação seca de cada ano, pelos critérios de Sugahara (barras cinza) e Stern e Coe (barras pretas).....	54

Figura 9 -	Médias anuais de temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$), para a estação seca e (a) para os demais períodos do ano.....	54
Figura 10 -	Médias mensais de: (a) radiação solar incidente (em W m^{-2}) e radiação solar refletida (em W m^{-2}) e albedo solar, e (b) radiação fotossinteticamente ativa incidente (em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e radiação fotossinteticamente ativa refletida (em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e albedo da RFA.....	56
Figura 11 -	Médias pentadais de albedo solar (%) e albedo RFA (%). As barras hachuradas em cinza representam a estação seca do ano e as barras hachuradas em azul indicam o período de inundação do ano.....	57
Figura 12 -	Variação pentadal no período de 2004 a 2014: médias, máximos e mínimos de (a) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); e (b) umidade relativa do ar (%)....	58
Figura 13-	(a) – Médias mensais de temperatura do ar (linha preta), umidade relativa do ar (linha cinza), velocidade horizontal do vento (linha azul) e precipitação (barra), com ciclos médios diurno de: (b) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), (c) umidade relativa do ar (%) e (d) umidade específica do ar (g kg^{-1}).....	59
Figura 14 -	Máximas e mínimas absolutas diárias de cada mês para (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa do ar; e (c) máximos absolutos diários de velocidade do vento por mês.....	60
Figura 15-	Anemograma (médias de 30 minutos). Diurno estação chuvosa (a) e diurno estação seca (b); noturno estação chuvosa (c) e noturno estação seca (d).....	62
Figura 16 -	(a) - Medidas da média diurna da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação seca e (b)- na estação chuvosa.....	63
Figura 17 -	(a) - média diurna da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação seca e (b)- na estação chuvosa, com dados do NCEP.....	63
Figura 18 -	Anemograma (dados do NCEP). Diurno estação chuvosa (a) e diurno estação seca (b); noturno estação chuvosa (c) e noturno estação seca (d)....	64
Figura 19 -	(a) - média mensal diurna (das 09:00 as 15:00) da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação e (b)- no período noturno (das 22:00 às 05:00).....	65
Figura 20 -	Médias diárias de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) diurna discriminadas por direção do vento e por estações do ano.....	66

Figura 21 -	Médias diárias de umidade específica do ar (g kg^{-1}) diurna discriminadas por direção do vento e por estações do ano.....	67
Figura 22 -	Médias diárias de umidade volumétrica do solo (θ , em $\text{m}^{-3} \text{ m}^{-3}$) para os níveis de 20, 40, 150, 220 e 293 cm; Taxa de variação de água (mm dia^{-1}) na camada do solo entre 20 cm a 293 de profundidade e precipitação (mm dia^{-1}). As barras azuis indicam o evento de inundação caracterizado por $\Delta S \approx 0$	68
Figura 23 -	Umidade do solo (grau de saturação) e precipitação (mm dia^{-1}) do período. Duração da inundação (início e final, em dias): 2004: 30/01- 11/06; 2005: 14/02 - 03/06; 2006: 11/12/05 - 17/06/2006; 2007: falha no sistema; 2008: 9/03 - 06/06; 2009: 04/03 - 21/06; 2010: 01/01 - 25/05; 2011: 05/02 - 09/06; 2012: 31/01 - 09/05; 2013: 20/01- 06/06; 2014: 31/01- 06/06.....	70
Figura 24 -	Nível do aquífero (em m) para cinco poços (P1 a P5, respectivamente, como mostrado no transecto da Figura 1c).....	71
Figura 25 -	Correlação entre R_n (W m^{-2}) e K_i (W m^{-2}) para os trimestres de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON).....	73
Figura 26 -	Fechamento do balanço de energia para os períodos: Dezembro, Janeiro e Fevereiro (72%, $r^2=0,61$), Março, Abril e Maio (74%, $r^2=0,67$), Junho, Julho e Agosto (76%, $r^2=0,75$), Setembro, Outubro e Novembro (75%, $r^2=0,66$).....	74
Figura 27-	Índice R para os períodos: Setembro, Outubro e Novembro (SON); Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); Março, Abril e Maio (MAM) e Junho, Julho e Agosto (JJA).....	75
Figura 28 -	Ciclos médios diurnos dos fluxos de energia em superfície: (a) fluxo de calor sensível H (W m^{-2}), (b) fluxo de calor latente LE (W m^{-2}), (c) saldo de radiação R_n (W m^{-2}), (d) fluxo de calor no solo G (W m^{-2}) e (e) taxa de armazenamento de calor sensível e latente na biomassa S (W m^{-2}), para os trimestres de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON).....	76
Figura 29 -	Médias quinzenais dos fluxos de energia (R_n , LE , H e G , em W m^{-2}), razão	

	de Bowen (β) e fração evaporativa (Λ) e razão entre o saldo de radiação e a irradiância solar incidente (R_n/K_i). A barra hachurada em cinza indica a estação seca climatológica, a barra hachurada em azul claro indica o período médio de inundação e a barra hachurada em preto indica o acumulado médio mensal de precipitação.....	78
Figura 30 -	Médias pentadais das componentes do balanço de energia iniciando 2 meses antes do início da inundação de cada ano (ano iniciado no Janeiro da abscissa): saldo de radiação (R_n , $W\ m^{-2}$), fluxo de calor latente (LE , $W\ m^{-2}$) e fluxo de calor sensível (H , $W\ m^{-2}$). A razão de Bowen (β) e fração evaporativa (Λ) são adimensionais. A área hachurada em cinza indica a estação seca climatológica.....	80
Figura 31 -	Relação entre fluxo de CO_2 turbulento noturno e u^* noturno de todo o período, (a) para a estação chuvosa e (b) para a estação seca. A linha sólida preta traça o ajuste da série de dados e a barra pontilhada preta vertical indica o limiar onde a tendência muda.....	82
Figura 32 -	Figura 32 – Relação entre fluxo de CO_2 líquido noturno e u^* noturno de 2011 a 2013, (a) para a estação chuvosa e (b) para a estação seca. A linha sólida preta traça a tendência da série de dados e a barra azul vertical indica o limiar onde a tendência muda.....	83
Figura 33 -	Ciclos anuais das médias pentadais dos fluxos turbulentos de CO_2 ($\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$) (a) diurnos e (b) noturnos. Os períodos de inundação e estação seca do ano estão indicados pelas áreas hachuradas em azul e cinza, respectivamente.....	84
Figura 34 -	Médias quinzenais do termo F_c diurno (06:00h às 18:00h), noturno (19:00h às 05:00h) e F_c (24h) , em $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$, entre 2004 a 2014..	86
Figura 35 -	Relação entre os termos de FLE e RFA para as estações (a) seca e (b) chuvosa, respectivamente, com dados de médias de 1 hora. Os períodos de manhã e tarde foram definidos nos intervalos entre 06:00h e 11:00h e entre 12:00h e 18:00h, respectivamente.....	88
Figura 36-	Relação entre FLE e RFA para os períodos inundados e não inundados	

	dentro da estação chuvosa.....	88
Figura 37 -	Padrões médios diários de FLE (linha preta), fluxo turbulento (linha cinza) e variação do armazenamento vertical (linha tracejada) para as estações: (a)chuvosa e (b) seca.....	89
Figura 38 -	Perfil médio de concentração de CO ₂ (ppm) durante a fase inundada do sítio.....	90
Figura 39 -	Perfil médio de concentração de CO ₂ (ppm) durante a estação seca do sítio.....	90
Figura 40 -	Perfil médio de concentração de CO ₂ (ppm) durante a estação chuvosa do sítio.....	90
Figura 41 -	Médias diárias de GPP (linha cinza claro, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em °C), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.....	93
Figura 42 -	Médias diárias de RE (linha cinza claro, em $\square\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em °C), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.....	94
Figura 43 -	Médias diárias de FLE (linha cinza claro, em $\square\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em °C), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.....	95
Figura 44 -	Médias quinzenais de FLE, RECO e GPP, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	97
Figura 45 -	Médias anuais dos fluxos turbulentos de CO ₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (a) - diurno e (b) – noturno para o período de quatro semanas antes da inundação, durante a inundação e quatro semanas depois do final da inundação. As barras verticais indicam o erro médio padrão.....	99
Figura 46 -	(a) Média centrada no máximo de Fc diurno da estação seca ano a ano, com temperatura máxima e mínima das 2 semanas antes e 2 semanas depois do máximo de Fc diurno e (b) Média centrada no mínimo de Fc noturno da estação seca ano a ano, com temperatura máxima e mínima das 2 semanas antes e 2 semanas depois do mínimo de Fc noturno.....	99

Figura 47 -	Médias de 30 minutos de precipitação (mm), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa do ar (%) e velocidade horizontal do vento (m s^{-1}) durante a campanha.....	101
Figura 48 -	Médias de 30 minutos de precipitação (mm), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa do ar (%) e velocidade horizontal do vento (m s^{-1}) durante a campanha.....	101
Figura 49 -	Médias de 30 minutos de fluxos de energia (R_n, H e LE , todos em W m^{-2}) e curvas de ajuste médio (linha cinza) dos dados de cada variável.....	102
Figura 50 -	(a)- Fluxo de calor sensível por direção do vento e (b)- fluxo de calor latente por direção do vento (médias de 30 minutos), em W m^{-2}	103
Figura 51 -	Dispersão entre dados de (a)- Fluxo de calor latente LE do Araguaia e da torre; (b)- Fluxo de calor sensível H do Araguaia e da torre; (c)-Fluxo de calor latente LE da pastagem e da torre e (d) - Fluxo de calor sensível H da pastagem e da torre, todos em W m^{-1}	103
Figura 52 -	Médias horárias de: (a) - Fluxo de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e (b) concentração de CO_2 (ppm) discriminada por direção do vento (do rio e terrestre).....	105
Figura 53 -	(a) Correlação entre o fluxo turbulento da campanha do Araguaia com dados da direção do rio e fluxo turbulento da torre do Javaezinho e (b) - correlação entre fluxo turbulento da campanha do Araguaia com dados da direção de pastagem e dados da torre do Javaezinho, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	106
Figura 54 -	Médias de 30 minutos de fluxo de CO_2 atmosférico (circulo preto), com ajuste médio de CO_2 da direção do rio (linha cinza) e o fluxo de CO_2 na água (losango cinza).....	107
Figura 55 -	Médias horárias de concentração de CH_4 com Li7700 e LGR-FMA.....	108
Figura 56 -	Médias horárias de: (a) - Fluxo de CH_4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e (b) concentração de CH_4 (ppm) do sensor FMA	110
Figura 57 -	Médias horárias de: (a) - Fluxo de CH_4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e (b) concentração de CH_4 (ppm) do sensor LICOR-7700.....	111
Figura 58 -	Comparação entre dados bons do LICOR com medida simultânea do FMA.	112
Figura 59 -	Médias de 30 minutos de fluxo de CH_4 atmosférico (circulo preto), com ajuste médio de CH_4 da direção do rio (linha cinza) e o fluxo de CH_4 na	

	água (losango cinza).....	112
Figura 60-	Médias diárias de fluxo de CH_4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) por direção do vento com dados (a) do sensor LI7700 e (b) do sensor FMA.....	113
Figura 61 -	Padrão médio sazonal de temperatura do ar (2004 a 2013, em $^{\circ}\text{C}$) por direção do vento.....	128
Figura 62 -	Padrão médio anual de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) por direção do vento.....	129
Figura 63 -	Padrão médio sazonal de umidade específica (2004 a 2013, em g kg^{-1}) por direção do vento.....	130
Figura 64 -	Padrão médio anual de umidade específica do ar (g kg^{-1}) por direção do vento.....	131
Figura 65 -	Médias pentadais das componentes do balanço de energia: saldo de radiação (R_n , W m^{-2}), fluxo de calor latente (LE , W m^{-2}) e fluxo de calor sensível (H , W m^{-2}). A razão de Bowen (β) e fração evaporativa (Λ) são adimensionais, com o período de inundação do ano indicado pela linha verde. A área hachurada em cinza indica a estação seca climatológica.....	132
Figura 66 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2004.....	132
Figura 67 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2005.....	133
Figura 68 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2006.....	133
Figura 69 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2008.....	135
Figura 70 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2009.....	135
Figura 71 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de	

	medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2010.....	136
Figura 72 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2011.....	136
Figura 73 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2012.....	137
Figura 74 -	Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2013.....	137
Figura 75 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2004, com a indicação do início e término da inundação.....	138
Figura 76 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2005, com a indicação do início e término da inundação.....	138
Figura 77 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2006, com a indicação do início e término da inundação.....	139
Figura 78 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2008, com a indicação do início e término da inundação.....	139
Figura 79 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2009, com a indicação do início e término da inundação.....	140
Figura 80 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de	

	evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2010, com a indicação do início e término da inundação.....	140
Figura 81 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2011, com a indicação do início e término da inundação.....	141
Figura 82 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2012, com a indicação do início e término da inundação.....	141
Figura 83 -	Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2013, com a indicação do início e término da inundação.....	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Lista de variáveis, constituintes atmosféricos e instrumentação automática instalada na torre micrometeorológica da ilha do Bananal.	39
Tabela 2 - Valores de coeficientes para curvas de luz (a1, a2, a3).....	83
Tabela 3 - Médias dos termos do balanço de CO ₂ por época do ano.....	86

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CPC – Centro de Pesquisa Canguçu

CPC – Climate Prediction Center

FMA – Fast Methain Analyzer

GEE – Gases do efeito estufa

LBA – Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia

NA – Nível do aquífero

NCEP – National Centers for Environmental Prediction

PEC – Parque Estadual do Cantão

LISTA DE SÍMBOLOS

θ – Umidade volumétrica do solo.

Δ – Diferença entre dois ou mais pontos de medida.

Λ – Fração evaporativa.

β – Razão de Bowen.

ρ – Densidade do ar.

μ – Micro.

H – Fluxo de calor sensível.

LE – Fluxo de calor latente.

G – Fluxo de calor no solo.

S – Armazenamento de calor na biomassa.

Rn – Saldo de radiação

u^* - Velocidade de atrito

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre é uma mistura de partículas e gases, como o dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e outros gases do efeito estufa (GEE), que absorvem parte da radiação de onda longa emitida da superfície terrestre e da própria atmosfera. O efeito estufa natural é proporcionado principalmente pelo vapor d'água, que é primordial na manutenção da vida do planeta.

Desde a revolução industrial a concentração de CO_2 da atmosfera tem aumentado, com o aumento da queima de combustíveis fósseis, o desmatamento das florestas, o uso de compostos nitrogenados na agricultura e a atividade pecuária, apontados como as principais causas do efeito estufa antrópico (HOUGHTON et al., 2005; FEARNSIDE, 2000). A dinâmica do carbono em ecossistemas tropicais brasileiros tem recebido atenção também pela necessidade de se compreender os efeitos da mudança de uso da terra nos ciclos biogeoquímicos regionais e globais (VERCHOT et al., 2000) e obviamente conhecer a contribuição do bioma Amazônico para o controle climático regional e global, o que envolve o entendimento do regime de precipitação e evapotranspiração, da produtividade vegetal e da troca de gases estufa com a atmosfera (DAVIDSON et al. 2012).

Atualmente não há evidências firmes que a Amazônia absorve mais CO_2 do que emite para a atmosfera, e, em especial para as planícies de inundação da Amazônia, que correspondem a aproximadamente 17% da área da bacia (MELLACK et al., 2004), buscam-se estimativas da emissão de metano e CO_2 , seja na área aquática ou na área com vegetação permanente, em vista de uma potencial contribuição expressiva no balanço regional de carbono (MOREIRA-TURCQ et al., 2003). Estudos neste sentido foram realizados desde os anos 1980 e até hoje com o experimento LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia ou *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazon*) (KELLER et al. 2010).

Na floresta amazônica, Wofsy et al. (1988) mostraram que altas concentrações de CO_2 no início da manhã ocorrem devido à respiração do ecossistema em uma camada atmosférica estável noturna. Alguns trabalhos apontavam na floresta amazônica um potencial sumidor de CO_2 atmosférico (GRACE et al., 1995; MALHI et al., 1998; ARAÚJO et al., 2002) com medidas micrometeorológicas. Saleska et al. (2003) compararam estimativas micrometeorológicas e medidas biométricas em Santarém- PA e reportaram uma fonte de CO_2 para a atmosfera de $1,3 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, associado à prevalência de emissões por decomposição de necromassa em episódios precedentes de alta mortalidade de árvores na

região. Miller et al. (2004) reportou fluxos do ecossistema levemente positivos, de $0,4 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$, mais próximo à neutralidade, corroborado por medidas biométricas. Espírito Santo et al. (2014) combinou estimativas de satélite e dados de campo para sugerir que a absorção por árvores vivas supera a emissão por árvores mortas, reforçando evidências da floresta de terra firme agir como um sumidor de carbono na biomassa aérea.

Segundo o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) na Segunda Comunicação Nacional à Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima em 2005 as emissões nacionais de CH_4 foram $18,1 \text{ Tg}$, e para 2010 foram $16,8 \text{ Tg}$ (MCTI, 2013). No Brasil, o setor de Agropecuária é o maior responsável pelas emissões de CH_4 (71%), sendo 90% decorrente da fermentação entérica de ruminantes, sendo dejetos de animais, a cultura do arroz irrigado e a queima de resíduos agrícolas o restante (BASSO, 2014). As áreas alagáveis tropicais representam cerca de 50% da emissão natural de metano global (RINGEVAL et al., 2014), como por exemplo as taxas entre 100 e $231 \text{ Tg CH}_4 \text{ ano}^{-1}$ comparadas às fontes totais globais de 503 a $610 \text{ Tg CH}_4 \text{ ano}^{-1}$ segundo Denman et al. (2007), e apesar da importância, não são adequadamente estimadas nos modelos do sistema terrestre, devido à escassez de dados e incerteza dos processos.

Áreas alagáveis são ambientes onde as taxas de produção orgânica são elevadas e condições anóxicas são muito frequentes. Devido a estas características, tais áreas são consideradas como fontes importantes para a atmosfera de gases estufa. A decomposição por bactérias metanogênicas pode ser um importante mecanismo de remineralização de carbono e significativa emissão de metano para a atmosfera (BALLESTER & SANTOS, 2001). Os trabalhos de emissões de metano na Amazônia de Devol et al. (1990, 1994) estimaram nas áreas alagadas da Amazônia taxas de $3,8$ a $7,5 \text{ Tg C ano}^{-1}$, e Melack et al. (2004) posteriormente estimaram 22 Tg C ano^{-1} ; Carmo et al. (2006) realizaram medições em floresta de terra firme na Amazônia Brasileira (Caxiuanã, Sinop e Manaus) e projetaram taxas entre 4 e $38 \text{ Tg CH}_4 \text{ ano}^{-1}$. Com medidas de perfis verticais na atmosfera nas regiões de Manaus e Santarém, Miller et al. (2007) calcularam um fluxo médio de $27 \text{ mg CH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$, que extrapolado para 5 milhões Km^2 atinge $49 \text{ Tg CH}_4 \text{ ano}^{-1}$. Independente das incertezas, as zonas alagáveis são colocadas como a maior fonte de CH_4 atmosférico, mesmo considerando as emissões antrópicas.

Embora 64% das áreas alagadas na Amazônia estejam associadas às águas pretas ou claras (ROSENQVIST et al., 1998), suas emissões de GEEs são pouco conhecidas. A maior parte das estimativas regionais (CICERONE E OREMLAND, 1988; RICHEY et al., 1988; DEVOL et al., 1994) basearam-se em dados coletados principalmente das planícies aluviais de água

branca da Amazônia Central (BELGUER, 2007), uma limitação ao supor todas as áreas alagáveis similares. Rocha et al. (2009) mostraram a sazonalidade dos padrões de fluxos de água e calor sensível em área de floresta de terra firme na Amazônia e áreas de savana, com média anual do fluxo de calor sensível em todos os sítios de floresta variando de 20 a 38 W m⁻², geralmente reduzido na estação chuvosa e com aumento até o auge da estação seca, coincidindo com as variações sazonais de saldo de radiação, umidade do solo e evapotranspiração. Nas áreas de floresta tropical de terra firme, o saldo de radiação desempenha o papel mais importante na demanda evaporativa, enquanto na área de savana o papel mais importante é da umidade do solo.

Oliveira et al. (2006) estudando o Pantanal Sul Mato-Grossense mostrou que o saldo de radiação mostra valores ligeiramente maiores na estação úmida do que na estação seca. A análise temporal das estimativas dos fluxos turbulentos escalares fornece valores ligeiramente maiores do que os apresentados na literatura e apresentam variação sazonal mais evidente. Durante a estação úmida o fluxo de calor latente é maior que o fluxo de calor sensível, mas durante a estação seca o fluxo de calor sensível domina a energia disponível durante horas do dia, o que é mostrado pelos valores da Razão de Bowen, que varia de 0,2 a 0,5 na estação úmida, e frequentemente maior que 3 durante a estação seca. Biúdes et al. (2009) também mostrou esta particularidade de Rn ser maior na estação chuvosa do Pantanal, na área da Reserva Particular do Patrimônio Natural – MT, além de mostrar que os valores de H apresentam sazonalidade inversa às florestas na região Amazônica, com maior média na estação chuvosa e menor na seca.

Sobre o entendimento dos fluxos de energia nas áreas de planície de inundação, Borma et al. (2009) mostrou que na planície de inundação sazonal da Ilha do Bananal, a evapotranspiração da área pode ser influenciada pelas inundações sazonais, a vegetação ao longo destas florestas de várzea na Amazônia erroneamente pode ser pensada como um ecossistema com abundante disponibilidade de água, onde aparentemente a forte drenagem dentro do solo arenoso permeável ajuda a explicar a transição da umidade do solo entre as estações, tendo esta umidade do solo, que foi substancialmente deplecionado durante a estação seca, e os mecanismos adaptativos de vegetação, tais como senescência foliar, contribuído para limitar a evapotranspiração na estação seca.

A drenagem forte dentro de solos arenosos permeáveis ajudou a explicar a depleção de umidade do solo, e estes resultados sugerem que a área de inundação do Bananal mostra um padrão diferente em relação às florestas da Amazônia de terras altas, sendo mais semelhante às áreas do cerrado stricto sensu no Brasil central. A variabilidade anual e a influência dos

climas extremos nestes ecossistemas também foram pouco investigadas. Por exemplo, em 2005 e 2010 com severas secas na região amazônica (LEWIS et al., 2011), com três epicentros de anomalias negativas de precipitação no sudoeste da Amazônia, centro-norte da Bolívia e Mato-grosso em 2010, e em 2005 com um epicentro à Sudoeste. Gatti et al. (2014) reportam que na bacia Amazônica se reduz expressivamente a absorção de CO_2 nos anos muito secos, em razoável parte devido à redução da atividade fotossintética.

Os impactos da variação da concentração do carbono atmosférico no clima, bem como as consequências na evolução do sistema terrestre, são uma grande motivação para se entender os mecanismos de transferência, suas fases e períodos de permanência em cada compartimento, pois o carbono constitui a metade da matéria viva e sedimentar do planeta (CHAPIN et al., 2006). Nota-se, portanto, que existe a necessidade em se criar um melhor entendimento sobre os ciclos biogeoquímicos dos gases mencionados e de fluxos energéticos na região amazônica para tentar responder estas e outras questões centrais sobre o controle climático da floresta sobre o clima e as emissões destes gases, linha de pesquisa esta onde se enquadra este trabalho.

1.1 Objetivos e metas específicas

O objetivo desta tese é discutir os padrões microclimáticos e dos fluxos atmosféricos de energia e de CO_2 , medidos em uma torre micrometeorológica sobre uma área de transição cerrado/floresta em planície de inundação na Ilha do Bananal, com ênfase nos efeitos da sazonalidade da inundação, e dos fluxos atmosféricos evasivos de CO_2 e CH_4 medidos no rio Araguaia próximo à torre. As metas específicas do trabalho são:

- (a) Descrever os padrões sazonais das variáveis climáticas e dos fluxos atmosféricos de energia e massa.
- (b) Aperfeiçoar as estimativas da troca de CO_2 como cálculo do armazenamento vertical de CO_2 , respiração, produtividade primária bruta e troca líquida do ecossistema.
- (c) Investigar os efeitos da sazonalidade e da inundação nos fluxos atmosféricos, e o controle das variáveis climáticas.
- (d) Estimar os fluxos evasivos de CO_2 e metano com dados de uma campanha experimental no rio Araguaia.

Esta tese está estruturada em quatro partes: na primeira são apresentadas uma revisão dos conceitos envolvidos no estudo e uma linha histórica das investigações relacionadas às medidas de fluxo de CO_2 e CH_4 na Amazônia empregando técnicas micrometeorológicas. Na

segunda parte é descrito o sítio experimental e as técnicas do trabalho. Na terceira encontram-se os resultados e discussões e na quarta as conclusões do estudo. A hipótese levantada é de que a inundação sazonal influencia o ciclo do carbono e fluxos energéticos no sítio, e por via dos objetivos supracitados pretende-se responder qual o papel da inundação no ciclo de CO₂ e no particionamento energético no sítio.

2 MATERIAL E MÉTODOS

Considerando que a superfície global terrestre ou aquática tem a propriedade de absorver CO_2 por fotossíntese, e de emitir CO_2 por respiração autotrófica e heterotrófica, seguem algumas definições das trocas ou fluxos de CO_2 (quantidade por unidade de área e tempo), para fins de estabelecer uma terminologia ao trabalho, conforme Chapin et al. (2006) e citado por Freitas (2011):

Produtividade Primária Bruta (PPB) ou Gross Primary Production (GPP): quantidade total de CO_2 assimilado pelo produtor primário via fotossíntese;

Respiração Autotrófica (RA) ou Autotrophic Respiration (AR): soma da respiração de todas as partes vivas do produtor primário que foi emitida para a atmosfera.

Produtividade Primária Líquida (PPL) ou Net Primary Production (NPP): diferença entre o total de CO_2 assimilado via fotossíntese e a respiração do produtor primário, ou seja, $PPL = PPB - RA$;

Respiração Heterotrófica (RH) ou Heterotrophic Respiration (HR): parte de CO_2 emitido para a atmosfera como produto da respiração dos organismos heterotróficos (animais e micróbios);

Respiração do Ecossistema (RE) ou Ecosystem Respiration (ER): é a soma de respiração de todos os organismos, ou seja, $RE = RA + RH$;

Produção Líquida do Ecossistema (PLE) ou Net Ecosystem Production (NEP): diferença do CO_2 assimilado pela fotossíntese do produtor primário e a respiração do ecossistema (produzida por plantas, animais, micróbios), ou ainda a taxa líquida de carbono assimilado pelo ecossistema. Desta forma, $PLE = PPB - RA - RH = PPB - RE = PPL - RH$;

Fluxo Líquido do Ecossistema (FLE) ou Net Ecosystem Exchange (NEE): troca líquida ou fluxo de CO_2 entre a superfície e a atmosfera por todas as possíveis fronteiras, verticais e/ou horizontais (BALDOCCHI, 2003).

O FLE é definido com sinal positivo na micrometeorologia como a entrada de CO_2 na atmosfera. Desta forma, por convenção, FLE é negativo quando PLE é positivo e vice-versa.

2.1 Estimativas da estação seca e da inundação

Foi calculado o comprimento da estação seca para cada ano, calculado a partir de dois critérios: o relatado em Sugahara (1991), utilizado por Marengo et al. (2001) na Amazônia, e

baseado na chuva acumulada por pântada (5 dias), em que o início da estação chuvosa se dá na primeira ocorrência de 10 mm de precipitação em uma pântada, desde que a precipitação nas três pântadas seguintes seja superior a 15 mm/pântada, e o fim da mesma ocorre na pântada a partir da qual a precipitação nas três pântadas seguintes seja inferior a 15 mm/pântada, seguida de uma pântada com precipitação menor que 10 mm.

No outro critério, de Stern e Coe (1982), o início da estação chuvosa se dá no primeiro dia em que ocorrer 20 mm/dia de chuva, desde que não ocorra na sequência imediata um período seco de sete ou mais dias. Notou-se após a estimativa pelos dois métodos que a diferença do comprimento da estação seca foi pequena (valores individuais não mostrados aqui), no máximo de 15 dias, e até nula em alguns anos, pelo que usou-se uma estimativa única aproximada (ponto de igualdade entre as duas estimativas). Dados de umidade volumétrica do solo para compor a taxa de variação diária de água no solo (ΔS) foram utilizados para a estimativa da duração da inundação a cada ano, integrando dados entre 20 a 293 cm de profundidade. Durante a estação chuvosa há grande oscilação do sinal de ΔS , os positivos devido às entradas intermitentes de água por precipitação, intercalando dias pouco chuvosos ou secos com valores negativos entre -20 mm dia^{-1} a 37 mm dia^{-1} . Notam-se certas épocas do ano quando ΔS tende a se estabilizar temporalmente ao redor de zero, indicando uma quantidade de água no solo invariante.

Esta estacionariedade pode decorrer simplesmente da compensação da infiltração da chuva com as perdas por evapotranspiração e drenagem vertical, mas a duração persistente de estabilização de $\Delta S \approx 0$, em conjunto com as observações do nível do aquífero, é uma boa indicadora da lâmina d'água da superfície na estação chuvosa devido à inundação.

2.2 Sítio experimental

As medições foram feitas em um sítio experimental de planície de inundação no parque Estadual do Cantão, 260 km a oeste de Palmas, Tocantins, Brasil (Figura 1a), no contexto do programa LBA, em uma torre micrometeorológica com medidas de fluxos turbulentos de energia e CO_2 , e de variáveis meteorológicas, supervisionada tecnicamente pelo Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP.

A região da planície do Araguaia, onde encontra-se a Ilha do Bananal, destaca-se por exuberante paisagem com aspectos do bioma Cerrado e Amazônico com três unidades de conservação, o Parque Nacional do Araguaia, o Parque Estadual do Cantão (PEC) e a Área de

Proteção Ambiental do Cantão. O PEC mostra alta riqueza biológica, bom estado de preservação, função como recurso crítico para a alimentação e reprodução de populações de peixe do médio Araguaia, e facilidade de acesso, que propícia o desenvolvimento de atividades de recreação e turismo, importantes para o desenvolvimento regional (SEPLAN, 2004). A Ilha do Bananal abrange uma área de $\sim 21.000 \text{ km}^2$ ($\sim 80 \times 260 \text{ km}$) e é a maior ilha fluvial do mundo, coberta na maior parte por savanas e pastagens, em inundações sazonais geralmente de Fevereiro a Junho (Figura 1- c) (BORMA et al., 2009).

A torre está situada a $\sim 2 \text{ km}$ a leste do Rio Araguaia, nas coordenadas $9^\circ 49' 27.9'' \text{ S}$, $50^\circ 08' 92.8'' \text{ W}$, a 120 m de altitude, cerca de 1 km a leste do rio Javaézinho, na fronteira norte da Ilha do Bananal (Figura 1a). Embora a região seja classificada como ecótono pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a paisagem local não é estritamente ecotonal, mas com ecossistemas distintos que se manifestam muito relacionados com a profundidade do aquífero (ROCHA et al., 2009). Assim a área de *fetch* das medidas de fluxos turbulentos da torre cobre três tipos de fisionomia (Figura 2) que tendem a acompanhar o nível topográfico: na parte mais alta o Cerradão e florestas semidecíduais (árvores com altura média aproximada de 18 m e arbustos esparsos), na parte intermediária e marcadamente a leste da torre o cerrado *s.s.* (matagal denso, com árvores de 5 m de altura e sub-bosque), e nas partes mais baixas onde o nível do aquífero é muito raso, há pequenas áreas de campo limpo e lagoas isoladas (Figura 1c). O desnível destas áreas é pequeno (BORMA et al. 2009). O solo nas imediações é arenoso hidromórfico (Glei húmico).

O clima regional é quente e sazonalmente úmido, com médias de precipitação anual de $\sim 1466 \text{ mm ano}^{-1}$, aproximadamente 90% da chuva anual na estação chuvosa entre Outubro e Abril (BORMA et al., 2009) e portanto típico do bioma Cerrado no Centro-Oeste do Brasil. As médias mensais de temperatura do ar variam de $25,1^\circ\text{C}$ em Janeiro a $26,4^\circ\text{C}$ em setembro, com a estação seca bem definida entre Maio e Setembro.

Figura 1 - (a) Localização geográfica do sítio experimental, destacando a posição das duas torres de fluxo, (b) localização do Parque estadual do Cantão e indicações da Ilha do Bananal, principais rios no parque e posição da torre micrometeorológica e (c) transecto hidrológico durante o período não inundado (Julho a Janeiro) (topo) e o período inundado (Fevereiro a Junho). P1 a P5 indicam onde estão instalados os piezômetros que medem o nível da água abaixo da superfície (Nível do aquífero, daqui em diante referenciado como NA) antes da inundação. Adaptado de Borma et al., 2009.

Adicionalmente foi feita uma campanha de medição de fluxos turbulentos no Rio Araguaia, no perímetro da fazenda Fartura ($09^{\circ}54'13''$ S; $50^{\circ}16'08''$ W), Santa Terezinha- MT, às margens do rio Araguaia e cerca de 15 km a sudoeste da torre micrometeorológica do Javaezinho (Figura 1- a). Utilizou-se uma treliça de alumínio com 6m de comprimento, a 6 m do rio, para medidas contínuas de variáveis meteorológicas e concentrações de CO_2 , H_2O e

CH₄. As figuras 2c e 2d mostram a configuração da torre às margens do rio e a disposição dos sensores utilizados, e as figuras 2 a e 2 b mostram a torre micrometeorológica do LBA e alguns sensores instalados acima do dossel vegetativo.

Figura 2 - (a) - Vista de base da torre micrometeorológica do LBA no parque estadual do Cantão- TO. (b) - Visão do topo da torre micrometeorológica do LBA, com anemômetro e painéis solares. (c) - Visão geral da torre às margens do rio, na fazenda Fartura – Santa Terezinha-MT e (d) - Detalhes das disposições dos sensores da torre.

2.3 Medições

A torre micrometeorológica é uma estrutura vazada retangular de 42m de altura, com escadas e plataformas de ferro galvanizado, seção horizontal de 1 m x 2 m. O sistema de energia elétrica foi composto por painéis solares acima do dossel e conjunto de baterias estacionárias de ciclo profundo (12 V DC), alojadas em dois módulos de madeira anexos à torre, a 12 m de altura.

O início do monitoramento foi em 27 de outubro de 2003 sob coordenação administrativa do escritório LBA-TO na Universidade Federal do Tocantins, e base logística nas instalações do Centro de Pesquisa do Cangaçu (CPC) a ~20 km ao sul da torre micrometeorológica (OLIVEIRA, 2006).

Na torre micrometeorológica se dispôs de medidas de variáveis climatológicas, sistema de Eddy Covariance (EC), composto por um anemômetro sônico para medidas tridimensionais de vento e um analisador de gás, além de um perfil vertical de CO₂. Os dados observados serão discutidos no período de Jan/2004 a Jan/2015, com exceção do fluxo líquido do ecossistema (FLE), que foi estimado a partir de 2011 com o início das medidas do perfil vertical de CO₂. Foram feitas as medidas descritas na Tabela 2 com gravação de médias de 15 minutos. Para as medidas de fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e CO₂, respectivamente, foram usados um sistema de EC composto por anemômetro sônico analisador de gás por infravermelho de caminho aberto na taxa de aquisição de 10 Hz, a 43m de altura, e com equipamentos descritos na Tabela 2. O sistema de perfil de CO₂ foi constituído por um analisador de CO₂ com oito níveis de medição da concentração, sendo 6 abaixo do topo do dossel (0,3;1,1; 1,8; 5,8;11,8 e19,6 m) e 2 acima (30,6 e 40,3 m).

O sistema de EC na torre do Rio Araguaia foi posicionado 1 m acima do topo da torre, a 7 m de altura, em conjunto com a medição da temperatura e umidade do ar a 1,5 m e 5 m de altura. Os dados climáticos foram gravados com médias de 10 minutos. Os dados de EC tiveram aquisição de 20 Hz, com concentrações de CO₂ e H₂O com analisador de gás LICOR 7500, e anemômetro sônico CSAT-3 para medidas tridimensionais do vento. Neste sistema ainda mediu-se a concentração de CH₄ por um analisador de gás LICOR 7700 (de caminho aberto) e por um analisador *Fast Methane Analyzer* (de caminho fechado, daqui em diante chamado de FMA), com tomada de ar no mesmo nível do sensor LICOR 7700.

O tubo da tomada de ar do FMA teve 9,2 m de comprimento, com bomba de fluxo de vazão de 88 L/min. Para fins de comparação com a superfície de terra firme, dados determinados como advindos da direção do rio foram considerados como sendo entre 30° e 150° de direção do vento. No total, foram considerados válidos 66% dos dados de concentração de CO₂ medidos. O controle de qualidade se deu pelo limiar do código AGC de desobstrução do caminho ótico *a priori* (63% dos dados), que indica situações de mal funcionamento do sensor, e depois foram reaproveitados os dados além do limiar levando-se em consideração o padrão de dados bons em torno do dado previamente rejeitado: se o dado rejeitado estivesse dentro do intervalo de dados aceitos do horário próximo, e sem chuva, o dado seria reaproveitado.

Dos dados reaproveitados, 47% (em relação aos 100% de dados válidos) foram considerados da direção do rio. Os dados de concentração de CH₄ do FMA considerados válidos foram de 48%, enquanto foram considerados válidos 24% dos dados de concentração

de CH_4 do LICOR 7700. O critério para classificação destes dados como “aceitáveis” foi o mesmo para os fluxos de CO_2 , descrito na figura 49.

A densidade de dados do LICOR é menor que a do FMA devido o fato de o sensor ser caminho aberto, mais suscetível a interferências no caminho óptico causadas por intempéries, como chuva, chuviscos e pequenos “redemoinhos de areia” provenientes de pequenas praias no entorno do sítio experimental. O período das medições foi de 12 a 27 de fevereiro de 2011. A descrição dos sensores e medidas está na Tabela 1 e Figura 3.

Figura 3 -(a) Desenho esquemático da plataforma instrumental, que mede dados de saldo de radiação (Net), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (RH), irradiância solar incidente e refletida (K_i e K_r), radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida (PAR_in e PAR_out), velocidade e direção do vento (Wind speed e Wind direction); Fotos do (b) piranômetros solar, global e saldo-radiômetro no setor Norte da torre; (c) anemômetro sônico e analisador $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ a 43 m de altura.

Tabela 1- Lista de variáveis, constituintes atmosféricos e instrumentação automática instalada na torre micrometeorológica da ilha do Bananal e na campanha do Araguaia

Medidas / taxa de amostragem / período das médias	Instrumento usado
Fluxos á Superfície:	
Eddy covariance: Fluxos turbulentos de calor latente ($W m^{-2}$), calor sensível ($W m^{-2}$) e CO_2 ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$) / 10Hz/30 minutos	1 Anemômetro sônico Campbell -CSAT3; 1 Analisador de gás por infravermelho Licor Li-7500.
Fluxos turbulentos de CH_4 ($nmol m^{-2} s^{-1}$) / 20 Hz/30 minutos	1 Analisador de gás por infravermelho Licor Li-7700; 1 Analisador de gás por espectrometria FMA – Los Gatos Research.
Armazenamento vertical de CO_2 ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$) /1 Hz/ 30 minutos	Perfil vertical com 8 níveis de medidas da concentração de CO_2 obtidas com analisador de gás por infravermelho Licor Li-820.
Fluxos de Radiação:	
Radiação solar global incidente e refletida ($W m^{-2}$) / 1 minuto/ 30 minutos	2 Pirômetros Kipp-Zonen SP Lite.
Radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$) / 1 minuto/ 30 minutos	2 Radiômetros Kipp-Zonen SP Lite.
Saldo de radiação ($W m^{-2}$) / 1minuto/ 30 minutos	1 Saldo radiômetro Kipp-Zonen NR Lite.
Variáveis Climatológicas:	
Temperatura ($^{\circ}C$) e umidade relativa do ar (%) / 1	1 termo-higrômetro VAISALA HMP45C.
Precipitação pluviométrica (mm) / 1 minuto/ 30 minutos	1 Pluviômetro Hydrological Services TB3.
Direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (ms^{-1}) / 1minuto/ 30	1 Anemômetro Met One 034B.
Variáveis do solo:	
Fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) / 1minuto/ 30 minutos	5 Fluxímetros REBS HFT3.
Nível do aquífero (m)	5 poços piezométricos.
Umidade volumétrica do solo ($m^3 m^{-3}$)	5 FDR (Frequency Domain Reflectometry).

2.4 Fluxos turbulentos

Desde a década de 1990 muitas medidas com o sistema da covariância dos vórtices turbulentos (EC) foram estabelecidas em todo o mundo (AUBINET et al, 2000) para se estimar também a produtividade líquida do ecossistema. Este método micrometeorológico é conveniente quando aplicado em locais predominantemente planos, e homogêneos se pretender-se associar a fonte-área da superfície com um certo tipo de cobertura do solo. A densidade de fluxo de uma variável atmosférica é estimada no conceito de que o fluxo turbulento desta grandeza é calculado pela sua covariância com a componente vertical da velocidade do vento. No caso dos fluxos turbulentos de CO₂ (Fc), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) podem ser escritos como (BALDOCCHI, 2003):

$$Fc = \overline{w' \rho_c'}$$

(1)

$$H = \rho_p \overline{w' T'}$$

(2)

$$LE = \rho \lambda \overline{w' q'}$$

(3)

Onde w' , ρ_c' , T' e q' são as flutuações da média em um intervalo de tempo (geralmente de 30 minutos) da componente vertical do vento, da densidade de CO₂, da temperatura do ar e da umidade específica do ar, respectivamente. λ é o calor latente de vaporização, ρ é a densidade do ar e cp é o calor específico do ar. Quando a atmosfera encontra-se neutra, as condições ideais de estacionariedade e de homogeneidade espacial podem ser mais notáveis (FINNIGAN, 2004). Uma forma de avaliar a intensidade da turbulência mecânica é por meio da velocidade de fricção (u^*):

$$u^* = \sqrt[4]{\overline{u' w'}^2 + \overline{v' w'}^2} \quad (4)$$

Os valores próximos a zero indicam condições turbulentas fracas e, em geral superiores a 0,2 m/s indicam condições mais fortes. Em regime turbulento fraco, ou topografia com inclinação acentuada, espera-se que, em especial para a concentração de CO₂, a variabilidade medida decorra também da contribuição de outros modos de transporte que não os turbulentos. Portanto, a troca líquida completa de CO₂ do ecossistema (por todas as

fronteiras, verticais e horizontais (WOFSY et al., 1993) é descrita na eq. (5) (Figura 4), e inclui o fluxo de CO₂ turbulento (termo 1); a variação temporal do armazenamento vertical de CO₂ abaixo do dossel (termo 2) e os transportes lentos advectivos horizontais e vertical de CO₂ (termos 3 e 4). O primeiro termo foi obtido pelo método de EC; O termo (2) foi calculado com o perfil vertical de medidas de concentração de CO₂ da superfície até o topo. Supõe-se que a região é plana, desprezou-se os termos 3 e 4, embora não se garanta idealmente esta condição, já observada mesmo em áreas de floresta de terra firme na Amazônia com desnível pouco acentuado (GOULDEN, M. L; MILLER, S.D.; ROCHA, H.R. 2006).

$$NEE = \underbrace{\frac{1}{V_m} (\overline{w'c'})}_I + \underbrace{\int_0^h \frac{1}{V_m} \left[\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} \right] dz}_II + \underbrace{\int_0^h \frac{1}{V_m} \left(\bar{u}(z) \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v}(z) \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) dz}_III + \underbrace{\int_0^h \frac{1}{V_m} \bar{w}(z) \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} dz}_IV \quad (5)$$

Figura 4 - Representação dos fluxos de carbono em um volume de controle. Kutsch et al., 2008.

Foram calculados os fluxos turbulentos em pós-processamento por meio da correlação em torno da média de blocos de 30 minutos, e para reduzir amostragens das variáveis não simultâneas e maximizar a covariância, as séries temporais foram defasadas com uma correção conhecida como *lag correction* (ZERI, 2008). Modificações termodinâmicas do ar também podem alterar as medidas de concentração de gases. A diferença de densidade do ar causada pela variação da quantidade de vapor d'água e/ou aquecimento/resfriamento entre parcelas de ar que atravessam o caminho óptico do analisador de gás de caminho aberto também afetam a medida do CO₂, e assim para estimar corretamente a densidade molar do CO₂ foi feita a correção de Webb, Pearman e Leuning (1980). O posicionamento horizontal

inexato do anemômetro sônico pode provocar o surgimento de velocidades verticais aparentes, tendo sido feita a correção deste efeito com a rotação de coordenadas dos eixos das componentes do vento, ao alinhar o escoamento médio do vento com os eixos do sensor (VON RANDOW et al., 2004; ZERI, 2008; FREITAS, 2011).

2.5 Variação do armazenamento vertical do CO₂

O fluxo por variação temporal do armazenamento vertical (eq. 5) do CO₂, desde a superfície até o nível de referência h em um intervalo de tempo, foi calculado aproximando-se as derivadas temporais por diferenças finitas entre duas medidas sucessivas em cada nível e posterior integração vertical dos valores calculado por meio da média móvel centrada de três pontos (MORGENSTERN et al., 2004; CABRAL et al., 2011) de forma ponderada pelas espessuras das camadas verticais por nível de amostragem (CABRAL et al., 2011; DE FREITAS, 2011), conforme:

$$S_c = \int_0^{z_r} \frac{\partial c}{\partial z} dz \quad (6)$$

Onde Z_r , c , t e z representam a altura da medição do fluxo turbulento(m), a concentração de CO₂, o tempo (s) e a altura das medidas de concentração de CO₂ (m), respectivamente.

2.6 Preenchimento de falhas do FLE

Discutiram-se os métodos utilizados para o preenchimento dos dados horários das medidas de campo do fluxo turbulento e da variação do armazenamento, de forma a completar uma série contínua do FLE.

2.6.1 Períodos diurnos

Para o preenchimento de falhas diurnas de FLE, utilizou-se a relação entre a radiação fotossinteticamente ativa (RFA) e os dados observados de FLE (HUTYRA et al., 2008;

CABRAL et al.,2011). O padrão de relação hiperbólica entre estas variáveis envolve coeficientes que representam a máxima eficiência fotossintética do dossel (a_2), o seu rendimento (a_3) e a média da respiração noturna do ecossistema (a_1) como intercepto da curva (HUTYRA, 2008), tal que:

$$FLE = a_1 + \frac{a_2 \cdot RFA}{a_3 + RFA} \quad (7)$$

Foram excluídos os valores de FLE para $RFA < 40 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, uma vez que desta condição associa-se geralmente à fraca turbulência e bruscas mudanças nos níveis de luz (HUTYRA, 2007).

2.6.2 Períodos noturnos

Na condição de mistura turbulenta insuficiente noturna há subestimativa dos fluxos positivos noturnos de CO_2 (GOULDEN et al.,1996; BALDOCCHI et al., 2001). Alguns autores contornaram o problema com a substituição das estimativas, pela médias dos dados noturnos em condições de turbulência suficiente (definida a partir de um limiar de u^*) de FLE, o que viabilizaria estimar a RE noturna (HUTYRA et al., 2007; SALESKA et al., 2003). De forma geral, buscou-se preencher ausência de dados do FLE, ou substituir na condição de u^* abaixo de um limiar. Foram separadas as horas noturnas de cada dia no período de 18h às 5h do dia seguinte para corrigir se necessário. Se o dado horário precisa ser substituído, é verificada a ocorrência de no mínimo 36 médias horárias válidas durante 5 dias (entre dois dias anteriores e dois posteriores). O dado será substituído pela média dos valores válidos nesta janela de 5 dias, e se não for encontrada, buscam-se janelas maiores de 11 15, 21 e 31 dias sucessivamente até confirmar. Caso não haja confirmação, o dado horário não tem valor atribuído e é considerado falha.

Conforme a ilustração em uma floresta tropical de terra firme (Figura 5) pode ocorrer a mudança de padrão de FLE ao redor do limiar de u^* .

Figura 5 – Relação entre FLE, fluxo turbulento e armazenamento noturno versus u^* noturno. A linha pontilhada traça o limiar da mudança no padrão a partir de determinado u^* (Hutyra et al., 2008).

2.6.3 Balanço de energia

O balanço de energia se fundamenta no princípio da conservação da energia e pode ser escrito como:

$$\bar{Rn} = \bar{H} + \bar{LE} + \bar{G} + \Delta S \quad (8)$$

Em que:

Rn é o saldo de radiação ($W m^{-2}$),

LE é o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), sendo L o calor latente de evaporação ($L = 595 - 0,51t$), onde t é em $^{\circ}C$.

H é o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$),

G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$),

ΔS é a taxa de armazenamento de calor sensível e latente na biomassa (Wm^{-2}).

O balanço de energia fica simplificado suprimindo-se o termo ΔS , em geral inferior a 5 % de Rn . Segundo Michiles e Gielow (2006) a inclusão do termo ΔS é importante para floresta

Amazônica devido à sua expressiva biomassa, e segundo Moore e Fisch (1986), para a Reserva Ducke, em Manaus, a estimativa é:

$$S = S_r + S_q + S_{r^*} = 16,7\Delta T_r + 28,0\Delta q_r + 12,6\Delta T_r^* \quad (9)$$

Onde ΔT_r , Δq_r e ΔT_r^* são, respectivamente, as variações horárias da temperatura, da umidade específica (dada em g kg^{-1}) e da temperatura adiantada em uma hora do ar.

Outros dois índices serão discutidos neste trabalho, a fração evaporativa (Λ), que estima a fração da energia disponível utilizada na evapotranspiração, e a razão de Bowen (β) que determina a razão entre os fluxos de calor sensível pelo fluxo de calor latente, descritos como:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (10)$$

$$\Lambda = \frac{LE}{Rn - G} \quad (11)$$

2.7 Medições de fluxos evasivos no rio Araguaia com câmara

Algumas medidas de fluxos de CO₂ e CH₄ com câmara foram feitas no Rio Araguaia pela equipe do Cena/USP, coordenada pelos pesquisadores Fátima Raser e Alex Krusche, e inseridas aqui para auxiliar a comparação com os dados micrometeorológicos. O fluxo na interface água-atmosfera foi medido com câmara flutuante (área: 0,125 m², volume: 10,6 l) estimado a partir da variação da concentração do gás dentro da câmara no tempo, segundo a equação:

$$F = (\delta p_{\text{gás}} / \delta t) (V / RTA) \quad (12)$$

Onde F é o fluxo (mol gás m⁻² s⁻¹), ($\delta p_{\text{gás}} / \delta t$) é a inclinação da reta (ppm s⁻¹) calculada pela regressão linear entre o tempo e a concentração do gás no ar dentro da câmara, V é o volume (m³) do sistema, R a constante do gás (atm m⁻³ mol⁻¹ K⁻¹), T a temperatura do ar (K) e A é a área superficial de água na câmara (m²). Para as medidas de fluxo de CO₂ a câmara foi conectada a um circuito fechado de ar (fluxo de 150 ml min⁻¹) acoplado a um analisador de CO₂ Li-COR *Instruments* LI-820. As leituras foram realizadas a cada segundo durante aproximadamente 5 minutos. Para as medidas de fluxo de CH₄ foi adaptada à câmara uma conexão para a coleta do ar, com seringa de 60 ml, nos tempos 0, 5, 10 e 15 minutos. A concentração de CH₄ foi determinada por cromatografia gasosa.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Variáveis Climáticas

A precipitação (Figura 6) mostrou acumulados anuais (ano hidrológico de outubro a abril) variando entre 1300 e 1900 mm, com uma estação seca bem definida entre os meses de Maio e Setembro. As falhas de dados de precipitação foram preenchidas com dados do *Climate Prediction Center* (CPC), que por sua vez mostraram-se superestimadas em ~ 26% quando comparadas linearmente com os dados observados (Figura 7). Em comparação com o intervalo da média anual de precipitação na bacia Amazônica, que varia de aproximadamente 2000 mm/ano na metade sul (onde se encontra a área de estudo) a 3000 mm/ano no quadrante noroeste (LIEBMANN et al., 2001), os extremos observados no sítio experimental situaram-se mais próximos do limite inferior, o que não é uma surpresa para uma região de transição climática entre o bioma da Amazônia e do Cerrado.

Figura 6 - Precipitação acumulada (em mm ano⁻¹) nos anos de 2004 a 2014 (ano hidrológico). A área hachurada em cinza delimita a estação seca climatológica (de 01 de maio a 30 de Setembro).

Figura 7 – Comparação entre a precipitação acumulada mensal (em mm/mês) nos anos de 2004 a 2014, com dados da torre do sítio experimental e do Climate Prediction Center (CPC).

Ocorreram na Amazônia duas grandes secas históricas nas últimas décadas, em 2005 e depois em 2010, sendo que esta última foi considerada a maior dos últimos 40 anos (MARENGO et al. 2011; 2012), e que aparentemente também influenciaram a área experimental. O ano hidrológico de 2005/2006 foi o mais chuvoso da série medida, que ocorreu após a intensa seca da Amazônia no início de 2005, manifestada principalmente nos setores oeste e sudoeste (SALESKA et al., 2007; MARENGO et al., 2008, LEWIS et al., 2011). O ano hidrológico 2004/2005 foi um dos mais secos da série (1471 mm) (Figura 6), próximo também do período 2009/2010 (1491 mm), que foram apenas levemente superados nos anos 2006/2007 (1376 mm) e 2007/2008 (1384 mm).

O período de duração das estações secas a cada ano (Figura 8), estabelecido pelos critérios de Sugahara (1991) e Stern e Coe (1982), está representado por barras verticais hachuradas em cinza em várias figuras mostradas a seguir, descrito como "estação seca do ano", que é diferente de "estação seca climatológica" citada em outras figuras. A duração da estação seca dos anos foi maior em 2010 (média de 207 dias), seguida de 2005 (média de 195 dias), reforçando os indícios de que as grandes secas recentes da Amazônia influenciaram também a região experimental a leste. Para identificar os anos mais quentes das medidas, calcularam-se a temperatura média diária e a precipitação, respectivamente para a estação seca de cada ano e para a estação chuvosa (Figura 9). O ano de 2010 apresentou a maior temperatura na estação seca e chuvosa, além da menor precipitação tanto na época seca

quanto na chuvosa, enquanto que o ano de 2005 teve a segunda maior temperatura na estação chuvosa. Estes indícios corroboram a influência das grandes secas na área experimental.

Figura 8 – N° de dias de duração da estação seca de cada ano, pelos critérios de Sugahara (1991, barras cinza) e Stern e Coe (1982, barras pretas).

Figura 9 - (a) - Médias anuais de temperatura média diária (°C), para a estação chuvosa e (b) - para a estação seca.

A cobertura de nuvens e em última instância a atenuação atmosférica mostrou ser o principal controle da sazonalidade da irradiância solar incidente (K_i) e refletida (K_r) (Figura 10a) e da RFA incidente e refletida (Figura 10b). A irradiância solar no topo da atmosfera (K_{i_Topo} , apresentada na Figura 10a) aparece defasada da irradiância na superfície, que por

sua vez mostrou máximos no mês de agosto, e mínimo em abril, último mês da estação chuvosa climatológica.

Esta sazonalidade é similar à reportada no Sul da Amazônia por Aguiar (2005) em Ji-Paraná-RO e Spolador et al. (2006) em Sinop-MT. Por outro lado a sazonalidade do albedo solar mostra-se um pouco defasada do albedo da RFA. Os padrões (Figura 10a e Figura 10b) mostram o albedo solar com máximos no final da estação seca (agosto-setembro), enquanto que o albedo RFA mostrou máximos estendidos de abril a julho, quando geralmente há o final da inundação até meados da estação seca. Esta associação com a inundação é melhor visualizado na variação interanual (Figura 11) com uma tendência de elevação do albedo RFA após o início da inundação mais precoce do que no albedo solar, com diferença de várias semanas.

Desta forma há um primeiro indício da inundação controlar e disparar a redução da absorção fotossintética, mesmo antes da manifestação da estação seca, o que foi inicialmente reportado em Oliveira (2006) para 2004 e 2005. O albedo solar variou sazonalmente entre 13% a 20%, e o albedo RFA de 3% a 5%. O início da estação chuvosa marcou os mínimos anuais dos albedos solar e RFA, quando a vegetação recupera as folhas verdes promovendo mais absorção de radiação. Culf et al., (1995) mostraram nas florestas tropicais de terra firme na Amazônia uma sazonalidade semelhante, com a diminuição do albedo solar na estação úmida em consequência da menor exposição do solo, folhas mais escuras e maior umidade foliar.

Os padrões médios de albedo solar aqui reportados são ligeiramente superiores aos de florestas tropicais de terra firme na Amazônia, entre 12% e 14% (CULF *et al.*, 1996), aos de Cerrado restrito em São Paulo, entre 10% e 15% (NEGRÓN-JUÁREZ 2004), porém mais próximos dos observados no Cerrado do Pantanal do MT (CORREIA *et al.*, 2002), de 16% no período seco e de 11% no período inundado, e de Villar et al., (2013) para a Ilha do Bananal (de 12,7 % a 19,2%). Essas comparações, embora ainda limitadas, sugerem que o albedo solar nas áreas de planície de inundação do Brasil (Bananal e Pantanal) seja geralmente maior que nas áreas de floresta tropical úmida de terra firme da Amazônia ou áreas de Cerrado, o que ainda requer metodologias a mais para uma determinação mais precisa do motivo, como a instalação e monitoramento contínuo de coletas de serrapilheira para análise da dinâmica de serrapilheira ao longo do ano, por exemplo.

Figura 10 - Médias mensais de: (a) radiação solar incidente (em W m^{-2}) e radiação solar refletida (em W m^{-2}) e albedo solar, e (b) radiação fotossinteticamente ativa incidente (em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e radiação fotossinteticamente ativa refletida (em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e albedo da RFA.

Figura 11- Médias pentadais de albedo solar (%) e albedo RFA (%). As barras hachuradas em cinza representam a estação seca do ano e as barras hachuradas em azul indicam o período de inundação do ano.

As médias pentadais de temperatura do ar (Figura 12a) variaram de 22°C a 31°C, tendo o ano de 2010 a máxima da série (31 °C). As médias pentadais de umidade relativa do ar (Figura 12b) variaram de 30% a 91%, com As médias mensais de precipitação (Figura 13a) estão bem relacionadas com a umidade relativa do ar (Figura 13a), sendo o mês de fevereiro o mais chuvoso e o trimestre junho, julho e agosto os mais secos. O máximo de temperatura média mensal do ar ocorre na transição da estação seca para chuvosa, em Setembro, precedido pelo mínimo de umidade relativa do ar média mensal em agosto enquanto o mínimo de temperatura ocorre em plena estação chuvosa em fevereiro, acompanhada do máximo da umidade relativa do ar (Figura 13a). Em termos de amplitude do ciclo diurno, tanto as mínimas como as máximas temperaturas do ar ocorrem em plena estação seca, no trimestre JJA (Figura 13b), a máxima favorecida pelo padrão de subsidência de grande escala no Inverno, e a mínima pela grande perda radiativa noturna de onda longa da superfície devido ao ar seco (Figura 13.c, d) o céu claro. Também por isso, a maior amplitude térmica diária é no trimestre JJA, e a menor no trimestre DJF, este último muito parecido com o trimestre

MAM (Fig. 13.b-d) e ambos caracterizados por maior umidade específica e umidade relativa do ar. Apesar da diferença pequena, o trimestre MAM tem umidade específica noturna ligeiramente maior em relação ao trimestre DJF, o que sugere ser uma influência particular do regime de inundação que é mais marcado na transição Verão-Outono.

Figura 12- Variação pentadal no período de 2004 a 2014: médias, máximos e mínimos de (a) temperatura do ar (°C); e (b) umidade relativa do ar (%).

Figura 13 - (a) – Médias mensais de temperatura do ar (linha preta), umidade relativa do ar (linha cinza), velocidade horizontal do vento (linha azul) e precipitação (barra), com ciclos médios diurno de: (b) temperatura do ar (°C), (c) umidade relativa do ar (%) e (d) umidade específica do ar (g kg⁻¹).

Os máximos absolutos da temperatura do ar horária (Figura 14b) variaram de 33° C a 37° C, aproximadamente em fase com a temperatura média mensal, mas com o mínimo em Junho defasado da temperatura mínima média mensal em Fevereiro, o que sugere também uma influência da inundação que se estende às vezes até o início de Junho.

Os mínimos absolutos da temperatura máxima horária do ar, sazonalmente entre 20° C a 28° C, (Figura 14b) e os mínimos absolutos de umidade relativa diária, entre 20% a 80%, (Figura 14c) tem padrões sazonais semelhantes ao da própria variabilidade média mensal. Na estação seca há um máximo da velocidade do vento média mensal (Figura 13a), coerente com a sazonalidade dos padrões de circulação de grande escala.

Mas os máximos absolutos da velocidade do vento horária (Figura 14d) ocorrem principalmente nos meses mais chuvosos, decorrente dos eventos rápidos de rajadas fortes de

tempestades, o que não acontece na estação seca, que todavia é quando o regime médio é maior durante todo o dia (Figura 14a).

Figura 14 – Máximas e mínimas absolutas diárias de cada mês para (a) temperatura do ar; (b) umidade relativa do ar; e (c) máximos absolutos diários de velocidade do vento por mês.

No padrão da velocidade do vento horizontal médio horário (Figura 15) separados em período diurno e noturno, nota-se a predominância de vento de direção Sul – Leste na estação seca (Figuras 15b e 15d). Na estação chuvosa a direção é dominante de Norte - Oeste (Figuras

15a e 15c) no período noturno e também no período diurno, apesar do último caso ter maior variabilidade das direções.

Este padrão em resumo mostra na estação seca uma direção dominante de Sudeste, que na estação chuvosa inverte-se girando de Nordeste (mais evidente à noite). Isso decorre dos diferentes fenômenos meteorológicos que influenciam a circulação, onde na estação chuvosa a zona de convergência de massa nos baixos níveis da região tropical da América do Sul (MARENGO,; SILVA DIAS. 2000) se associa ao escoamento em superfície com componente predominante de Norte-Nordeste sobre o Centro-Oeste; no outono e no Inverno, com a estação seca e a migração da célula de Hadley-Walker para o hemisfério Norte, na região define-se o escoamento em grande escala dominante de Leste à superfície.

A direção média horária do vento na estação seca sugere uma circulação local (Figura 16a), com giro do dia para noite, com componente dominante de Sul à noite, girando de leste durante o dia. Na estação chuvosa (Figura 16b) a componente é dominante de Norte o dia todo. O padrão médio diário da direção do vento observada na estação seca é coincidente com a reanálise do NCEP (Figura 17a, Figura 18b e 18d), muito similar no giro ao longo do dia, porém na estação chuvosa (Figura 17b, Figura 18a e Figura 18c) as comparações são discrepantes, onde a direção do NCEP é dominante de Leste e não se compara bem com as observações de Norte, como também reportado em Oliveira (2006). A direção média horária do vento na estação seca sugere uma circulação local (Figura 16a), com giro do dia para noite, com componente dominante de Sul à noite, girando de leste durante o dia. Na estação chuvosa (Figura 16b) a componente é dominante de Norte o dia todo. O padrão médio diário da direção do vento observada na estação seca é coincidente com a reanálise do NCEP (Figura 17a, Figura 18b e 18d), muito similar no giro ao longo do dia, porém na estação chuvosa (Figura 17b, Figura 18a e Figura 18c) as comparações são discrepantes, onde a direção do NCEP é dominante de Leste e não compara bem as observações de Norte, como também reportado em Oliveira (2006).

Figura 15- Anemograma (médias de 30 minutos). (a) Diurno estação chuvosa e (b) diurno estação seca; (c) noturno estação chuvosa e (d) noturno estação seca.

Figura 16 - (a) - Medidas da média diurna da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação seca e (b)- na estação chuvosa.

Figura 17 - (a) - média diurna da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação seca e (b)- na estação chuvosa, com dados do NCEP.

Figura 18- Anemograma (dados do NCEP). (a) Diurno estação chuvosa e diurno (b) estação seca; (c) noturno estação chuvosa e noturno (d) estação seca.

A transição dos padrões de vento diurno de Norte para Leste-Sudeste ocorre no mês de Abril (Figura 19a), girando novamente entre Setembro-Outubro, e nos ventos noturnos (Figura 19b). O giro da direção coincide também com o aumento (e diminuição) da velocidade do vento

Figura 19 - (a) - média mensal diurna (das 09:00 as 15:00) da velocidade (m s^{-1}) e direção do vento na estação e (b)- no período noturno (das 22:00 as 05:00).

Os padrões de vento também podem ajudar a identificar as influências das diferentes fontes de calor e umidade na superfície da região (seja a vegetação de terra firme, o rio e/ou a mata inundada). Conforme as Figura 1 e 2, as medições foram feitas no extremo nordeste da Ilha do Bananal, de forma que as áreas mais marcadas pela presença de água estão à Sudoeste da torre na escala regional (~ 10 km) e na escala mais local (~ 1 km) à Oeste onde situam-se os rios Javaezinho e Araguaia.

A Figura 20 mostra médias diárias de temperatura diurna discriminadas por direção do vento, para as quatro estações do ano, e indica que o ar é mais quente no vento das direções de áreas com vegetação de terra firme, e mais frio das direções de áreas mais úmidas. O efeito é mais intenso nos trimestres mais secos (JJA e SON).

Figura 20 – Médias diárias de temperatura do ar (°C) diurna discriminadas por direção do vento e por estações do ano.

O efeito se mostra também na umidade específica do ar por direção do vento (Figura 21), quando nos trimestres mais secos (JJA e SON) a umidade atinge até o dobro das direções de fontes mais úmidas em relação às fontes mais secas. Nos trimestres chuvosos (DJF e MAM), similar ao controle da temperatura, não se nota o efeito das fontes de umidade expressivamente devido à alta umidade do solo nas áreas de terra firme.

Figura 21 – Médias diárias de umidade específica do ar (g kg^{-1}) diurna discriminadas por direção do vento e por estações do ano.

3.2 Inundação, umidade do solo e nível

A série de médias diárias de umidade volumétrica do solo em diferentes profundidades (Figura 22) mostra a marcante sazonalidade, e os efeitos da inundação, com valores variando de $0,1 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ a $0,6 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Estes dados foram utilizados para a estimativa da duração da inundação a cada ano, por meio da taxa de variação diária de água no solo, ΔS , integrada entre 20 a 293 cm de profundidade (Figura 22), indicando o saldo diário entre a entrada de água (por infiltração superficial da chuva) menos a saída de água da camada (por evapotranspiração e/ou drenagem), que é negativo com perda de água do sistema e positivo com o acúmulo de água no solo. Durante a estação chuvosa há grande oscilação do sinal de ΔS , os positivos devido às entradas intermitentes de água por precipitação, intercalando dias pouco chuvosos ou secos com valores negativos entre -20 mm dia^{-1} a 37 mm dia^{-1} .

Notam-se certas épocas do ano quando ΔS tende a se estabilizar temporalmente ao redor de zero, indicando uma quantidade de água no solo invariante. Esta estacionariedade pode decorrer simplesmente da compensação da infiltração da chuva com as perdas por evapotranspiração e drenagem vertical, mas a duração persistente de estabilização de $\Delta S \approx 0$, em conjunto com as observações do nível do aquífero, é uma boa indicadora da lâmina d'água da superfície na estação chuvosa devido à inundação. Com o final da inundação há marcantes pulsos negativos de ΔS que interrompem o padrão. Na detecção destes pulsos

negativos, como ΔS é uma integração de umidade em várias camadas de profundidade, o nível de 20 cm é o mais superficial da medição e o primeiro a deplecionar de um dia para outro. Em resumo, o início e a descontinuidade da estacionariedade de $\Delta S \approx 0$ na série temporal foi um dos critérios para se estabelecer o dia do início e final da inundação. Estas taxas de variações do armazenamento de água em cada nível de medição (Figuras 66 a 74, em anexos) indicam o secamento das camadas superficiais inicialmente, com o secamento das camadas mais profundas alguns dias depois. A indicação da inundação com ΔS em cada ano está nas Figuras 75 a 83 dos anexos.

Figura 22 - Médias diárias de umidade volumétrica do solo (θ , em $\text{m}^{-3} \text{m}^{-3}$) para os níveis de 20, 40, 150, 220 e 293 cm; Taxa de variação de água (mm dia^{-1}) na camada do solo entre 20 cm a 293 de profundidade e precipitação (mm dia^{-1}). As barras azuis indicam o evento de inundação caracterizado por $\Delta S \approx 0$.

Os máximos da umidade volumétrica, que ocorrem na estação chuvosa e em especial na inundação, não são concordantes entre os diferentes níveis de medição. Por exemplo, (Figura

22) o máximo do nível 293 cm é de aproximadamente $0,42 \text{ m}^{-3}\text{m}^{-3}$, no nível de 20 cm é de $0,59 \text{ m}^{-3}\text{m}^{-3}$, no nível de 150 cm é $0,56 \text{ m}^{-3}\text{m}^{-3}$.

Esta discrepância pode decorrer por várias causas: a ausência da calibração direta no nível específico; a própria variabilidade natural do solo que possibilita haver propriedades físicas diferentes por nível e em especial a porosidade; e finalmente a limitação do próprio método de medida que possibilita amostrar em um volume de solo bastante limitado (na escala de 20 cm ao redor de um sensor de 10 cm de extensão). Para possibilitar uma análise um pouco mais extensa da informação, foi calculado o grau de saturação por nível de medição, igual à umidade volumétrica sobre a umidade volumétrica máxima do nível específico, o que permitiu certa padronização e comparação entre os níveis.

A sazonalidade do grau de saturação de umidade do solo e sua relação com os períodos de inundação do sítio foram reportados por Borma et al., (2009), que mostrou em dois anos de medição até 2m de profundidade os máximos na inundação e mínimos na estação seca, com o umedecimento da coluna de solo ocorrendo no sentido da base para o topo, como resultado direto do levantamento do aquífero decorrente da inundação.

Com um período mais extenso de medição e profundidade vertical até 2,9 m, mostra-se que no início da estação chuvosa que o grau de saturação mostra tendência temporal de elevação, até atingir a saturação igual a 1 (Figura 23). Nos segmentos de tempo no início da estação chuvosa, sugere-se que ocorreu, em todos os anos, primeiro o umedecimento dos níveis mais rasos (devido à profundidade limitada da infiltração), enquanto os níveis mais profundos ainda continuavam deplecionando, e vieram a umedecer apenas posteriormente um pouco mais tarde (Figura 23), provavelmente devido a velocidade da distribuição da água no perfil de solo devido suas propriedades físicas se dar lentamente.

Figura 23- Umidade do solo (grau de saturação) e precipitação (mm dia⁻¹) do período. Duração da inundação (início e final, em dias): 2004: 30/01- 11/06; 2005: 14/02 - 03/06; 2006: 11/12/05 - 17/06/2006; 2007: falha no sistema; 2008: 9/03 - 06/06; 2009: 04/03 - 21/06; 2010: 01/01 - 25/05; 2011: 05/02 - 09/06; 2012: 31/01 - 09/05; 2013: 20/01- 06/06; 2014: 31/01- 06/06.

A medição do NA nos poços piezométricos corroboraram os períodos de inundação estimados com base na umidade do solo. Os poços mais baixos (P3 e P5, apresentados na Figura 1c) são os que primeiro inundam (profundidade = 0 na Figura 24) e os últimos a

rebaixar, enquanto que o posto mais alto (P2) é o último a inundar e o primeiro a rebaixar. Os poços mais baixos sempre mostraram $NA=0$ em todos os eventos de inundação, corroborando a análise de Borma et al., (2009).

Por ser um dado observacional manual e descontínuo, não é possível associá-lo acuradamente com o início e término da inundação, mas que auxilia a confirmar a duração inundação estimada pela umidade do solo.

Figura 24- Nível do aquífero (em m) para cinco poços (P1 a P5, respectivamente, como mostrado no transecto da Figura 1c).

3.3 Fluxos turbulentos de energia

O saldo de radiação (R_n) pode ser avaliado por simplicidade de forma linear em função da irradiância solar global incidente (K_i). A correlação se mostrou boa em todas as épocas do ano (Figura 25).

Avaliou-se o fechamento do balanço de energia (Figura 26) por trimestres do ano, que variou de 73% a 76%, sendo um fechamento relativamente baixo comparado às faixas

reportadas em medidas globais (FALGE et al., 2001), e particularmente em alguns estudos de florestas tropicais de terra firme, cujos valores encontrados por Araújo et al., (2002), Rocha et al., (2004) foram de ~ 85%.

No entanto estes valores estão próximos de outros em áreas de florestas de terra firme da Amazônia, como por exemplo, Andrade et al., (2009) (70% a 85%); Von Randow et al., (2004) (74%) ; e Oliveira (2006), (78%). Wilson et al. (2002) analisaram 50 sítios experimentais da rede FLUXNET e encontraram o fechamento do balanço de energia variando entre 53% e 99%, e mencionou 5 fatores para a subestimativa: (i) erros sistemáticos associados com a amostragem das área-fonte, não correspondendo o *footprint* dos fluxos turbulentos com os sensores que medem os outras componentes da energia disponível.

Também a área influenciando os instrumentos que medem o fluxo de calor no solo é de muitas ordens de magnitude menor que a das demais medidas; (ii) tendenciosidades sistemáticas nos instrumentos; (iii) fontes de energia não consideradas como o armazenamento do ar e na biomassa, o que não se enquadra neste sítio; (iv) perdas na alta e na baixa frequência dos fluxos turbulentos; e (v) advecção horizontal e/ou vertical de calor e vapor de água.

Contudo, a subestimativa do fechamento do balanço de energia não implica necessariamente que as medidas dos fluxos de CO₂ estejam necessariamente incorretas (WILSON et al., 2002).

Figura 25 - Correlação entre R_n ($W m^{-2}$) e K_i ($W m^{-2}$) para os trimestres de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON).

Figura 26 - Fechamento do balanço de energia para os períodos: Dezembro, Janeiro e Fevereiro ($r^2=0,61$), Março, Abril e Maio ($r^2=0,67$), Junho, Julho e Agosto ($r^2=0,75$), Setembro, Outubro e Novembro ($r^2=0,66$).

O não fechamento do balanço de energia é um problema comum relatado em muitos estudos de fluxos com a técnica de covariância turbulenta sobre ecossistemas (TWINE et al., 2000; ARAUJO et al., 2002; WILSON et al., 2002; VICKERS E MAHRT, 2003; FOKEN et al., 2006).

Von Randow et al. (2004) estimou para uma área de floresta tropical um fechamento de aproximadamente 74% e propuseram que a energia suprimida poderia estar associada aos movimentos de mesoescala com escalas de tempo maiores do que 30 minutos, que é geralmente usado para o cálculo. No entanto, a média dos fluxos em até 500 minutos resultou ainda na falta de 15% no fechamento em estudos de Zeri et al., (2010). A contribuição dos fluxos de baixa frequência poderia ser dependente do local, influenciada pelas características locais, estrutura do dossel e topografia (ZERI, 2010).

O fechamento está associado ao *fetch* do saldo-radiômetro, que é pequeno e local próximo à torre, e com o *fetch* dos fluxos turbulentos, que é extenso e por sua vez pode ser distinto na direção azimutal se as fontes de calor e umidade não forem espacialmente

homogêneas. Este aspecto será aqui verificado por meio da variação do fechamento em função da direção do vento na área experimental.

Definindo-se o índice $R = (LE+H)/R_n$ como uma métrica simples do fechamento do balanço de energia, sua variação em função da direção do vento (Figura 27) mostra menores fechamentos estão em sua maior parte associados ao vento dos quadrantes onde há o mastro de sustentação do sensor, e coincidentemente também corpos d'água (NO-SO), com o maior fechamento do balanço (R próximo de 1) associados às demais direções onde há predominantemente floresta de terra firme.

Isso mostra que as correspondências do fetch do radiômetro com o fetch dos fluxos turbulentos auxiliam o fechamento do balanço de energia, e que nessa área experimental isso não ocorrerá sempre devido à própria variabilidade natural das fontes-áreas amostradas.

Figura 27- Índice R para os períodos: Setembro, Outubro e Novembro (SON); Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); Março, Abril e Maio (MAM) e Junho, Julho e Agosto (JJA).

O fluxo de calor sensível é notavelmente maior nos meses da transição de estação seca para chuvosa (SON), e tem uma leve redução na inundação (MAM), seguindo um padrão de variação de fase temporal similar ao saldo de radiação (Figura 28 e Figura 29). O fluxo de calor latente é mínimo nos meses de SON, o oposto do fluxo de calor sensível, e nos demais meses não varia expressivamente (Figura 28 e Figura 29). O fluxo de calor no solo tem maior amplitude diária quando há maior disponibilidade radiativa e menor umidade do solo (SON), mas na média diária e mensal os valores tendem a se aproximar de zero como esperado. O ciclo do termo S correlaciona-se diretamente com as condições térmicas da atmosfera,

mostrando-se bem relacionado com a amplitude térmica diária, com maiores valores no trimestre JJA e menores no trimestre DJF.

Figura 28 - Ciclos médios diurnos dos fluxos de energia em superfície: (a) fluxo de calor sensível H (W m^{-2}), (b) fluxo de calor latente LE (W m^{-2}), (c) saldo de radiação R_n (W m^{-2}), (d) fluxo de calor no solo G (W m^{-2}) e (e) taxa de armazenamento de calor sensível e latente na biomassa S (W m^{-2}), para os trimestres de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON).

A variação sazonal nos fluxos médios de energia, na fração evaporativa e na razão de Bowen é mostrada na Figura 29. O mínimo do saldo de radiação R_n é entre os meses de abril e maio, com o máximo no auge da estação seca em agosto, acompanhando os padrões de variação da irradiância solar incidente K_i .

Apesar da evolução em aparente fase de R_n e K_i , a razão R_n/K_i variou temporalmente, decrescendo de uma média aproximada de 0,80 durante a estação chuvosa, e passando pelo mínimo aproximado de 0,70 em Maio, a partir do que recuperou-se durante a estação seca. Este mínimo explica-se em parte pelos máximos do albedo solar e do albedo da RFA no início da estação seca. Também poderia se sugerir uma participação maior da componente de onda longa incidente no período chuvoso, devido à maior umidade do ar e nebulosidade.

Durante a progressão da estação seca o saldo de radiação mostra tendência de elevação, enquanto simultaneamente o fluxo de calor latente LE mostra tendência de declínio e o fluxo de calor sensível H tendência de aumento, explicando o pico da razão de Bowen no final da estação seca de aproximadamente 0,55. O declínio da evapotranspiração na estação seca pode ser explicado pelo forte deplecionamento da umidade do solo (Figura 23),

sugerindo que há senescência das árvores, ilustrado também pelo mínimo da fração evaporativa em Setembro.

Com o início da estação chuvosa, o termo LE tende a aumentar, definindo o mínimo da razão de Bowen durante a estação chuvosa, mas principalmente nos meses da inundação. A presença de corpos d'águas na superfície durante a inundação parece controlar a partição de energia, forçando a razão de Bowen diminuir para $\approx 0,2$, e, mesmo com o início da estação seca continua baixa até Julho devido ao prolongamento do efeito da inundação.

Estes resultados denotam uma singularidade de padrão funcional dos fluxos de energia, muito distinto dos outros sítios experimentais de floresta na Amazônia. O mínimo da razão de Bowen de aproximadamente 0,2 é comparável com as médias anuais medidas sobre uma floresta tropical de terra firme na Amazônia oriental ($\sim 0,17$) (Rocha *et al.*, 2004). A variabilidade interanual dos fluxos de energia com detalhamento das estações secas e períodos de inundação dos anos é mostrado na Figura 65 (em anexos). A fração evaporativa apresentou padrão sazonal bem definido, maior na estação úmida igual a aproximadamente 80% com máximo durante a inundação. Esta média mostrou-se semelhante ao de estudos para florestas tropicais úmidas e Cerradão na Amazônia (AGUIAR, 2005; PRIANTE FILHO *et al.*, 2004; VOURLITIS *et al.*, 2002; GALVÃO, 1999).

Os anos de 2005 e 2010 tiveram os máximos do termo H (Figura 65, em anexos), em torno de 110 W m^{-2} , e os mínimos do termo LE, próximos a 100 W m^{-2} , além do máximo da razão de Bowen (0,8). Este é mais um indício da influência da seca que ocorreu nestes anos, com impacto direto nos fluxos de energia, tornando a atmosfera mais quente e mais seca, assim como sugerido pelo padrão de extremos da temperatura e umidade do ar (Figuras 9 e 12).

Observa-se então, um padrão muito diferente do reportados para florestas tropicais de terra firme na Amazônia e de cerrado restrito (ROCHA *et al.*, 2009), consistindo em um padrão inversamente proporcional entre LE e Rn em estações distintas, com forte influência da umidade do solo na variabilidade de LE e com controle da inundação sobre o processo evaporativo.

Nos Cerrados, no início da estação chuvosa, há rebrota das folhas verdes, o que aumenta a capacidade fotossintética do ecossistema, e concorre para que a partição de energia favoreça a evapotranspiração, em relação ao fluxo de calor sensível (Rocha *et al.* 2002). De forma diferente, os dados deste trabalho mostram que o máximo de LE não ocorre neste período, mas na inundação e, em alguns anos, no início da estação seca ainda com memória da inundação.

Figura 29 - Médias quinzenais dos fluxos de energia (R_n , LE , H e G , em $W m^{-2}$), razão de Bowen (β), fração evaporativa (Λ) e razão entre o saldo de radiação e a irradiância solar incidente (R_n/K_i). A barra hachurada em cinza indica a estação seca climatológica, a barra hachurada em azul claro indica o período médio de inundação e a barra hachurada em preto indica o acumulado médio mensal de precipitação.

Para reforçar detalhes e efeitos da inundação nos fluxos de energia e a possível influência das secas de 2005 e 2010 nos fluxos energéticos, a Figura 30 mostra médias pentadais dos fluxos de energia, razão de Bowen e fração evaporativa, iniciados a partir de 2 meses antes da inundação de cada ano.

O termo R_n tem tendência decrescente, com grande variabilidade interanual que é característica da nebulosidade na estação chuvosa, e uma tendência de aumento (com menos variabilidade interanual) na estação seca.

O termo LE tende a se manter na maioria dos casos estacionário, um pouco antes e durante a inundação, o que estende-se até aproximadamente junho (quando geralmente termina a inundação), quando cai ao longo da estação seca.

Apesar desta estacionariedade na inundação e queda na estiagem, a partição de energia mostrou-se em ritmo crescente favorável à evapotranspiração nestas situações, como mostrado pelo concorrente aumento da fração evaporativa (Λ) e pela queda da razão de Bowen (β) ao longo do mesmo segmento temporal.

Em meados da estação seca, geralmente entre Junho e Julho, caracteriza-se então a queda da evapotranspiração e o aumento do termo H e da razão de Bowen (β), e o declínio da fração evaporativa (Λ). Os anos de grandes secas como 2005 e 2010 mostraram máximos de β (aproximadamente 1) dentre todos os anos de medição, no final da estação seca, assim como os mínimos da fração evaporativa, influenciados pelos máximos e mínimos de H e LE, respectivamente.

Figura 30- Médias pentadais das componentes do balanço de energia iniciando 2 meses antes do início da inundação de cada ano: saldo de radiação (R_n , $W m^{-2}$), fluxo de calor latente (LE , $W m^{-2}$) e fluxo de calor sensível (H , $W m^{-2}$). A razão de Bowen (β) e fração evaporativa (Λ) são adimensionais. A área hachurada em cinza indica a estação seca climatológica.

3.4 Fluxos de CO_2

3.4.1 Fluxos turbulentos

Por meio da dispersão entre os termos de FLE e F_c noturno com a velocidade de atrito u^* , é possível notar a tendência de aumento de F_c para valores acima do limiar de u^* , estimado igual a $0,19 \text{ m s}^{-1}$ para a estação chuvosa e $0,17 \text{ m s}^{-1}$ para a estação seca (Figura 31) (série de 2004 a 2014). Para o caso do termo FLE (série de 2011 a 2013) a detecção do limiar não foi muito aparente, estimado segundo um ajuste igual a $0,21 \text{ m s}^{-1}$ nas estações seca e chuvosa. Estes valores foram considerados os limiares utilizados no preenchimento de falhas e correção de dados noturnos inconsistentes conforme descrito no item 2.6.2.

Figura 31- Relação entre fluxo de CO₂ turbulento noturno e u* noturno de todo o período, (a) para a estação chuvosa e (b) para a estação seca. A linha sólida preta traça o ajuste da série de dados e a barra preta vertical indica o limiar onde a tendência muda.

Figura 32- Relação entre fluxo líquido noturno e u* noturno de 2011 a 2013, (a) para a estação chuvosa e (b) para a estação seca. A linha sólida preta traça a tendência da série de dados e a barra preta vertical indica o limiar onde a tendência muda.

A média do termo Fc noturno sem correções foi 1,7 μmol m⁻² s⁻¹ e com correções foi de 2,6 μmol m⁻² s⁻¹, e as médias do termo FLE sem correções foi de 4,1 μmol m⁻² s⁻¹ e com correções

$5,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, o que promoveu um aumento expressivo dos fluxos médios noturnos. A correção envolveu 35% do total dos dados noturnos de Fc e 32% dos dados noturnos de FLE. Os padrões de médias pentadais de fluxos turbulentos de CO_2 diurno (Figura 33 - a) mostram ano a ano claramente máximos de absorção (valores mais negativos) na estação chuvosa, e uma recorrente diminuição temporal da absorção já no início da estação seca, quando então atinge os mínimos (valores mais positivos). No caso dos fluxos noturnos (Figura 33b) também mostra-se uma clara sazonalidade, com mínimos de perdas (valores menos positivos) na estação seca, e máximos na estação chuvosa, e nesta última com a peculiaridade de uma recorrente tendência de queda das perdas com o início da inundação.

Figura 33- Ciclos anuais das médias pentadais dos fluxos turbulentos de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (a) diurnos e (b) noturnos. Os períodos de inundação e estação seca do ano estão indicados pelas áreas hachuradas em azul e cinza, respectivamente.

A Figura 34 mostra a média quinzenal do termo de fluxo turbulento Fc, com dados diurnos (06:00 às 18:00), das médias noturnas (19:00 às 05:00) e médias de 24h. O termo Fc diurno mostra a uma variação da sazonal muito bem definida: o máximo de absorção (mais negativos) centrado na estação chuvosa, com elevação no início e queda a partir de meados da

época de inundação; e o mínimo de absorção (mais positivos) centrado na estação seca; O termo Fc noturno mostra uma variação sazonal defasada de aproximadamente 6 meses do termo Fc diurno. O mínimo centrado na estação seca e o máximo na estação chuvosa, quando ocorrem as maiores perdas para a atmosfera, sendo que ao longo da inundação manifestou-se uma tendência suave de queda das perdas.

O termo médio de 24h não mostra sazonalidade aparente, mostrando-se estacionário em torno de aproximadamente $-4,5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, o que sugere fortemente a marcante compensação da defasagem de oscilação entre os termos noturno e diurno ao longo do ano. Durante a estação chuvosa a queda da absorção (segundo o termo Fc diurno) manifestou-se a partir de Março, o que indica como a inundação pode estimular a queda dos padrões de absorção e, portanto, da produtividade vegetal e também influenciar na respiração do ecossistema por meio da redução lenta e gradual ao longo da inundação.

Figura 34 - Médias quinzenais de Fc diurno (06:00h as 18:00h), noturno (19:00h as 05:00h) e Fc (24h) com desvio padrão, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, para o período de 2004 a 2014. A área hachurada em azul indica a inundações média e a área hachurada em cinza indica a estação seca climatológica.

3.4.2 Curvas de resposta de luz

Foi examinada a relação entre os termos FLE e RFA (figura 35 e 36) com o ajuste da eq.7. O termo a_1 , que provê uma estimativa independente da respiração do ecossistema, foi $\sim 3 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ na média, e variou entre -0,8 a $5,6 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$ nos 4 casos analisados (Tabela 2). O valor médio mostrou-se relativamente baixo devido à estimativa pequena na estação chuvosa durante a manhã. Existem diferenças significativas nas curvas de resposta à luz tanto em relação sazonalidade como em relação ao período do dia, onde a maior assimilação de CO_2 pelas plantas ocorre no período da manhã, com a diminuição da atividade metabólica da vegetação no período da tarde, após a mesma ter assimilado CO_2 suficiente para o desenvolvimento de suas atividades e somado ao controle estomático devido o aumento da temperatura do ar. Também a inundações mostra ter efeito sobre a assimilação neste tipo de análise, onde a curva de resposta de luz (Figura 36) do período inundado mostra ter menor

assimilação que os períodos não inundados, dentro da época chuvosa. As taxas fotossintéticas em área de floresta dependem de diversas variáveis meteorológicas, como radiação solar, concentração de CO_2 e temperatura do ar, além da umidade.

A resposta fotossintética à temperatura do ar constitui uma importante seção dos modelos (MEDLYN et al., 2002). Sob altas temperaturas, a tendência é a solubilidade de O_2 ser maior que a do CO_2 , portanto a fotorrespiração é estimulada e a fotossíntese é inibida (RENNENBERG et al., 2006), sendo que altas temperaturas aumentam a taxa de transpiração, o que pode ocasionar fechamento dos estômatos, diminuindo desta forma o total de CO_2 assimilado pela vegetação (MARRICHI, 2009), o que explica as maiores assimilações no período da manhã, onde se tem as menores temperaturas. Para a floresta Amazônica, Goulden et al. (2004) também encontraram padrões distintos de dependência luminosa para o período anterior e posterior às 11h30min. A tabela 3 apresenta os valores estimados para cada parâmetro das curvas referentes aos distintos períodos.

Figura 35- Relação entre FLE e RFA para as estações (a) seca e (b) chuvosa, respectivamente, com dados de médias de 1 hora. Os períodos de manhã e tarde foram definidos nos intervalos entre 06:00h e 11:00h e entre 12:00h e 18:00h, respectivamente.

Figura 36- Relação entre FLE e RFA para os períodos inundados e não inundados dentro da estação chuvosa.

Tabela 2 - Valores de coeficientes para curvas de luz (a1, a2 e a3)

Estações	a1	a2	a3
Estação seca - manhã	2,95	-29	595
Estação seca - tarde	4	-65	3300
Estação chuvosa - manhã	-0,84	-37,5	1295
Estação chuvosa - tarde	5,6	-70	3670
Período chuvoso - inundado	2.9	-39.4	1213
Período chuvoso - Não inundado	2.0	-40.3	1725

3.4.3 Variação do fluxo total de CO₂

A figura 37 mostra o ciclo diário médio dos fluxos de CO₂ turbulento, da variação do armazenamento vertical e do fluxo líquido do ecossistema (FLE). Na estação seca a respiração noturna média foi de 96% pelo armazenamento e 4% pelos fluxos turbulentos, enquanto que no período chuvoso foi de 60% pelo armazenamento e 40% pelos fluxos turbulentos, conforme indica a proximidade do termo FLE e do termo de armazenamento.

Este maior armazenamento noturno na estação seca resulta no pico acentuado do fluxo turbulento no amanhecer, devido à grande remoção de CO₂ noturno armazenado. Este padrão de pico no início da manhã já foi observado em outras florestas tropicais amazônicas (ARAÚJO et al., 2002), e ocorre concorrentemente com o deplecionamento do armazenamento, ou variação negativa, conforme ocorreu nas observações aqui. Na estação

chuvosa há também no início da manhã um pico e redução do armazenamento, mas muito mais expressivos do que na estação seca.

Figura 37- Padrões médios diários de FLE (linha preta), fluxo turbulento (linha cinza) e variação do armazenamento vertical (linha tracejada) para as estações: (a) chuvosa e (b) seca.

A influência da inundação nos padrões de CO_2 também pode ser notada nas figuras 38, 39 e 40, que mostram que as maiores concentrações ocorrem na estação seca (Figura 39), seguida pela estação chuvosa (Figura 40) e pelos períodos inundados (Figura 38), onde há um claro padrão homogêneo das concentrações de CO_2 com a altura, o que não acontece na estação seca, onde há períodos do dia com maior concentração de CO_2 .

Figura 38 - Perfil médio de concentração de CO_2 (ppm) durante a fase inundada do sítio.

Figura 39 - Perfil médio de concentração de CO₂ (ppm) durante a estação seca do sítio.

Figura 40 - Perfil médio de concentração de CO₂ (ppm) durante a estação chuvosa do sítio.

3.5 Fluxo líquido, Produtividade bruta e Respiração do ecossistema

As Figuras 41, 42 e 43 mostram os padrões anuais da produtividade primária bruta (GPP), respiração do ecossistema (RE) e fluxo líquido do ecossistema (FLE) diário para os anos de 2011, 2012 e 2013. Os padrões sazonais de GPP (Figura 41) e RE (Figura 42) de forma geral mostram máximos anuais pronunciados desde o início até meados da estação chuvosa, sucedidos por declínio ao longo da inundação. Mais exatamente, ao final da inundação e início da estação seca há nova recuperação ou aumento destes termos. Porém, com o prolongar da estação seca manifestou-se nova queda, com o mínimo anual de RE e GPP.

Resulta assim aparentemente um padrão sazonal bimodal de GPP e RE, com máximos no início da estação chuvosa centrado em Janeiro, e em meados da estação seca centrado em Junho, com mínimos intercalados naqueles picos.

Finalmente o termo FLE (Figura 43) mostra também um padrão de variação sazonal bimodal, similar aos termos GPP e RE (dos quais é a diferença exata), com picos no início até meados da estação chuvosa (mais positivo, ou menor assimilação líquida), seguido de queda na inundação (mais negativo), e na estação seca seguido de breve recuperação com posterior queda. As médias sazonais destes termos nestas épocas de padrão marcante do ano mostram estas diferenças, conforme indica a Tabela 3.

Tabela 3 - Médias dos termos do balanço de CO₂ por época do ano, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Variáveis	Est. chuvosa (antes inundação)	Inundação	Est. seca (um mês após inundação)	Estação seca (restante)	Anual
GPP	22,4	18,9	19,6	19,2	20,0
RE	8,8	5,6	7,3	6,0	6,9
FLE	-2,6	-2,4	-1,2	2,2	-2,1
Fc diurno	-13,0	-12,3	-9,8	-10,4	-11,4
Fc noturno	3,9	3,2	2,2	1,9	2,8

As estimativas do termo RE são comparáveis com outros sítios de floresta de terra firme na Amazônia (HUTYRA et al., 2007; ARAÚJO, 2010), porém os valores de FLE e GPP indicam altas produtividades. Os estudos anteriores em torres do LBA, também realizados com a técnica de *eddy covariance*, apontam uma enorme absorção de carbono, assim como os encontrados neste estudo.

Trabalhos como os de Malhi et al. (1998), Araújo et al. (2002) e Carswell et al. (2002) apontam absorções de 5 a 6 t C ha ano⁻¹. Em escala global, isso significa ~1PgC/ano. Estes fluxos são insustentáveis em longo prazo por diversas razões, como a limitação de nutrientes (LLOYD et al., 2001, ANDREAE et al., 2002).

Para um fluxo de $\sim 2 \text{ t C ha ano}^{-1}$, implicaria que a biomassa amazônica (suposta aproximadamente 150 t C/ha) dobraria em 75 anos, o que conflitua muito opostamente à hipótese do clímax dos ecossistemas. Porém, recentes estudos (ESPÍRITO SANTO et al., 2014) apontam que a absorção por árvores vivas supera a emissão por árvores mortas, devido o acúmulo de biomassa líquida pela floresta, o que reforça a tese de que pode haver de fato uma considerável assimilação de CO_2 no sítio experimental, o que requer corroboração através de medidas biométricas.

Figura 41- Médias diárias de GPP (linha cinza claro, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em $^{\circ}\text{C}$), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.

Figura 42- Médias diárias de RE (linha cinza claro, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em $^{\circ}\text{C}$), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.

Figura 43- Médias diárias de FLE (linha cinza claro, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) com média móvel (linha preta fina), temperatura do ar (linha preta grossa, em $^{\circ}\text{C}$), e indicação da inundação (hachurada em azul) e estação seca do ano (hachurada em cinza), para os anos de 2011, 2012 e 2013.

Os máximos e mínimos anuais de GPP e RE, em vista das informações aqui discutidas, têm mais provavelmente dois grandes controles de que dependem. O primeiro é a variação anual da irradiância solar e RFA incidentes (termos K_i e RFA_{in} , mostrado na Figura 10), que tem oscilação bimodal com máximos em Janeiro e Agosto, e mínimos em Abril e Outubro, o que coincide muito com os picos destes fluxos de carbono. Esta oferta de energia está muito associada ao estímulo da fotossíntese, portanto também à respiração autotrófica, e que por sua vez contribui para o termo RE.

A sazonalidade da temperatura (Figura 13) por sua vez tem apenas um máximo e um mínimo bem definidos, e explicam parcialmente as oscilações dos fluxos de carbono. Entre o

final da inundação até meados da estação seca há concorrentemente elevação da radiação solar, da temperatura e também de GPP e RE (Figuras 41 e 42).

Nesta situação sugere-se ter decorrido a combinação favorável de aquecimento, energia e de grande disponibilidade hídrica como memória da inundação, o que juntos tenham vindo favorecer não somente à fotossíntese, mas também à decomposição de material orgânico no meio aquático, explicando o máximo secundário de RE anual.

De forma oposta, ao final da estação seca, entre Junho a Setembro, a temperatura continua em elevação, mas há declínio de RE (Figura 44), o que não auxilia a temperatura explicar. Esta razão possivelmente reside na dinâmica funcional dos cerrados em acentuar a absorção de carbono nesta época (VOURLITIS; ROCHA, 2010).

Além disso, com menor disponibilidade do material orgânico, que foi convertido em grandes taxas nas semanas anteriores, e sob menor umidade do solo, a decomposição deve cair como notado.

Figura 44 – Médias quinzenais de FLE, RE e GPP, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Para destacar a oscilação dos padrões dos fluxos de CO₂ em torno do evento da inundação, a Figura 45 mostra os fluxos turbulentos médios (diurno) noturnos, calculados em distintos segmentos temporais durante 2004 a 2014: quatro semanas antes, durante, e quatro semanas após a inundação. Nestes casos na média o fluxo turbulento diurno foi $\sim -13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($\pm 0,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) antes, $\sim -12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($\pm 0,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) durante e $\sim -10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($\pm 0,4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) após a inundação, respectivamente, o que mostra a tendência de declínio da absorção de CO₂ centrada no evento da inundação.

A diminuição na atividade metabólica da floresta poderia ter unicamente um controle climático pela temperatura do ar, radiação solar ou precipitação, como relatado em Grace et al., (1995); Malhi et al., (1998) ; Araújo et al., (2002) e Goulden et al., (2006), porém o fenômeno da inundação aparentemente está limitando a produtividade vegetal, cuja causa candidata pode ser o estresse por anóxia ou redução da disponibilidade de oxigênio devido ao solo inundado.

Mais além, analisando os fluxos noturnos (o que exclui a fotossíntese) o padrão segue a mesma tendência dos fluxos diurnos, com médias de $\sim 4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ antes, $\sim 3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante e $\sim 2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ após a inundação, respectivamente, o que indica que a inundação exerce um controle no balanço de carbono por meio da redução das perdas para a atmosfera. Estas perdas têm origem possivelmente autotrófica, uma vez que os fluxos diurnos mostraram declínio pela inundação. Mas pode ser igualmente heterotrófica, ainda incerto em qual proporção, devido à presença da cobertura de água líquida na interface com a atmosfera. Apesar das delimitações de início e término da inundação ter como parâmetro medidas pontuais de umidade do solo feitas próximo a torre, os padrões apresentados mostram que a área de influência do ‘fetch’ da torre micrometeorológica a inundação se inicia antes daquela data, pois há áreas com cotas mais baixas que a torre (entre 1 a 2 m) que podem explicar os padrões de declínio da produtividade e respiração semanas antes da inundação.

É uma característica típica dos Cerrados o aumento da capacidade fotossintética do sistema com o início e durante a estação chuvosa (VOURLITIS & ROCHA, 2010), o que não ocorreu nesta planície de inundação. Dentre meados ao final da estação chuvosa, e em muitos anos adentrando a estação seca, sugere-se a influência da inundação, além da própria queda de energia solar, o que notavelmente diminuiu as taxas de assimilação de CO₂ do ecossistema.

Figura 45- Médias anuais dos fluxos turbulentos de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) (a) - diurno e (b) – noturno para o período de quatro semanas antes da inundação, durante a inundação e quatro semanas depois do final da inundação. As barras verticais indicam o erro médio padrão.

Os anos mais quentes mostraram ter relação direta com a queda da produtividade, mostrada na Figura 46. Os anos de 2004, 2007 e 2010 tiveram os mínimos de produtividade (Figura 46a) na estação seca (Fc menos negativo, ou seja, máximo), e também foram os anos com maiores máximos de temperatura do ar no período de 4 semanas que abrange o máximo de Fc diurno. O ano de 2010 teve o segundo maior máximo de Fc diurno, e teve o maior mínimo e o segundo maior máximo de temperatura do ar do período. Os anos de maiores produtividades estão associados em maior parte aos menores máximos e mínimos de temperatura. O ano de 2010 também teve a menor valor de Fc noturno (Figura 46b), e as tendências de aumento ou diminuição da respiração noturna seguiram a tendência de aumento ou diminuição da temperatura dos anos, indicando que anos quentes tendem a diminuir a produtividade florestal e aumentar a emissão de CO₂ no sítio, assim como reportou Gatti et al. (2014) em outras áreas da Amazônia.

Figura 46- (a) Média centrada no máximo de Fc diurno da estação seca ano a ano, com temperatura máxima e mínima das 2 semanas antes e 2 semanas depois do máximo de Fc diurno e (b) Média centrada no mínimo de Fc noturno da estação seca ano a ano, com temperatura máxima e mínima das 2 semanas antes e 2 semanas depois do mínimo de Fc noturno.

3.6. Medições de fluxos evasivos no Rio Araguaia

3.6.1 Variáveis climáticas e fluxos de energia

Aconteceram intensos eventos de chuva durante a campanha (Figura 47), chegando a 20 mm na média de meia hora, principalmente no período noturno. Os eventos de precipitação ocorridos durante a campanha foram também observados na torre de medição de fluxos do LBA. Os ciclos diários das médias de 30 min da temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade horizontal do vento (Figura 48) mostraram maiores valores de temperatura do ar entre 13 e 16h, mínimos de umidade e máximos de velocidade do vento de aproximadamente 6 ms^{-1} .

O padrão do ciclo diurno de temperatura do ar (Figura 48a) mostrou máximas de até 32°C e mínimas acima de 21°C , e o padrão do ciclo diurno da umidade relativa do ar (Figura 48b) mostrou máximas até 98% e mínimas acima de 60%.

Os dados de temperatura e umidade da campanha não se correlacionam bem com os dados da torre do Javaezinho, uma vez que a curva de ajuste médio da campanha (linha preta da Figura 48a) mostra que a região do experimento é mais quente em comparação aos dados da torre do Javaezinho (linha cinza claro da Figura 48a), e também mais úmida (Figura 48b), o que se explica pela proximidade do rio. A diferença de temperatura se explica pela região do experimento do Araguaia ser uma fisionomia mais próxima a uma pastagem, com a torre medindo dados até 7 m de altura, enquanto a torre do LBA mede em área de Floresta-Cerrado a aproximadamente 40 m de altura.

Figura 47 - Médias de 30 minutos de precipitação (mm), temperatura do ar ($^\circ\text{C}$), umidade relativa do ar (%) e velocidade horizontal do vento (m s^{-1}) durante a campanha.

Figura 48 – (a) Médias de 30 minutos de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) (círculos pretos) de dados da campanha experimental, com curva de ajuste médio dos dados (linha preta) e curva de ajuste da temperatura do ar do mesmo período na torre do LBA (linha cinza claro), com máximos e mínimos de velocidade do vento, e (b) o mesmo para umidade relativa do ar (%).

O balanço de energia (Figura 49) foi particionado majoritariamente para a evapotranspiração, com cerca de 66% do termo R_n . O fluxo de calor sensível H foi maior do que o observado na torre do Javaézinho, o que pode ser explicado pela contribuição dos fluxos da área de pastagem, com menor cobertura vegetal e mais suscetível para o aquecimento do ar.

As variáveis discriminadas pela direção do vento mostram os máximos do fluxo de calor sensível das direções de pastagem, e menor das direções do rio (Figura 50a).

Também o fluxo de calor latente mostra diferenças marcantes, de forma oposta, ou maior das direções do rio e geralmente menor das direções de pastagem (Figura 50b). Nas situações de vento da direção do rio, a partição de energia atinge 75% para o termo LE .

A comparação com os fluxos da torre do Javaézinho mostrou que estão mais bem correlacionados para a área de pastagem (Figura 51.c,d), quando comparados com os fluxos das direções do rio (Figura 51.a,b), mostrando que os fluxos de energia aquáticos são independentes dos fluxos da área da torre.

Figura 49- Médias de 30 minutos de fluxos de energia (R_n , H e LE , todos em W m^{-2}) e curvas de ajuste médio (linha cinza) dos dados de cada variável.

Figura 50- (a)- Fluxo de calor sensível por direção do vento e (b)- fluxo de calor latente por direção do vento (médias de 30 minutos), em W m^{-2} .

Figura 51 – Dispersão entre dados de (a)- Fluxo de calor latente LE do Araguaia e da torre; (b)- Fluxo de calor sensível H do Araguaia e da torre; (c)-Fluxo de calor latente LE da pastagem e da torre e (d) - Fluxo de calor sensível H da pastagem e da torre, todos em W m^{-2} .

3.6.2 Fluxos de CO_2

A Figura 52b mostra médias horárias da concentração de CO₂, discriminada por direção do vento. Basicamente mostra-se a ação possível de dois efeitos, um micrometeorológico e outro biológico. As concentrações noturnas tendem a ser maiores (Figura 52b) devido a respiração do ecossistema, o que justifica-se principalmente no vento terrestre, em amplitudes médias de 50 ppm.

Há também o efeito de estratificação noturna, já que a camada limite sobre o rio provavelmente está menos intensa que a da região terrestre, devido à água mais aquecida. Durante o dia a concentração de CO₂ é maior da direção do rio, o efeito se inverte, associado provavelmente à fotossíntese terrestre (Figura 52b), a partir de aproximadamente 9h até 17h .

Na Figura 52a notam-se os diferentes padrões de fluxo de CO₂ quando comparados fluxos do rio e terrestre. A média diária do fluxo do rio é $1,9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, e com fluxos positivos praticamente ao longo de todo o dia, e no terrestre $-1,3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ oscilando entre padrões de sumidor diurno e fonte noturna.

Figura 52- Médias horárias de: (a) - Fluxo de CO₂ (μmol m⁻² s⁻¹) e (b) concentração de CO₂ (ppm) discriminada por direção do vento (do rio e terrestre).

Ao comparar o fluxo atmosférico da direção fluvial com o fluxo medido com câmaras no rio (Figura 53), nota-se que o fluxo de CO₂ é geralmente maior na água, oscilando entre 2 e 10 μmol m⁻² s⁻¹. Melo et al. (2007), encontrou valores entre 4,7 e 5,5 μmol m⁻² s⁻¹ na bacia de Caxiuana-PA, Rasera et.al. (2008) encontrou valores entre 0,67 e 12,63 μmol m⁻² s⁻¹ nos fluxos evasivos em rios da Amazônia, com a mesma técnica de câmara flutuante. Neste método, o fluxo é calculado através da taxa de acúmulo do gás dentro de uma câmara

invertida, deixada flutuando sobre a superfície da água. Apesar de ser um método de sucesso para estudos em oceanos e lagos, é difícil de adequar para estudos em rio, devido a forte dispersão gerada pela turbulência e velocidade da corrente (RASERA, 2005).

A evasão de dióxido de carbono a partir de sistemas fluviais é uma função do gradiente da densidade de CO_2 entre a água e o ar e o coeficiente de troca de gasosa (k) (RASERA et al., 2008). Fatores que afetam os níveis de densidade de CO_2 nesses ecossistemas parecem produzir diferenças acentuadas entre bacias hidrográficas.

Para a bacia do Ji-Paraná, Rasera (2005) observou que a distribuição espacial de densidade de CO_2 foi heterogênea e fortemente relacionada à geologia regional; rios que drenam solos eutróficos apresentaram maiores valores de densidade de CO_2 . A figura 54 mostra que o fluxo evasivo de CO_2 no rio Araguaia foi maior que o fluxo atmosférico na grande maioria dos horários de observação, sendo também maior que a média do fluxo atmosférico considerando dados da direção do rio.

Figura 53 – (a) - Correlação entre o fluxo turbulento da campanha do Araguaia com dados da direção do rio e fluxo turbulento da torre do LBA e (b) – correlação entre fluxo turbulento da campanha do Araguaia com dados da direção de pastagem e dados da torre do LBA, em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Figura 54- Médias de 30 minutos de fluxo de CO_2 atmosférico (circulo preto), com ajuste médio de CO_2 da direção do rio (linha cinza) e o fluxo de CO_2 na água (losango cinza).

3.6.3 Fluxos de CH_4

A Figura 55 compara a concentração de CH_4 medida por sensores independentes, onde notam-se padrões em concordância de fase, com pequeno desvio sistemático de aproximadamente 0,02 ppm. Ambos os sensores possuem acurácia < 1%, que marca aproximadamente o desvio médio entre eles (20 ppb no intervalo de 2000 ppb). Os sensores foram calibrados em laboratório com gases apropriados. Os padrões mostraram maiores concentrações noturnas, com diferenças de aproximadamente 0,1 ppm das concentrações mínimas diurnas. A média diária de 1,8 ppm está próxima das medições de Carmo et al. (2006) em floresta de Caxiuanã-PA, Manaus-AM e Sinop-MT, utilizando analisador de gás infravermelho (de 1,76 a 1,86 ppm). O padrão de maiores concentrações noturnas decorreu provavelmente também pelo efeito da camada limite, similar à concentração de CO_2 , ou

levantaria uma hipótese de sumidor diurno de CH₄, o que seria menos susceptível como sugerido a seguir.

Figura 55- Médias horárias de concentração de CH₄ com Li7700 e LGR-FMA.

A Figura 56b mostra as médias horárias da concentração de CH₄ medida pelo FMA, discriminado por direção da fonte, terrestre ou fluvial. A concentração de CH₄ foi maior da direção terrestre durante à noite, e sem diferença expressiva durante o dia. As faixas de concentração medidas estão próximas às de Querino et.al (2011) em floresta de terra firme na Amazônia, entre 1,79 e 1,84 ppm.

A Figura 56a mostra as médias horárias dos fluxos de metano, com um padrão predominantemente positivo, maior do rio à noite, e maior terrestre diurno. Esta comparação é provavelmente mais sólida na condição terrestre diurna devido às incertezas do método à noite.

A fonte fluvial é praticamente constante diuturnamente ($\sim 5 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), enquanto a fonte terrestre aparentemente tem máximos diurnos de $\sim 30 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ por volta de 12h enquanto reduz-se à zero ou fluxos levemente negativos à noite. O fluxo médio diário terrestre de CH₄ foi de $8,5 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, enquanto o fluxo fluvial foi de $9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, indicando emissões semelhantes diárias. O fluxo fluvial evasivo corresponde a $\sim 12 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, próximo do estimado por Basso (2014) com um método de integração da coluna atmosférica com coletas por avião, que estimou uma emissão biogênica de 9,5 a $13,28 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para área em Rio Branco- AC, de 9,1 a $13,8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para Alta Floresta - MT e de 10,8 a $17,38 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para Tabatinga- AM. Sawakuchi et al. (2014) reportaram

fluxos de CH₄ com câmara flutuante, e estimaram no Rio Xingú $48,16 \pm 114,24$ mg CH₄ m⁻² dia⁻¹, e no Rio Tapajós $2,24 \pm 14,08$ mg CH₄ m⁻² dia⁻¹, ou seja, uma emissão 22 vezes maior no Rio Xingú, o que sugere grande variabilidade em poucos dados da literatura.

Estes estudos também mostraram que os fluxos de rios amazônicos tendem a ser menores durante a estação chuvosa (um fluxo médio de $14,4 \pm 20,8$ mg CH₄ m⁻² dia⁻¹ para todos os locais de estudo (SAWAKUCHI et al., 2014), de escalas comparáveis aos deste estudo.

As medições no Rio Araguaia sugerem a área de pastagem como uma fonte não desprezível de metano, dadas outras referências em áreas nativas na floresta Amazônica interpretadas como fonte de CH₄.

A região Amazônica é conhecida por extensa área alagável que produz grandes quantidades de CH₄ (BARTLETT et al, 1990; MELACK et al, 2004). Os dados aqui sugerem que a área não alagada também pode ser uma fonte considerável de CH₄, como encontrou Querino et al. (2011) em área de floresta de terra firme na Amazônia.

Figura 56 - Médias horárias de: (a) - Fluxo de CH₄ ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e (b) concentração de CH₄ (ppm) do sensor FMA.

A Figura 57b mostra as médias horárias da concentração de CH₄ medida pelo LICOR 7700, discriminado por direção da origem. O padrão médio horário de concentração de CH₄ corrobora os padrões mostrados pelo FMA, com maiores concentrações noturnas, e maiores concentrações da direção terrestre noturnas, enquanto diurnamente não houve diferença expressiva. As médias horárias dos fluxos de CH₄ do LICOR 7700 também corroboram o padrão o FMA (Figura 57a), fluxos predominantemente positivos, e picos da direção terrestre, de aproximadamente $20 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ no período diurno, e uma fonte aproximadamente constante da direção do rio em torno de $6 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Figura 57- Médias horárias de: (a) - Fluxo de CH_4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e (b) concentração de CH_4 (ppm) do sensor LICOR-7700.

Quando comparados os fluxos dos dois sensores (Figura 58), existe boa associação entre ambos, com medidas pontuais de até $40 \text{ nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Quando comparados o fluxo de CH_4 medido na água com câmara flutuante com o fluxo atmosférico (Figura 59), houve apesar de poucos dados, certa proximidade das medidas, com o fluxo da câmara sendo maior que a média dos dados de CH_4 atmosférico da direção do rio na maioria dos horários de observação.

Figura 58- Comparação entre dados bons do LICOR com medida simultânea do FMA.

Figura 59- Médias de 30 minutos de fluxo de CH_4 atmosférico (circulo preto), com ajuste médio de CH_4 da direção do rio (linha cinza) e o fluxo de CH_4 na água (losango cinza)

A figura 60 mostra com clareza a diferença de fluxos de CH_4 fluvial e terrestre, com dados do sensor LICOR 7700 (Figura 60a) e do sensor FMA (Figura 60b). Ambos reforçam que as fontes fluviais correspondem a praticamente o dobro da fonte terrestre.

Figura 60- Médias diárias de fluxo de CH_4 ($\text{nmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) por direção do vento com dados do sensor LI7700

4 CONCLUSÕES

Os padrões dos fluxos atmosféricos de energia e dos fluxos de CO₂ na área de floresta em uma planície de inundação na Ilha do Bananal mostraram particularidades que não se compararam exatamente nem com as medidas em ecossistemas de floresta amazônica de terra firme e nem em cerrado restrito. Os termos do balanço de energia e em especial os fluxos de calor sensível e fluxo de calor latente, tem variação sazonal controlada pela oferta radiativa, no que se assemelha àqueles ecossistemas onde há uma forte correlação dos fluxos turbulentos com a energia disponível. Todavia aqui sobressaem quebras nessa correlação, que se crê ocorrem devido a alguns fatores: a inundação sazonal, que mostrou efeitos no intervalo de meados até pouco além do final da estação chuvosa, onde um meio aquático exerceu um controle sobre um meio antes aeróbico; o fato de que as medidas atmosféricas na realidade apenas capturam o sinal decorrente ora de um meio de solo e outro de vegetação e ambos secos e anaeróbicos, e ora de dois compartimentos distintos ou sejam o meio aquático e o meio da vegetação acima da água. Nesta última situação os fluxos medidos são uma mistura do que se manifestaria sobre um meio aquático, adicionados à uma resposta direta da vegetação aérea e possivelmente limitada pela inundação somada à uma resposta apenas indireta de um solo alagado. Ou seja, as duas situações são caracterizadas por meios ou compartimentos bastante distintos.

Por esta razão, a hipótese central mostrou alguns indícios de confirmação, embora uma comprovação mais plena esteja ainda além de ser atingida. A inundação mostrou uma certa tendência de declínio da eficiência de evapotranspiração, e da produtividade líquida e bruta do ecossistema, o que pode ter se ancorado bastante na resposta da vegetação e não somente da contribuição individual do meio aquático no fluxo medido.

A soma anual os fluxos de CO₂ indicaram uma assimilação líquida no meio como um todo, mas certamente esta análise é preliminar e não conclusiva. Aqui não foi feita uma análise de sensibilidade de limiares mais restritivos para a utilização dos fluxos atmosféricos noturnos, que trazem uma outra fração de incerteza à estimativa, em que os erros acumulados das medidas podem ser da ordem de grandeza da própria medida. Aqui também não foram feitas comparações com estimativas de outras técnicas, que possam complementar a informação dos processos nos compartimentos individuais, entre elas as seguintes: os transportes fluviais laterais, a variação de biomassa aérea com medidas biométricas diretas, trocas gasosas na escala da folha.

A produtividade do ecossistema mostrou uma dependência interessante com a temperatura do ar, em que nos anos mais secos e quentes houve queda da fixação de CO₂ e maiores perdas por respiração noturna. Estes resultados decorreram dos anos anômalos de 2005 e 2010, mas cuja conclusão ainda está limitada pelas mesmas circunstâncias discutidas para a análise da variação sazonal, e ainda por um certo conflito com resultados obtidos em áreas de várzeas amazônicas onde a produtividade da biomassa aérea aumenta nos anos mais secos dos episódios quentes de El Niño.

5 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Ao longo do trabalho observou-se a grande necessidade em se obter FLE como sendo a soma dos fluxos turbulentos e do armazenamento vertical de CO₂, análise esta que só pode ser feita com dados a partir do ano de 2011. Para os anos anteriores, sugere-se estimar por modelos empíricos e de forma criteriosa o termo de armazenamento vertical para que se corroborem os diferentes efeitos que a inundação e a estação seca têm sobre os termos que compõem FLE. Também se faz necessário uma comparação dos acumulados anuais pelos fluxos turbulentos com dados biométricos, de forma a corroborar as altas assimilações encontradas no sítio. Com a continuação das medidas e o estabelecimento da uma longa e consistente série de dados, também sugere-se calibrar modelos de interação biosfera-atmosfera de modo a simular mudanças do uso da terra no local.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, R.G.; RANDON, C.V.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A.O.; AGUIAR, L.J.G.; CARDOSO, F.L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 21, p. 248-257, 2005.
- ANDRADE, N.L.R. de; AGUIAR, R.G.; SANCHES, L.; ALVES, E.C.R. de F.; NOGUEIRA, J. de S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição amazônia- cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.24, n.3, 346-355, 2009.
- ANDREAE, M.O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.A.; FRANK, G.P.; LONGO, K.M.; SILVA-DIAS M.A.F. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, Washington, v.303, n.5662, p. 1337-1342, 2004.
- AUBINET, M.; GRELLE, A.I.; RANNIK, U.; MOCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, London, v. 30, p. 113–175, 2000.
- ARAÚJO, A.C.; NOBRE, A.D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J.A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.O.; CULF, A.D.; GASH, J.H.C.; VALENTINI, R. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site, **Journal of Geophysical Research**, New York, n.107(D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676, 2002.
- ARAÚJO, A. C. **Spatial variaton of CO₂ fluxes and lateral transport in an area of terra firme forest in central Amazonia**. 2010. 165 p. Ph.D. thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, The Netherlands, 2010.
- BALDOCCHI, D. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Washington DC, v.82 ,n.11, p. 2415 – 2434, 2001.
- BALDOCCHI, D.D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems; past, present and future. **Global Change Biology**, Oxford, v.9, p. 479-492, 2003.
- BALLESTER M.V.R; SANTOS, J.E (2001) Biogenic gases in tropical floodplain river. **Brazilian Archives of Biology and Technology** , Curitiba, v.44, p;141–147, 2001.
- BARTLETT, K.B.; CRILL, P.M.; BONASSI, J.A.; RICHEY, J.E.; HARRIS, R.C. (1990). Methane flux from the Amazon River floodplain: emissions during rising water. **Journal of Geophysical Research**, New York, v.95, 1773-1788, 1990.
- BASSO, L.S. (2014). **Determinação da emissão de metano da bacia amazônica**. Tese (Doutorado em Energia Nuclear), Universidade de São Paulo. Retrieved 2015-05-16, from <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/85/85134/tde-23012015-091850/>.

BELGER, L. (2007), **Fatores que influem na emissão de CO₂ e CH₄ em áreas alagáveis interfluviais do médio Rio Negro**. 2007. 93 f. Ph.D. thesis, Univ. Federal do Amazonas and Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2007.

BIUDES, M.S.; CAMPELO JÚNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**. São José dos Campos, v.24, n.2, p.135-143, 2009.

BORMA, L.S.; ROCHA, H.R.; CABRAL, O.M.; VON RANDOW, C.; COLLICCHIO, E.; KURZATKOWSKI, D.; BRUGGER, P.J.; FREITAS, H.C.; TANNUS, R.; OLIVEIRA, L. RENNO, C.D.; ARTAXO, P. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 114, p. 1-12, 2009.

CABRAL, O. M. R.; GASH, J.H.C.; ROCHA, H.R.; MARSDEN, C.; LIGO, M.A.V.; FREITAS, H.C.; TATSCH, J.D.; GOMES, E. Fluxes of CO₂ above a plantation of eucalyptus in southeast of Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht, v. 151, p. 49-59, 2011.

CARMO, J.; KELLER, M.; DIAS, J.; DE CAMARGO, P.; CRILL, P. A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 33, n. 4, p. 45-58, 2006.

CARSWELL F.E.; COSTA, A.C.L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, J.P.R.; RUIVO, M.L.; LEAL, L.S.M.; COSTA, J.M.N.; CLEMENT, R.T.; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O Flux at an Eastern Amazonian Rain Forest. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 107, p. 1- 15, 2002.

CHAPIN, F. S.; WOODWELL, G.M.; RANDERSON, J.T.; RASTETTER, E.B.; LOVETT, G.M. **Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and methods**, v. 9, n.7, p. 1041-1050, 2006.

CICERONE, R.J.; OREMLAND, R.S.1988. **Biochemical aspects of atmospheric methane**. Global Biochemical Cycles 2.

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; GIELOW, R. Albedo do Pantanal Sul Matogrossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002. Foz do Iguaçu, **Anais...** Foz do Iguaçu: [s.n.], 2002. p. 1-6.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; FILHO, A.O.M.; ROCHA, H. R. da. **Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia**. Amazon Deforestation and Climate, UK, 1995. p. 175-192.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; MARQUES FILHO, A.O.; ROCHA, H.R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: GASH, J.H.C.; NOBRE,

C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. **Amazonian deforestation and climate**. New York: John Wiley, 1996. p. 175-191.

DAVIDSON, ERIC A. ; DE ARAÚJO, ALESSANDRO C. ; ARTAXO, PAULO ; BALCH, JENNIFER K. ; BROWN, I. FOSTER ; C. BUSTAMANTE, MERCEDES M. ; COE, MICHAEL T. ; DEFRIES, RUTH S. ; KELLER, MICHAEL ; LONGO, MARCOS ; MUNGER, J. WILLIAM ; SCHROEDER, WILFRID ; SOARES-FILHO, BRITALDO S. ; SOUZA, CARLOS M. ; WOFSY, STEVEN C. The Amazon basin in transition. **Nature** , London, v. 481, p. 321-328, 2012.

DENMAN, K. L. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, , edited by S. Solomon et al., chap. 7, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K, 2007. p. 499–587.

DEVOL, A.H.; RICHEY, J.E.; FORSBERG, B.R.; MARTINELLI, L.A. Seasonal dynamics in methane emissions from the Amazon River floodplain to the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 95, p. 16417-16426, 1990.

DEVOL, A.H.; RICHEY, J.E.; FORSBERG, B.R.; MARTINELLI, L.A. Environmental methane in the Amazon river floodplain. In: MITSCH, W.J. (Ed.). **Global Wetlands: Old World and New**, Elsevier Science, 1994. p.151-165.

ESPÍRITO-SANTO, F.D.B.; GLOOR, M.; KELLER, M.; MALHI, Y.; SAATCHI, S.; NELSON, B.; OLIVEIRA JUNIOR, R.C. Size and frequency of natural forest disturbances and the Amazon forest carbon balance. Por extenso **Nature Communications**. New York, v. 5, p.3434 doi: 10.1038/ncomms4434 (2014).

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R. J.; ANTHONI P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P.; GRÜNWALD, T.; HOLLINGER, D.; JENSEN, N. O.; KATUL, G.; KERONEN, P.; KOWALSKI, A.; TA LAI, C.; LAW, B.E.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MOORS, E.; MUNGER, J.W.; PILEGAARD, K.; RANNIK, Ü.; REBMANN, C. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural Forest Meteorology**, Dordrecht, v.107, p.71-77, 2001.

FAN, Y; MIGUEZ-MACHO, G. Potential groundwater contribution to Amazon evapotranspiration. **Hydrology and Earth System Sciences**, Berlin, v.14, p. 2039–2056, 2010.

FEARNSIDE, P.M. Global warming and tropical land-use change: greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation. **Climatic Change** , New York, v.46, p. 115-158, 2000.

FINNIGAN, J.J. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 107, p. 1-48, 2004.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. **Ecological Applications**, Oxford, v. 18, n. 6, p. 1351-1367, Sept. 2008.

FREITAS, H.C. A influência dos transportes advectivos na estimativa do balanço de CO₂ do ecossistema: estudo de caso para a Mata Atlântica com uso de técnicas micrometeorológicas. 2012. 95 p. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

GALVÃO, J.A.C. Estudo observacional do balanço de energia em áreas de floresta e pastagens. **Revista Brasileira de Geografia Física**, São Paulo, v.17, n.2/3. 1999.

GATTI, L.V. ; GLOOR, M. ; MILLER, J.B. ; DOUGHTY, C.E. ; MALHI, Y. ; DOMINGUES, L.G. ; BASSO, L.S. ; MARTINEWSKI, A. ; CORREIA, C.S.C. ; BORGES, V. F. ; FREITAS, S. ; BRAZ, R. ; ANDERSON, L.O. ; ROCHA, H. ; GRACE, J. ; Phillips, O.L. ; LLOYD, J. . Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, London, v. 506, p. 76-80, 2014.

GOULDEN, M.L. MILLER, S. D.; ROCHA, H. R.; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. **Global Change Biology**, Oxford, v. 2, p. 169–182, 1996.

GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D.; ROCHA, H.R. da; MENTON, M.C.; FREITAS, H.C. de; FIGUEIRA, A.M.S.; SOUSA, C.A.D. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. S42-S54, 2004. Supplement.

GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D.; DA ROCHA, H.R. Nocturnal cold air drainage and pooling in a tropical forest. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Dordrecht, v. 111(D8), 2006. ISSN 10.1029/2005JD006037.

GRACE, J. Carbon dioxide uptake by an undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia. **Science**, Washington, v. 270, p. 778–780, 1995.

GUSMAO, A.C.V.E.L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S.M.G ; GALVÍNCIO, J. D. ; OLIVEIRA, L.M. Índice de vegetação e temperatura da superfície no ecótono ilha do Bananal por sensoriamento remoto. **Revista de Geografia** , Recife, v. 30, p. 209-225, 2013.

HOUGHTON, R.A. 2005. **Tropical deforestation as a source of greenhouse gases. In —Tropical Deforestation and Climate Change** Edited by P. Moutinho and S. Schwartzman. Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia (IPAM) e Environmental Defense (ED), 2005.

HUTYRA, L.R.; MUNGER, W.; SALESKA, S.; GOTTLIEB, E.; DAUBE, B.C.; DUNN, A.L.; AMARAL, D.F.; CAMARGO, P.B.; WOFSY, S. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 112, p. 1-16, 2007.

HUTYRA, L.R. MUNGER, W.; SALESKA, S.; PYLE, E.; RESTREPO-COUBE, N.; CAMARGO, P.B.; WOFSY, S. Resolving systematic errors in estimates of net ecosystem

exchange of CO₂ and ecosystem respiration in a tropical forest biome. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht v. 148, p. 1266-1279, 2008.

KELLER, M.; M. BUSTAMANTE, J. GASH.; P. SILVA DIAS (Ed.). **Amazonia and Global Change**. American Geophysical Union, (2010).(Monograph Series) .

KUTSCH, W.L. Advection and resulting CO₂ exchange uncertainty in a tall forest in central Germany. **Ecological Applications**, Oxford, v. 18, p. 1391–1405, 2008.

LEWIS, S.L, BRANDO, P.M, PHILLIPS, O.L, VAN DER HEIJDEN, G.M.F, NEPSTAD, D.C. The 2010 Amazon drought. **Science**, Washington, v. 331, p.554. 2011. (doi:10.1126/science.1200807).

LIEBMANN, B.; MARENGO, J.A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, Washington DC, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

LINDROTH, A. (2010), Heat storage in forest biomass improves energy balance closure. **Biogeosciences**, New York, v.7,n.1), p.301–313, doi:10.5194/bg-7-301-2010.

LLOYD, J.; BIRD, M.I.; VEENENDAAL, E.M.; KRUIJT, B. Should phosphorus availability be constraining moist tropic al forest responses to increasing CO₂ concentrations? In: SCHULZE, E.D. (Ed.) **Global Biogeochemical Cycles in the Climate System**. San Diego:Academic Press, 2001. p. 95-114.

MACHADO, W.B. **Balanço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia**. 2012. 66p. Dissertação de (Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia, Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, Santarém, 2012.

MALHI, Y. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres** , Dordrecht, v. 103, n.31 , p. 593–612, 1998.

MALHI, Y.; MEIER, P.; BROWN, S. **Forests, carbon and global climate**. London,:The Royal Society, v. 360, p. 1567-1591, 2002.

MALHI Y. The above-ground wood productivity and net primary productivity of 100 neotropical forest plots. **Global Change Biology**,Oxford, v. 10, n.5, p. 563-591,2004.

MARENGO, J. A.; DIAS, P.L. da S. **Mudanças climáticas globais e seus aspectos nos recursos hídricos**. Águas doces no Brasil: Capital ecológico, uso e conservação. São Paulo, v.3, 2000. p. 63-109.

MARENGO, J.A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.E.; FILIZOLA JUNIOR, N.P. ; WAINER, I.C. 2001.Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, New York, v. 14, n.5,p. 833–852,2001;

MARENGO J.A; NOBRE C.A;TOMASELLA, J;CARDOSO, M. F; OYAMA, M.D. 2008. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical**

Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences, Washington, v. 363, p.1773–1778. DOI: 10.1098/rstb.2007.0015.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J. ; ALVES, L. ; SOARES, W.; RODRIGUEZ, D.A. “The Drought of 2010 in the Context of Historical Droughts in the Amazon Region,” **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 38, n. 12, X p. 1-5.2011. doi:10.1029/2011GL047436.

MARENGO, J.A. ; COELHO, C.A.S. ; CAVALCANTI, I.A.F; COSTA, S.M.S; FREITAS, S.R; ITO, E ; LUZ, G . Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications** (Print), v. 19, p. 237-255, 2012.

MARRICHI, A.H.C. (2009). **Caracterização da capacidade fotossintética e da condutância estomática em sete clones comerciais de Eucalyptus e seus padrões de resposta ao déficit de pressão de vapor**. 2009. 104 p. Dissertação de (Mestrado na área de Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009. Recuperado em 2015-02-16, de <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/11150/tde-13042009-144513/>

MCTI, M. **Estimativas anuais de emissões de gases de efeito estufa no Brasil**. Brasília, 2013. 55p .

MEDLYN, B.R; DREYER, E; ELLSWORTH, D. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data. **Plant Cell and Environment** , Amsterdam, v.25, p.1167–1179, 2002.

MELACK, J.; HESS, L.; GASTIL, M.; FORSBERG, B.; HAMILTON, S.; LIMA, I. B.; NOVO, E.M.L.M. Regionalization of methane emissions in the Amazon Basin with microwave remote sensing. **Global Change Biology**, Oxford, v.10, p.530–544, doi:10.1111/j.1529- 8817.2003.00763.x, 2004.

MELO, D.M.B. ; SALES, M.E.C. ; MIGIYAMA, A.C. ; KRUSCHE, A.V. Análise das variáveis interferentes no fluxo evasivo de CO₂ no rio Curuá, região de Caxiuanã (Melgaço-PA). In: REUNIÃO ANUAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA PARA PROGRESSO DA CIÊNCIA, 59., Anais, 2007, Belém. Jornada Nacional de Iniciação Científica, 2007. p 5.

MICHILES, A.A.S. Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia. 2009. 184p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

MILLER, S.D.; M.L. GOULDEN, M.C. MENTON, H. R. da ROCHA, H.C. de FREITAS, A. M.E.S.; FIGUEIRA, C.A.D. de SOUSA .Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, Oxford, v. 14, p. S114– S126, 2004.

MILLER, J.B.; GATTI, L.V.; D'AMELIO, M.T.S.C.; CROTWELL, A.; DLUGOCKENKY, E.; BAKWIN, P.; ARTAXO, P.; TANS, P. Airbone measurements indicate large methane emissions from the eastern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 34, L10809, 2007.

- MOORE, C. J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht, v. 38, n. 1/3, p. 147-169, Oct. 1986.
- MOREIRA-TURCQ, P.F.;SEYLER, P.;GUYOT, J.L.; ETCHEBER, H. Exportation of organic carbon from the Amazon river and its main tributaries. **Hydrological Processes** , Oxford, v.17, p.1329– 1344, 2003.
- MORGENSTERN, K. Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a Pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Niño/La Niña cycle. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht, v. 123, p. 201-219, 2004.
- NEGRÓN-JUAREZ, R.I., Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: um estudo de observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera. 2004. 159f. Tese de (Doutorado na área de Meteorologia) - Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo, 2004.
- OLIVEIRA, M.B.L.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.O.; ALVALÁ, R.C.; SÁ, L. D.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; SOUZA, A. Fluxos turbulentos de energia sobre o Pantanal sul matogrossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São José dos Campos, v. 21, n. 3b, p. 159-165, 2006.
- OLIVEIRA, L.S. Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal. 2006. 97 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.
- PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G.L.;HAYASHI, M.M.S.;NOGUEIRA, J.S.; CAMPELO JR, J.H.; NUNES, P.C.;SANCHES, L.; COUTO, E.G.; HOEGER, W.; RAITER,F.; TRIENWEILER, J.L.; MIRANDA, E.J.; PRIANTE, P.C., PEREIRA, L.C.; BIUDES, M.S.; FRITZEN, C.L.;LACERDA, M.; SULI, G.S.; SHIRAIWA, S.; SILVEIRA,M.Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, Oxford, v. 10, p. 863-876, 2004.
- QUERINO, C.A.S ; SMEETS, C.J.P.P. ; VIGANO, I. ; HOLZINGER, R. ; MOURA, V.; GATTI, L.V. ; MARTINEWSKI, A. ; MANZI, A.O. ; DE ARAÚJO, A.C. ; RÖCKMANN, T. Methane flux, vertical gradient and mixing ratio measurements in a tropical forest. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion** (Online), v. 11, p. 5313-5350, 2011.
- RASERA, M.F.F.L. O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono. 2005. 69 f. Dissertação, Dept. Ecologia Isotópica, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.
- RASERA, M. de F. F.L. ; BALLESTER ,M. V. R., KRUSCHE, A.V.;SALIMON, C.; MONTEBELO, L.A.; ALIN, S.R.; VICTORIA, R, L.; RICHEY, J.E. 2008: Estimating the surface area of small rivers in the southwestern amazon and their role in co2 outgassing. **Earth Interactions**, New York. v.12, p.1–16, 2008.

RENNENBERG, H.; LORETO, F. ; POLLE, A. BRILLI, F. ; FARES, S. ;BENIWAL, R.S.; GESSLET, A. Physiological responses of forest trees to heat and drought. **Plant Biology**., Dordrecht, v.8,p. 10–16, 2006.

RICHEY, J.E.; DEVOL, A.H.; WOFSY, S.C.; VICTORIA, R.L.; RIBERIO, M.N.G., Biogenic gases and the oxidation and reduction of carbon in Amazon River and floodplain waters. **Limnology and Oceanography**, Boston, v.33, p.551-561, 1988..

RINGEVAL, B.;HOUWELING, S.; VAN BODEGOM, P.M.; SPAHNI, R.; VAN BEEK, R.; JOOS, F.; RÖCKMANN, T. Methane emissions from floodplains in the Amazon Basin: challenges in developing a process-based model for global applications. **Biogeosciences**, New York, v.11, p.1519–1558, doi:10.5194/bg-11-1519-2014, URL <http://www.biogeosciences.net/11/1519/2014/>, 2014.

ROCHA, H.R.; FREITAS, H.C. ; ROSOLEM, R. ;; JUAREZ, R.I.N. ; TANNUS, R.N. ; LIGO, M.A.; CABRAL, O.M.R. ; DIAS, M.A.F.S. Medidas de fluxos de CO₂ em um Cerrado Sensus stricto no sudeste do Brasil. **Biota Neotropica**,Campinas, v. 2, p. 1,2002.

ROCHA, H.R. FREITAS, H. C.; PINTO, L. D. V. O.; MENTON, M.; GOULDEN, M.; MILLER, S.; FIGUEIRA, M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological applications**, Oxford, v. 14, n. 4, p. S22-S32, 2004.

ROCHA, H.R. ;MANZI, A.O. ; CABRAL, O.M. ; MILLER, S.D. ; GOULDEN, M.L. ; SALESKA, S.R. ; COUPE, N.R.. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 114, p. 1-8, 2009.

ROSENQVIST, A.; FORSBERG, B.R.; PIMENTEL, T.; RICHEY, J.E. **Using JERS-1 L-band SAR to estimate methane emissions from the Jaú River floodplain (Amazon/Brasil)**. 3. Seattle-WA:Institute of Electrical and Electronics Engineers, 1998. p. 1623-1625.

SALESKA, S.R. S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOFSY, S. C.; ROCHA, H. R. da; CAMARGO, P. B. de; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; FREITAS, H. C. de; HUTYRA, L. ; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H.. Carbon in Amazon forests: Unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**,Washington, v. 302, n.5650, p. 1554–1557, 2003.

SALESKA, S.R.; K. DIDAN, A. R. HUETE, AND H. R. DA ROCHA . **Amazon forests green-up during 2005 drought**, Science, 318, 612, doi:10.1126/science.1146663, 2007.

SAWAKUCHI, H.O.; BASTVIKEN, D.; SAWAKUCHI, A.; KRUSCHE, A.V.; BALLESTER, M.V.R.; RICHEY, J.E. Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget. **Global Change Biology**, doi: 10.1111/gcb.12646, 2014.

SEPLAN. **Plano de Manejo do Parque Estadual do Cantão**. Secretaria de Planejamento e Meio Ambiente. Governo do Estado do Tocantins, 2004. 85 p.

SENA, J.C.L. **Estudo das componentes do balanço de energia em uma cultura de arroz irrigado no sul do Brasil**. 2012. 56 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Maria, 2012.

SENNA, M.C.A.; COSTA, M.H.; SHIMABUKURO, Y.E. Fraction of photosynthetically active radiation absorbed by Amazon tropical forest: A comparison of field measurements, modeling, and remote sensing. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 110, n.G01008, p. G01008, 2004.

SPOLADOR, J.; SANCHES, L.; COSTA, M.H. Radiação fotossinteticamente ativa em uma floresta de transição Cerrado- Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v.21, n.3b, 301-307, 2006.

STERN, R.D.; COE, R. The use of rainfall models in agricultural planning. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht, v. 26, n.1, p. 35-50, 1982.

SUGAHARA, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais da precipitação no estado de São Paulo**. 1991. 140 f. Tese de Doutorado na área de Meteorologia - Departamento de Meteorologia, IAG/Universidade de São Paulo, 1991.

TWINE, T.E.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; COOK, D.R.; HOUSER, P.R.; MEYERS, T.P.; PRUEGER, J.H.; STARKS, P.J.; WESELY, M.L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht v.103, p.279–300, 2000.

VERCHOT, L.V.; DAVIDSON, E.A.; CATTÂNIO, J.H.; ACKERMAN, I.L. Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of eastern Amazonia. **Ecosystem**, New York, v.3, p.41–56, 2000

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal Atmospheric and Oceanic Technology**, Amsterdam, v.20, p.660–672, 2003.

VON RANDOW, C. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in southwest Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, Dordrecht, v. 78, p. 5-26, 2004.

VOURLITIS G.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CASEIRO F.T.; CAMPELO JR, J.H. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature amazonian transitional tropical forest (Cerradão). **Functional Ecology**, London, v.15, p.338-395, 2001.

VOURLITIS, G.L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CASEIRO, F.T.; CAMPELO JR., J. H. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research**, Washington, v. 38, p. 45-57, 2002.

WEBB, E.K.; PEARMAN, G.I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for ensity effects due to heat and water vapor transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 106, p. 85–100, 1980.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, Dordrecht, v. 113, n. 1/4, p. 223-243, Dec. 2002.

WOFSY, S.C.; HARRISS, R.C.; KAPLAN, W.A. Carbon dioxide in the atmosphere over the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, New York, v. 93, p. 1377-1387, Feb. 1988. ISSN 0148-0227.

WOFSY, S. C. et al. **Net exchange of CO₂ in amid-latitude forest**. Science , v. 260, n. 1314–1317, 1993.

ZERI, M. **Investigation of high nighttime CO₂-fluxes at the Wetzstein spruce forest site in Thuringia, Germany**. 2008. 115p. Ph.D. Thesis. Max-Planck-Institute for Biogeochemistry, Jena, Germany, Technical Reports 13. 2008. Online at: <<http://www.bgc-jena.mpg.de>>.

ZERI, M. Analysis of periods with strong and coherent CO₂ advection over a forested hill. **Agricultural and Forest Meteorology** , Dordrecht, v. 150, p. 674-683, 2010.

ANEXOS

Figura 61 - Padrão médio sazonal de temperatura do ar (2004 a 2013, em $^{\circ}\text{C}$) por direção do vento

Figura 62 - Padrão médio anual de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) por direção do vento

Figura 63 - Padrão médio sazonal de umidade específica do ar (2004 a 2013, em g kg^{-1}) por direção do vento

Figura 64 - Padrão médio anual de umidade específica do ar (g kg^{-1}) por direção do vento

Figura 65 - Médias pentadais das componentes do balanço de energia: saldo de radiação (R_n , $W m^{-2}$), fluxo de calor latente (LE , $W m^{-2}$) e fluxo de calor sensível (H , $W m^{-2}$). A razão de Bowen (β) e fração evaporativa (Λ) são adimensionais, com o período de inundação do ano indicado pela linha verde. A área hachurada em cinza indica a estação seca climatológica

Figura 66 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2004

Figura 67 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2005

Figura 68 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2006

Figura 69 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2008

Figura 70 Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2009

Figura 71 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2010

Figura 72 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2011

Figura 73 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2012

Figura 74 - Armazenamento de água no solo observado (S , em mm) em 5 níveis de medição e variação do armazenamento (ΔS , em mm) com a precipitação (acumulado diário, em mm) para o ano de 2013

Figura 75 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2004, com a indicação do início e término da inundação

Figura 76 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2005, com a indicação do início e término da inundação

Figura 77 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2006, com a indicação do início e término da inundação

Figura 78 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2008, com a indicação do início e término da inundação

Figura 79 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2009, com a indicação do início e término da inundação

Figura 80 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2010, com a indicação do início e término da inundação

Figura 81 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2011, com a indicação do início e término da inundação

Figura 82 - Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2012, com a indicação do início e término da inundação

Figura 83- Armazenamento de água no solo (ΔS , em mm) diário e médias diárias de evaporação (mm), com o acumulado de precipitação diário (mm) correspondente para o ano de 2013, com a indicação do início e término da inundação