



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS**

**WANDER LUIZ DA SILVA ATAIDE**

**FLUXOS DE MASSA E ENERGIA SOBRE UMA FLORESTA PRISTINA NA  
AMAZÔNIA ORIENTAL DURANTE EVENTO DE ENOS**

**BELÉM**

**2020**



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO**  
**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS**

**WANDER LUIZ DA SILVA ATAIDE**

**FLUXOS DE MASSA E ENERGIA SOBRE UMA FLORESTA PRISTINA NA  
AMAZÔNIA ORIENTAL DURANTE EVENTO DE ENOS**

Tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais, área de concentração: Manejo de Ecossistemas Florestais, para obtenção do título de Doutor em Ciências Florestais.

Orientador: Francisco de Assis de Oliveira

Co-orientador: Alessandro Carioca de Araújo

**BELÉM**

**2020**

WANDER LUIZ DA SILVA ATAIDE

Fluxos de massa e energia sobre uma floresta pristina na Amazônia oriental durante  
evento de ENOS

Defesa de tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia, como parte das  
exigências do curso de Doutorado em Ciências Florestais para obtenção do título de  
Doutor.

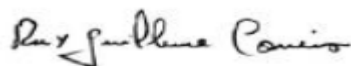
30 de outubro de 2020

BANCA EXAMINADORA



---

Prof. Dr. Francisco de Assis de Oliveira - Orientador  
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA



---

Prof. Dr. Ruy Guilherme Correa  
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO PARÁ




---

Dr. Walmer Bruno Rocha Martins  
SECRETARIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE E SUSTENTABILIDADE



---

Prof. Dr. Rodrigo Otávio Rodrigues de Melo Souza  
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA



---

Dr.ª Vanda Maria Sales de Andrade  
AGROMTEORY CONSULTORIA

*Dedico este trabalho aos meus pais, Luiz Edinei e Otília do Socorro; a minha esposa, Elayne Braga, e a todos que de alguma forma iluminaram meu caminho para que eu pudesse alcançar este objetivo.*

DEDICO

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Bibliotecas da Universidade Federal Rural da Amazônia  
Gerada automaticamente mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- A862f Ataíde, Wander Luiz da Silva  
Fluxos de massa e energia sobre uma floresta pristina na Amazônia oriental durante evento de ENOS /  
Wander Luiz da Silva Ataíde. - 2020.  
96 f. : il. color.
- Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais (PPGCF), Campus  
Universitário de Belém, Universidade Federal Rural Da Amazônia, Belém, 2020.  
Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Oliveira  
Coorientador: Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo.
1. Floresta Nacional de Caxiuanã.. 2. Vórtices turbulentos.. 3. Fator de desacoplamento. . 4.  
Condições.. I. Oliveira, Francisco de Assis, *orient.* II. Título
-

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela concessão da vida, saúde e alegria para viver.

Em segundo lugar agradeço aos meus pais Luiz Edinei e Otília do Socorro, principais motivadores para que eu pudesse chegar a este nível atual. Desde a época final do ensino fundamental conduzido a partir de então no NPI/UFPA até chegar à UFRA.

A minha esposa Elayne Braga pelo companheirismo, carinho e amor dedicado.

Ao Dr Alessandro Araújo pela oportunidade a mim dedicada, por mais que não tenha sido da forma mais espontânea minha ida para o mundo da *Eddy Covariance*. O meu muito obrigado pelos ensinamentos passados quando da minha estadia por Belém na Embrapa Amazônia Oriental.

À CAPES pela concessão de bolsa de pós-graduação.

Ao Programa de Pós-graduação em Ciências Florestais pela oportunidade.

Ao Programa LBA, pelo fornecimento dos dados para realização deste trabalho.

À Leila Sampaio pelos ensinamentos também passados e extrema paciência para explicar.

Ao Carlos Dias pela “parceiragem” construída do LASS para a vida. À Julie Andrews pela amizade e dúvidas tiradas em uma rápida conversa de 5 minutos. À Gisele Nerino pela amizade dentro do LASS. À Bárbara Oliveira e ao Caio Pantoja.

Ao LABECOS/UFRA. Em especial ao Prof<sup>o</sup> Assis que aceitou o desafio para orientar na reta final do curso.

E a todos que contribuíram de forma direta ou indiretamente para realização do trabalho.

## LISTA DE SIGLAS, ABREVIACOES E SIMBOLOS

- Rn: Saldo de radiação líquida ( $W.m^{-2}$ )
- LE: Fluxo de calor latente ( $W.m^{-2}$ )
- H: Fluxo de calor sensível ( $W.m^{-2}$ )
- G: Fluxo de calor no solo ( $W.m^{-2}$ )
- Sb: Armazenamento de calor na biomassa ( $W.m^{-2}$ )
- Sd: Armazenamento de calor no dossel ( $W.m^{-2}$ )
- S: Armazenamento de energia ( $W.m^{-2}$ )
- Tar: Temperatura do ar ( $^{\circ}C$ )
- UR: Umidade Relativa do ar (%)
- DPV: Déficit de Pressão de Vapor da atmosfera (kPa.  $^{\circ}C$ )
- ROCI<sub>n</sub>: Radiação de Onda Curta incidente ( $W.m^{-2}$ )
- ROCR<sub>ef</sub>: Radiação de Onda Curta refletida ( $W.m^{-2}$ )
- ROL<sub>atm</sub>: Radiação de Onda Longa atmosférica ( $W.m^{-2}$ )
- ROL<sub>ter</sub>: Radiação de Onda Longa terrestre ( $W.m^{-2}$ )
- MCG – Modelos de Circulação Global da atmosfera
- ENOS : El Niño Oscilação Sul
- TSM: Temperatura da Superfície do Mar
- NASA: Agência Espacial Norte Americana
- CVT: Covariância de Vrtices Turbulentos
- EC: Eddy Covariance
- ET: Evapotranspiração
- CO<sub>2</sub>: Dióxido de carbono
- Hz: Hertz (frequência)
- IRGA: Analisador de Gás por Infra Vermelho
- IAF: ndice de rea Foliar ( $m^2.m^2$ )
- P: Fotossíntese
- CLA: Camada Limite Atmosférica
- CLAT: Camada Limite Atmosférica Tropical

Flona: Floresta Nacional

ECFPn: Estação Científica Ferreira Pena

MPEG: Museu Paraense Emílio Goeldi

IBAMA: Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis

LBA: Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia

R<sup>2</sup>: coeficiente de determinação (adimensional)

V.V: velocidade do vento

D.V: direção do vento

N: Norte

S: Sul

L: Leste

O: Oeste

NE: Nordeste

SE: Sudeste

NO: Nordeste

SO: Sudoeste

WMO: Organização Mundial de Meteorologia

$\alpha$ : albedo da superfície (adimensional)

$\beta$ : Razão de Bowen (adimensional)

$\Omega$ : fator de desacoplamento (adimensional)

Ca: condutância aerodinâmica (m.s<sup>-1</sup>)

Cs: condutância da superfície (m.s<sup>-1</sup>)

ra: resistência aerodinâmica (m.s<sup>-1</sup>)

rs: resistência da superfície (m.s<sup>-1</sup>)

Zm: medida da altura do vento (m)

Zh: medição da altura de umidade (m)

d: deslocamento do plano zero (m)

Zom: comprimento da rugosidade que rege o momento de transferência (m)

Zoh: comprimento da rugosidade que rege a transferência de calor e vapor (m)

k: constante de Von Kármán (0,41)



Uz: velocidade do vento na altura z (m.s-1)

$\rho_a$ : densidade do ar (kg.m<sup>-3</sup>)

CP: calor específico do ar (J.kg.°C<sup>-1</sup>)

s: declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água (kPa. °C)

$\gamma$ : constante psicrométrica (kPa °C)

p: p valor (parâmetro estatístico)

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Representação esquemática sobre as principais trocas que ocorrem na interface floresta x atmosfera. Balanço de massa e energia com radiação líquida ( $R_n$ ), calor sensível $\downarrow$ (H), calor latente $\downarrow$ (LE), entrada e saída de água $\downarrow$ ( $H_2O$ ), evapotranspiração (ET) escoamento advectivo $\rightarrow$ (wind); umidade relativa (UR) ; e condução de calor no $\downarrow$ (G).....	19
Figura 2- Áreas do Oceano Pacífico tropical (1+2, 3, 3.4 e 4) utilizadas para monitoramento do fenômeno ENOS. Niño 1+2 (0 a 10S, 90-80W), Niño 3 (5N-5S, 150-90W), Niño 3.4 (5N-5S, 170-120W) e Niño 4 (5N-5S, 160E-150W).....	20
Figura 3- EC 150, sistema integrado de analisador de gás por infravermelho e anemômetro sônico. EC150 de caminho aberto, mede as densidades absolutas de dióxido de carbono e vapor de água. Frequentemente utilizado em conjunto com o anemômetro sônico, que mede os componentes ortogonais do vento junto com a temperatura do ar determinada sonoramente.....	23
Figura 4- Perfil vertical da parte baixa da atmosfera, identificando a faixa de variação da troposfera durante o dia e noite, a qual sofre influência direta da superfície.....	23
Figura 5 - Localização da Floresta Nacional de Caxiuanã, Melgaço. Estado do Pará.....	31
Figura 6. Variação sazonal da precipitação total diária na forma de chuva (mm) para os anos de El Niño 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	35
Figura 7. Variação sazonal da temperatura média diária do ar a 52 metros ( $^{\circ}C$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	38
Figura 8. Variação sazonal da umidade relativa diária do ar a 52 metros em (%) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	39
Figura 9. Variação média diária da ROC in - radiação de onda curta incidente em ( $W.m^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	40
Figura 10. Variação sazonal diária da ROCref - radiação de onda curta refletida em ( $W.m^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional, Pará, Brasil.....	41

Figura 11. Variação sazonal diária do albedo da superfície vegetal (ROCre <sub>f</sub> /ROCre <sub>i</sub> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	41
Figura 12. Variação média diária da ROL <sub>atm</sub> - radiação de onda longa emitida pela atmosfera em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	43
Figura 13. Variação sazonal da ROL <sub>ter</sub> - radiação de onda longa emitida pela superfície em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	43
Figura 14. Variação sazonal diária do saldo de radiação em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	44
Figura 15. Variação sazonal diária do fluxo de calor sensível (H) em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	45
Figura 16. Variação sazonal diária do fluxo de calor latente (LE) em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	46
Figura 17. Variação sazonal diária do fluxo de calor no solo (G) em (W.m <sup>-2</sup> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	47
Figura 18. Relação entre a energia disponível (R <sub>n</sub> - G - S) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente (H + LE). R <sub>n</sub> : saldo de radiação, G: fluxo de calor no solo e S: energia armazenada na biomassa e no dossel para os anos de 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	48
Figura 19. Fechamento do balanço de energia [(H + LE) vs (R <sub>n</sub> - G - S)] para o ano de 2015, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	51
Figura 20. Fechamento do balanço de energia [(H + LE) vs (R <sub>n</sub> - G - S)] para o ano de 2016, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	53
Figura 21. Variação média horária para a razão de Bowen (H/LE) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	54
Figura 22. Variação sazonal para a fração evaporativa (LE/R <sub>n</sub> ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	55
Figura 23. Localização da área de estudo na Floresta Nacional de Caxiuanã (B) em relação ao estado do Pará (A). O quadrado da figura B demarca a localização da torre	

para os estudos micrometeorológicos na baía de Caxiuanã.....	68
Figura 24- Condutâncias aerodinâmicas vs condutância da superfície. A) Chuvoso 2015, B) Seco 2015, C) Chuvoso 2016 e D) Seco 2016. Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	70
Figura 25 - Média horária para o fator de desacoplamento. A) Chuvoso 2015, B) Seco 2015, C) Chuvoso 2016 e D) Seco 2016. Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	73
Figura 26. Análise de correlação entre DPV e Cs para os anos de 2015 (A – período chuvoso, B – seco) e 2016 (C – chuvoso, D – seco). Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	74
Figura 27- Localização do sítio na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil e da Estação Científica Ferreira Pena.....	83
Figura 28- Médias e máximas da velocidade e direção do vento (A) 2015 e (B) 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	84
Figura 29 - Distribuição das direções e horários predominantes do vento para os período chuvoso de 2015 e 2016 às 9h A e B, 12h C e D, 15h E e F na Floresta Nacional de Caxiuanã,Pará, Brasil.....	87
Figura 30 - Distribuição das direções e horários predominantes do vento para os períodos seco de 2015 e 2016 às 9h A e B, 12h C e D e 15h E e F na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	88

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Limites atribuídos para descarte de valores espúrios no sítio de Caxiuanã. H (calor sensível), LE (calor latente), G (calor no solo), Rn (saldo de radiação líquida), ROCin (radiação de onda curta incidente), ROCref (radiação de onda curta refletida), ROLatm (radiação de onda longa atmosférica) e ROLter (radiação de onda longa terrestre) em (W.m-2), Tar (temperatura do ar) (°C), UR (umidade relativa do ar) (%) e Prp (precipitação) em (mm), de acordo com os protocolos da equipe LBA Embrapa Amazônia oriental.....	33
Tabela 2. Típicos erros dos componentes da equação do balanço de energia e escalas horizontais e alturas para as medições dos componentes.....	50
Tabela 3. V.V velocidade média diária do vento (m.s-1) e D.V direção do vento (°) para os períodos diurno e noturno em 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil. Em que: V.V = Velocidade do vento (m.s-1) e D.V = direção do vento (°).....	85
Tabela 4. Análise estatística para comparação de médias da velocidade do vento para os anos de 2015 e 2016 na Flona Caxiuanã, Pará, Brasil.....	85
Tabela 5. Distribuição da velocidade e direção do vento sobre a Flona Caxiuanã durante o evento de ENOS 2015-2016.....	86
Tabela 6. Frequência de observação das velocidades do vento (2015 e 2016) acima do dossel na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil. Teste de Tukey de comparação de médias (diárias) entre os anos, com 95% de probabilidade.....	89
Tabela 7. Distribuição anual das direções predominantes do vento por setores para 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.....	89

## LISTA DE EQUAÇÕES

Equação	1.	Cálculo	da	ROC	in	com	base	na	ROC	ref.	33
Equação	2.			Albedo					da	superfície.	33
Equação	3.	Armazenamento	(S)	proposto	por	Fisch	e	Moore.			34
Equação	4.	Armazenamento	de	energia	na	biomassa		(Sb).			34
Equação	5.	Armazenamento	de	energia	no	dossel		(Sd).			34
Equação	6.	Fechamento	do	balanço	de	energia.					35
Equação	7.	Cálculo	da	condutância	aerodinâmica	(Ca).					69
Equação	8.	Cálculo	da	condutância	da	superfície		(Cs).			69
Equação	9.	Cálculo	do	fator	de	desacoplamento		( $\Omega$ ).			70

## SUMÁRIO

RESUMO .....	16
ABSTRACT .....	17
1. CONTEXTUALIZAÇÃO .....	18
1.1 Florestas Tropicais e mudanças climáticas .....	18
1.2 A interação entre os ecossistemas florestais e a atmosfera.....	19
1.3 ENOS. Como funciona? .....	20
1.4 Trocas de massa e energia nos trópicos .....	22
1.5 Covariância dos vórtices turbulentos .....	22
1.6 Camada Limite Atmosférica .....	23
2. QUESTÕES E HIPÓTESE .....	25
3. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS .....	25
3.1 Geral.....	25
3.2 Específicos .....	25
REFERÊNCIAS .....	26
Capítulo I: Balanço de radiação, energia e fechamento do balanço em uma floresta prístina na Amazônia oriental.....	30
R E S U M O .....	30
A B S T R A C T .....	30
1. INTRODUÇÃO.....	31
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	32
2.1 Caracterização da área em estudo .....	32
2.2 Clima.....	33
2.3 Instrumentação e dados.....	33
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	36
3.1 Precipitação.....	36
3.2 Temperatura do ar .....	39
3.3 Umidade relativa.....	40
3.4 Balanço de radiação .....	41
3.5 Balanço de energia.....	46
3.6 Fechamento do balanço de energia .....	49
3.7 Razão de Bowen .....	56
3.8 Fração evaporativa .....	57
CONCLUSÕES .....	58
REFERÊNCIAS .....	60

Capítulo II: Controles biofísicos sobre a evapotranspiração em uma floresta prístina na Amazônia Oriental durante evento de ENOS.....	67
RESUMO .....	67
ABSTRACT .....	67
1. INTRODUÇÃO.....	68
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	70
2.1 $C_a$ .....	71
2.2 $C_s$ .....	71
2.3 $\Omega$ .....	72
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	72
3.1 Condutância aerodinâmica.....	72
3.2 Condutância da superfície.....	73
3.3 Fator de desacoplamento .....	74
CONCLUSÕES .....	77
REFERÊNCIAS .....	78
Capítulo III: Caracterização dos ventos sobre a Flona Caxiuanã em ano de ENOS .....	82
RESUMO .....	82
ABSTRACT .....	82
1. INTRODUÇÃO.....	83
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	84
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	86
CONCLUSÃO.....	92
REFERÊNCIAS .....	93
CONCLUSÕES GERAIS .....	96



## RESUMO

O entendimento do balanço de massa e energia na superfície terrestre é necessário para a compreensão dos processos físicos, biofísicos, biológicos e climáticos, nas diversas escalas espaciais e temporais, e de suas influências externas. O estudo foi realizado objetivando caracterizar o comportamento de em uma floresta prístina, bem como do fechamento do balanço de energia, os fatores que controlam a evapotranspiração e a caracterização do escoamento do vento durante um evento de El Niño Oscilação Sul de forte intensidade (2015-2016) na Amazônia oriental, na Floresta nacional de Caxiuanã, estado do Pará. Sob a hipótese de que a inclusão do componente armazenamento de energia aumentaria o grau de fechamento deste balanço, os controles bióticos sobre a evapotranspiração seriam mais fortes e de que a intensidade e direção do vento seria modificada durante os anos compreendidos. O sítio possui uma torre micrometeorológica de alumínio composta por sensores de resposta rápida (sistema de fluxo e anemômetro sônico) localizado a 400 km da capital Belém do Pará, utilizando-se um banco de dados durante os anos de 2015 e 2015 (de janeiro a dezembro). Mesmo sob condições de El Niño-Oscilação Sul - ENOS de forte intensidade pouco presenciada anteriormente, o ecossistema conseguiu se manter dentro das normalidades metabólicas do espaço e tempo, evidenciando o papel dos ecossistemas florestais na regulação climática a nível local e regional. A maior parte da energia absorvida pela superfície foi liberada na forma de calor latente, sobretudo no período seco quando a vegetação funciona como uma verdadeira bomba d'água para a atmosfera, padrão comportamental para sítios semelhantes ao deste estudo. Sugere-se a construção de um modelo que permita comparar e avaliar, com mais consistência o fechamento do balanço de energia. A evapotranspiração foi controlada predominantemente pelos fatores fisiológicos da vegetação, sobretudo os estômatos, exceto o período seco no ano de 2015. Sabendo que a estrutura da vegetação pode influenciar nas métricas avaliadas como, por exemplo, a condutância da superfície, mais especificamente a camada do dossel, sugere-se estudos acerca da composição florística da vegetação, bem como a caracterização foliar das espécies predominantes no sítio de estudo, tendo em vista a diferença que há entre as espécies em relação a sua distribuição estomática, se hipo, epi ou anisoestomática. A direção do vento predominante foi de NE e L durante os anos avaliados. A intensidade dos ventos não apresentou diferença estatística quando comparada por sazonalidade e entre anos, apresentando poucas variações em relação à direção. Conhecer a estrutura do escoamento acima de formações vegetais, principalmente as florestais, complexas por sinal, é necessária para uma melhor compreensão dos impactos que as florestas causam no campo de vento. Os resultados aqui obtidos são de muito interesse no aperfeiçoamento de parametrizações dos processos de troca entre a superfície e a atmosfera, tendo grande aplicação nos estudos de escoamento acima de formações florestais da região tropical, conduzindo à elaboração de melhores prognósticos do tempo, com aplicações na previsão do tempo, degradação ambiental, poluição, agricultura e saúde.

**Palavras- chave:** Vórtices turbulentos; Turbulência; Caxiuanã.

## ABSTRACT

The understanding of the balance of mass and energy on the Earth's surface is necessary for understanding the physical, biophysical, biological and climatic processes, in the various spatial and temporal scales, and their external influences. The study was carried out aiming to characterize the behavior of in a pristine forest, as well as the closing of the energy balance, the factors that control evapotranspiration and the characterization of wind flow during a high intensity El Niño South Oscillation event (2015- 2016) in the eastern Amazon, in the Caxiuanã National Forest, state of Pará. Under the hypothesis that the inclusion of the energy storage component would increase the degree of closure of this balance, the biotic controls on evapotranspiration would be stronger and that the intensity and wind direction would be changed during the years included. The site has an aluminum micrometeorological tower composed of rapid response sensors (flow system and sonic anemometer) located 400 km from the capital Belém of Pará, using a database during the years 2015 and 2015 (from January to December). Even under conditions of El Niño-Oscillation Sul - ENOS of strong intensity little seen before, the ecosystem managed to remain within the metabolic normalities of space and time, showing the role of forest ecosystems in climate regulation at local and regional level. Most of the energy absorbed by the surface was released in the form of latent heat, especially in the dry period when the vegetation works like a real water pump for the atmosphere, a behavioral pattern for sites similar to this study. It is suggested to build a model that allows comparing and evaluating, with more consistency, the closing of the energy balance. Evapotranspiration was predominantly controlled by the physiological factors of the vegetation, especially the stomata, except for the dry period in 2015. Knowing that the structure of the vegetation can influence the metrics evaluated, for example, the conductance of the surface, more specifically the layer of the canopy, studies on the floristic composition of the vegetation are suggested, as well as the leaf characterization of the predominant species at the study site, in view of the difference that exists between the species in relation to their stomatal distribution, whether hypo, epi or anisoestomatic. The predominant wind direction was NE and L during the years evaluated. The intensity of the winds did not show statistical difference when compared by seasonality and between years, presenting few variations in relation to the direction. Knowing the flow structure above plant formations, especially forest ones, which are complex by the way, is necessary for a better understanding of the impacts that forests cause in the wind field. The results obtained here are of great interest in improving the parameterization of the exchange processes between the surface and the atmosphere, having great application in the flow studies above forest formations in the tropical region, leading to the elaboration of better weather forecasts, with applications in weather forecasting, environmental degradation, pollution, agriculture and health.

**Palavras- chave:** Eddy Covariance; Turbulence; Caxiuanã

## 1. CONTEXTUALIZAÇÃO

### 1.1 Florestas Tropicais e mudanças climáticas

Os ecossistemas florestais, especificamente os localizados na Amazônia, nunca tiveram tanta importância dentro do meio científico quanto nas últimas décadas, sobretudo acerca de suas propriedades biofísicas quanto à regulação climática em níveis regionais e globais, bem como de sua perpetuação ou não ao longo do tempo. Com o passar dos anos, os avanços nas pesquisas sobre os efeitos nos ecossistemas devido às mudanças do uso da terra no clima regional e global, fez com que a função de um ecossistema de emitir e sequestrar carbono crescesse em importância, já que possuem componentes que estocam e trocam carbono (C) entre si com a atmosfera.

As florestas tropicais representam um papel chave na regulação do clima, esse bioma desperta interesse no meio científico por ser a maior floresta tropical do mundo, e principalmente por desempenhar um papel importante na circulação atmosférica global, devido a sua extensão, associada a uma grande disponibilidade hídrica e energia solar (SOUSA et al., 2015). Além disso, a Amazônia está situada entre os trópicos, onde a troca de massa e energia é intensa (SILVA et al., 2017).

De acordo com Meakem et al. (2018) espera-se que na região dos trópicos, mudanças antecipadas na disponibilidade espacial e temporal de água alterem a ecofisiologia e a composição das florestas, com possíveis consequências para o sistema climático. O que de fato já vem sendo predito por uma grande quantidade de estudos simulando cenários futuros, sejam eles menos ou mais catastróficos, como por exemplo o modelo acoplado da atmosfera-oceano-biosfera desenvolvido pelo Met Office Hadley Center, Reino Unido, e outros que possibilitam simulações mais sofisticadas de futuros cenários de mudança climática. Atualmente sabe-se que as florestas primárias possuem uma alta resiliência, no entanto, não se sabe é por quanto tempo essa resiliência se manterá constante. E quando esse maciço verde está tendo perdas no globo terrestre isso torna-se bastante preocupante.

De Jong et al (2013) detectaram redução no maciço floresta sobretudo abaixo da linha do Equador, com um considerável aumento no hemisfério norte. Neste mesmo estudo os autores buscaram quantificar a responsabilidade por essa perda de massa florestal no planeta através de dados de satélite, seja por atividade humana ou ainda pela variabilidade climática. Os dados revelaram que 54% das mudanças ocorridas sobre a vegetação poderiam ser atribuídas à variabilidade climática e cerca de 10% que ninguém saberia explicar a razão, nem pela climatologia nem pela atividade humana (efeitos inexplicáveis da interação entre clima x floresta), onde o componente não associado do modelo poderia conter intervenções humanas de grande escala, mecanismos de feedback ou efeitos naturais que não puderam ser capturados.

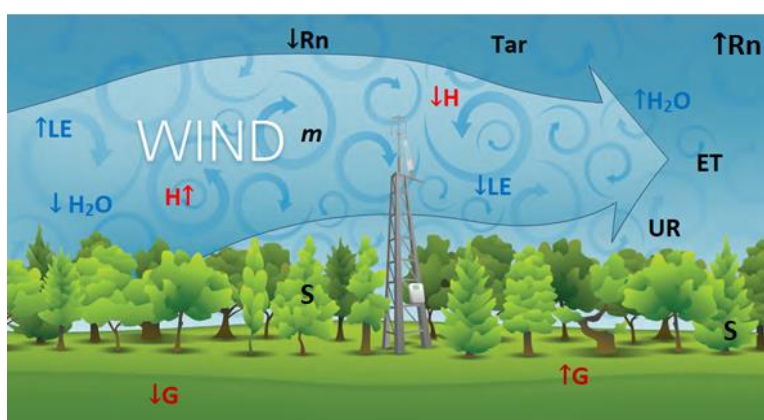
Dada à importância que as florestas tropicais representam para o sistema climático, as repostas podem ser significativas, mas nosso entendimento sobre as mesmas permanece limitado (ANDEREGG et al., 2015; CORLETT, 2016). Uma completa compreensão da relação entre vegetação e clima atualmente está em falta, mas é crucial para o desenvolvimento de modelos microclimáticos para paisagens heterogêneas (HARDWICK, 2015), como no caso, a floresta amazônica.

Este estudo, assim como a grande maioria do que se encontra na literatura poderão servir de base para validar ou calibrar modelos, os quais servem para simular fenômenos que ocorrem na interface superfície – atmosfera.

## 1.2 A interação entre os ecossistemas florestais e a atmosfera

Superfície e atmosfera constituem uma interface fortemente acoplada na região dos trópicos, caracterizada por uma intensa transferência de massa e energia (Figura 1), a qual é distribuída para o restante do globo terrestre.

Figura 1- Representação esquemática sobre as principais trocas que ocorrem na interface floresta x atmosfera. Balanço de massa e energia com radiação líquida ( $R_n$ ), calor sensível  $\downarrow$  ( $H$ ), calor latente  $\uparrow$  ( $LE$ ), entrada e saída de água  $\downarrow$  ( $H_2O$ ), evapotranspiração ( $ET$ ) escoamento advectivo  $\rightarrow$  ( $wind$ ); umidade relativa ( $UR$ ) ; e condução de calor no  $\downarrow$  ( $G$ ).



Fonte: Adaptado de (Burba, 2013)

Essas transferências são responsáveis pelas trocas de momentum, calor e umidade entre superfície-atmosfera e são afetadas por várias escalas de processos atmosféricos, que controlam as transformações e mudanças de energia nos processos dinâmicos de interação térmica e evaporação (FOKEN, 2008). As forçantes que geram tal transferência originam-se na própria superfície, dentre elas tem-se a turbulência, a qual pode ser visualizada como uma superposição de vórtices com diferentes escalas espaciais e temporais, transferindo energia de um vórtice para outro de forma irregular em cascata (STULL, 1988).

A influência de alguns eventos atuando na interação floresta - atmosfera, na Amazônia, desperta interesse no meio científico por ser a maior floresta tropical do mundo e, principalmente, por desempenhar um papel importante na circulação atmosférica global, em virtude da dimensão continental da floresta, associada a uma grande disponibilidade hídrica e, de energia solar devido a sua localização geográfica na faixa equatorial (LOPES, 2013).

A evolução nos avanços das pesquisas sobre os efeitos nos ecossistemas devido às mudanças climáticas a nível regional e global, fizeram com que o papel dos ecossistemas (emitir e sequestrar) escalares crescesse em importância, já que possuem componentes que estocam e trocam esses escalares entre si com a atmosfera. A capacidade dos ecossistemas de emitir ou sequestrar é determinado por uma variedade

de processos físicos, químicos e biológicos em diferentes proporções (DIAS et al., 2018).

Webler et al (2013) preconizam acerca da continuidade de estudos que analisem os processos básicos de funcionamento do ecossistema sob diferentes tipos de superfície, buscando elucidar os impactos sobre o equilíbrio ambiental e climático da região e facilitar a construção de modelos climáticos com maior grau de confiabilidade.

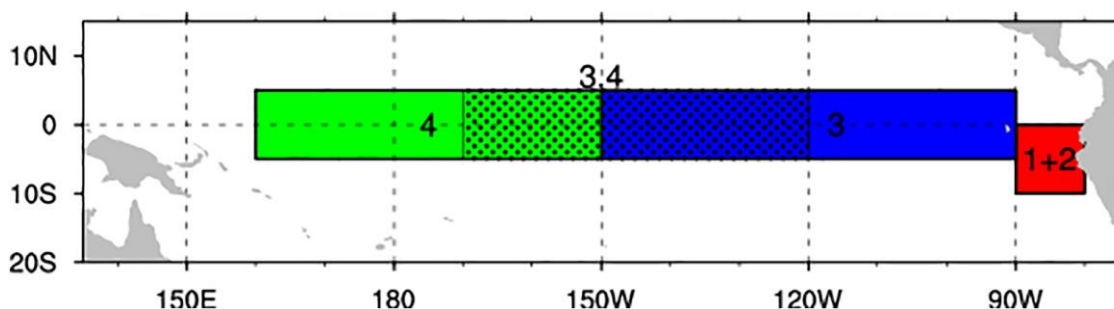
Alterações nas interações ocorrentes entre superfície e atmosfera causariam consideráveis mudanças nos processos biofísicos em grande proporção da superfície terrestre. E uma dessas forçantes é o fenômeno El Niño, ou tecnicamente ENOS – El Niño Oscilação Sul.

### 1.3 ENOS. Como funciona?

El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um processo geofísico que ocorre no Oceano Pacífico Tropical, é um exemplo de fenômeno de interação oceano-atmosfera que interfere no clima global e regional. É constituído de dois componentes, o oceânico, denominado El Niño (EN) propriamente dito, e o atmosférico, a Oscilação Sul (OS). O EN é caracterizado por anomalias positivas da temperatura da superfície do mar (TSM), ou seja, águas mais quentes que as normais se estabelecem no Oceano Pacífico Tropical Centro-Oriental, próximo à costa oeste da América do Sul (MOLION, 2017). O fenômeno da Oscilação Sul do El Niño (ENOS) é um dos principais controles da variabilidade climática interanual incluindo mudanças nos padrões de precipitação (MCGREGOR; EBI, 2018).

As áreas oceânicas mais importantes para monitoramento da ocorrência deste fenômeno estão indicadas na Figura 2, denominadas Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 e Niño 3,4 (SILVA e SALVADOR, 2016).

Figura 2- Áreas do Oceano Pacífico tropical (1+2, 3, 3.4 e 4) utilizadas para monitoramento do fenômeno ENOS. Niño 1+2 (0 a 10S, 90-80W), Niño 3 (5N-5S, 150-90W), Niño 3.4 (5N-5S, 170-120W) e Niño 4 (5N-5S, 160E-150W).



Fonte: Trenthberth, 2016. Climate data guide.

Cada episódio persiste, em média, por um período de nove a doze meses, e uma nova ocorrência, acontece com intervalo médio de três a cinco anos (OLIVEIRA et al., 2015; SILVA, 2015). No entanto, o ENOS 2015/2016 persistiu por mais de 20 meses, o qual se desenvolveu no outono de 2014 e atingiu seu pico máximo entre novembro e dezembro de 2015, retornando aos níveis neutros em maio de 2016 (MA et al., 2018).

Durante eventos de El Niño muito forte, registra-se consideráveis aumentos de temperatura na baixa troposfera do globo, injetando grandes quantidades de calor sensível e latente na atmosfera na região dos trópicos (MOLION, 2017), bem como do enfraquecimento dos ventos Alísios ou até mesmo a mudança de sua direção.

Segundo a Agência Espacial Americana - NASA, o ano de 2015 foi o ano mais quente já registrado no planeta desde 1880, deixando em segundo lugar o ano de 1998 (SILVA; SALVADOR, 2016). No entanto, Varotsos et al. (2016) apontam que esta ordem é inversa em decorrências dos efeitos desse aquecimento do Pacífico sobre o continente.

O El Niño de 2015-2016 foi considerado um dos três eventos mais fortes já registrados, comparável aos de 1982–1983 e 1997–1998 (REN et al., 2017; WMO, 2016). Além disso, ele ainda foi classificado como um evento de extrema intensidade (MOORE et al., 2017).

Em fevereiro de 2016, a temperatura global registrou desvio de + 0,83 °C acima da média (SPENCER, 2016). E de um modo geral, aceita-se que ocorram secas nas regiões Norte e Nordeste e excesso de chuvas nas regiões Sul e Sudeste durante os eventos de El Niño (MOLION, 2017). Os eventos quentes estão associados à secas periódicas devido à supressão da convecção na superfície, e com isso a formação de chuvas no Norte, Leste e Oeste da região amazônica (ESPINOZA et al., 2011; MARENGO; ESPINOZA, 2016; MALHI et al., 2008). A cidade de Belém do Pará presenciou chuvas 50% abaixo da média, onde os níveis dos reservatórios das usinas hidrelétricas do estado operaram com níveis reduzidos (MOREIRA et al., 2018).

Esses aspectos permitem inferir a respeito dos problemas socioambientais e econômicos resultantes destes fenômenos (SANTOS et al., 2011). De acordo com Molion (2017) uma estranha coincidência é mostrada em seu estudo, onde os eventos de El Niño intensos são espaçados por um intervalo de tempo de 19 anos, com isso, ressalta-se a importância dos estudos acerca desse fenômeno, bem como de sua previsão, evitando com isso grandes perdas sociais, econômicas e ambientais. O impacto causado pelo fenômeno ENOS, dependendo de sua intensidade, pode resultar em secas ou enchentes severas, interferindo de forma significativa nas atividades econômicas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, de tal forma que o monitoramento e a previsão climática deste fenômeno são fundamentais para a mitigação dos impactos socioeconômicos causados na região amazônica (SOUSA et al., 2015).

Eventos climáticos extremos na Amazônia estão principalmente relacionados às condições de ENOS no Oceano Pacífico tropical, mas também às anomalias da temperatura da superfície do mar (SST) no Oceano Atlântico tropical, ou a uma combinação de ambos (MARENGO; ESPINOZA, 2016). A ocorrência desses eventos extremos interrompe gravemente o ciclo da água e do carbono das extensas florestas tropicais (GLOOR et al., 2015; MAEDA et al., 2015). Apesar disso, apenas uma fração da variabilidade da precipitação na Amazônia, pode ser explicada pelo ENOS, e que esta relação é mais atuante somente durante a estação chuvosa (YOON; ZENG, 2010).

#### 1.4 Trocas de massa e energia nos trópicos

O entendimento do balanço de massa e energia na superfície terrestre é necessário para a compreensão dos processos físicos, biofísicos, biológicos e climáticos, nas diversas escalas espaciais e temporais, e de suas influências externas (MACHADO, 2012).

O balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no solo-planta-atmosfera, por meio do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem na vegetação. O método permite avaliar as alterações no microclima da vegetação em função dos estágios de desenvolvimento da vegetação e em função das condições do solo e da atmosfera (MACHADO, 2012).

Alterações nesses componentes gerariam mudanças nos fluxos de energia, principalmente nos fluxos de calor sensível e latente (H e LE) modificando a temperatura e umidade do ar e, conseqüentemente dos processos de formação de nuvens o que provocaria novas mudanças no balanço de radiação superficial (MACHADO, 2012).

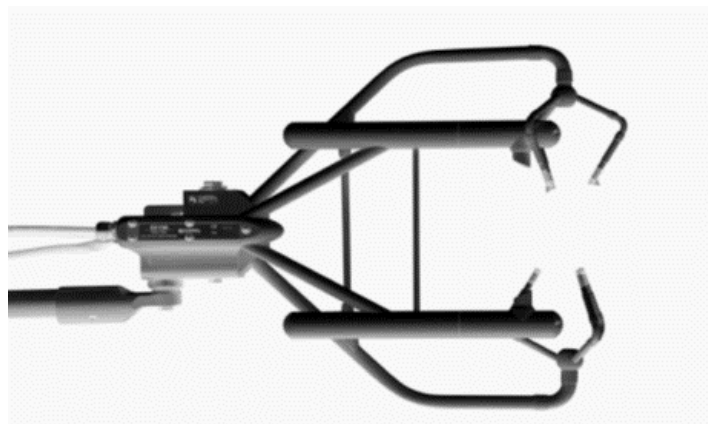
Para a quantificação desses serviços ambientais, no que diz respeito às trocas superficiais de massa e energia, emprega-se técnicas que muitas vezes necessitam de instrumentação sofisticada e com um elevado custo financeiro, além da demanda de mão-de-obra capacitada para sua instalação, manutenção, calibração, coleta e análise de dados (VALENTE, 2016). Dentre as mais utilizadas para compreender como os ecossistemas funcionam, tem-se desde a metade do último século a CVT – Covariância dos Vórtices Turbulentos ou EC – Eddy Covariance.

#### 1.5 Covariância dos Vórtices Turbulentos

O método se baseia no princípio de determinação direta e contínua dos fluxos que calcula a correlação entre os desvios temporais de alta frequência (10 Hz) da velocidade vertical do vento com os desvios temporais da velocidade do vento (fluxo de momentum), da temperatura do ar (fluxo de calor sensível), da umidade do ar (fluxo de calor latente) e da concentração de CO<sub>2</sub> (fotossíntese, respiração e fotorrespiração) (AGUIAR, 2013).

A técnica é composta por sensores de resposta rápida, sendo um analisador de gás por infravermelho (IRGA) que mede as densidades molares de CO<sub>2</sub>, vapor d'água e a pressão atmosférica, somado a um anemômetro sônico tridimensional que mede as três componentes do vento (duas horizontais e uma vertical) e a temperatura virtual do ar, posicionado a alguns metros acima da superfície (Figura 3). De acordo com Baldocchi et al. (2003) é a única técnica de medida direta dos fluxos superficiais na interface ecossistema-atmosfera com capacidade de amostrar uma escala espacial comparável ou que exceda a da heterogeneidade espacial no ecossistema natural. Devendo-se assumir alguns pressupostos básicos (terreno plano e horizontalmente homogêneo).

Figura 3- EC 150, sistema integrado de analisador de gás por infravermelho e anemômetro sônico. EC150 de caminho aberto, mede as densidades absolutas de dióxido de carbono e vapor de água. Frequentemente utilizado em conjunto com o anemômetro sônico, que mede os componentes ortogonais do vento junto com a temperatura do ar determinada sonoramente.

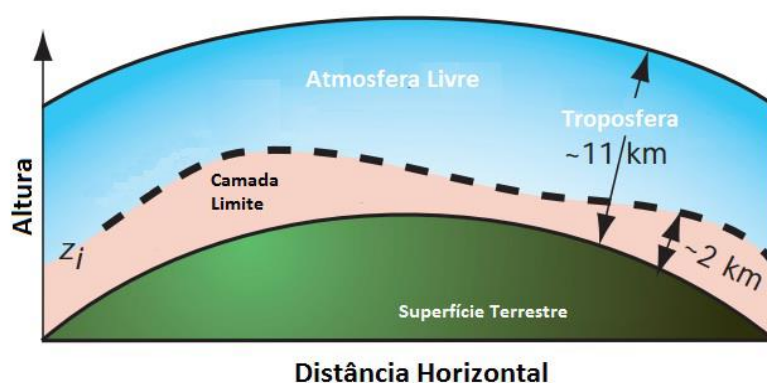


Fonte: Campbell Scientific, 2013.

#### 1.6 Camada Limite Atmosférica

A Camada-Limite Atmosférica (CLA) é a parte mais baixa da atmosfera e é caracterizada pela forte interação com a superfície, através das forças mecânicas e térmicas, e a atmosfera livre pelo processo de arraste (FISCH et al., 2004). De acordo com Pinheiro (2013) tais forças incluem atrito pelo vento, evapotranspiração, transporte de massa e energia no solo e vegetação, onde esses processos de transporte podem gerar camadas com espessuras variando de 100 a 3000 m de altitude, podendo ainda variar no espaço e no tempo (Figura 4).

Figura 4- Perfil vertical da parte baixa da atmosfera, identificando a faixa de variação da troposfera durante o dia e noite, a qual sofre influência direta da superfície.



Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

A CLA situada sobre a região Amazônica passa a ser conhecida como CLAT - Camada Limite Atmosférica Tropical. Ela recebe essa denominação porque pode apresentar, sob certas condições, estruturas diferentes daquelas observadas acima de outras regiões continentais, de latitudes elevadas. Condições estas ditas “perturbadas”,



devidas à presença de vapor d'água em grandes quantidades suficientemente grandes na troposfera, estabelecendo complexidades adicionais na mistura turbulenta da CLAT (SILVA, 2008).

Segundo Stull (1988) a CLA é caracterizada por uma mistura turbulenta bem desenvolvida, que é gerada por arrasto de fricção a partir do movimento da atmosfera sobre as irregularidades da superfície terrestre, e pela formação de bolhas ascendentes de ar a partir da superfície aquecida.

Os transportes na CLA de quantidades como calor, umidade e momentum são caracterizados através da análise dos fluxos atmosféricos ou vento (ventos médios, turbulentos e ondas). Os transportes na horizontal são dominados pela velocidade média do vento nesta direção e os na vertical pela turbulência. A velocidade média do vento na horizontal é responsável pela advecção na superfície e sua velocidade diminui ao se aproximar do solo devido ao atrito. Ondas são observadas na CLA noturna (CLN) e transportam pouco calor e umidade (PINHEIRO, 2013).

Oliveira e Fisch (2001) apontam que alterações na cobertura vegetal geram mudanças no balanço de energia que, por sua vez, interage e modifica a CLA. Onde os fluxos fornecidos pela superfície, como calor sensível e latente, interagem com a baixa troposfera através de processos turbulentos, transferindo verticalmente energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> na CLA (STULL, 1988).

Turbulência é em diversas ordens de magnitudes mais efetiva em transportar quantidades do que a difusividade molecular. É essa turbulência que permite a CLA responder a mudanças de forçantes superficiais. A ausência de turbulência logo acima da CLA significa a atmosfera livre que não pode responder a mudanças na superfície (PINHEIRO, 2013). De acordo com Moreira (2013) a altura da CLA é um importante parâmetro para determinar os diversos processos que ocorrem na troposfera como atividade convectiva e formação de nuvens, além de atuar como dado de entrada para modelos atmosféricos. Por esta razão parte dos estudos se concentra nessa faixa da atmosfera, o que a torna essencial para o entendimento dos processos biofísicos que ocorrem na mesma.

Embora o sítio de Caxiuanã apresente uma infinidade de estudos acerca dos temas abordados neste trabalho, nenhum deles se equipara com o evento de magnitude a qual se registrou nos anos de 2015/2016, ano este considerado como o ENOS mais forte que até então se tinha registrado. Ficando então aberto o questionamento se a floresta seria capaz de se manter em equilíbrio em termos dos fluxos de massa e energia entre a própria floresta e atmosfera após mais um evento de ENOS.

A grande maioria dos estudos buscam responder acerca da resiliência ou não de ecossistemas naturais sob ação de alterações no clima. Mudanças como a ocorrente em 2015/2016 ainda apresentam uma lacuna no conhecimento para a sociedade científica. Compreender a forma com que a floresta se comporta servirá de subsídios para ampliação do conhecimento, bem como para servir de base de dados para validar os modelos ecossistêmicos existentes ou ainda servir como base para estudo de políticas públicas na gestão dos recursos hídricos e de usos da terra na região amazônica.

## **2. QUESTÕES E HIPÓTESES**

Buscando responder algumas questões acerca da resiliência do sítio experimental durante a ocorrência do evento climático, elaborou-se as seguintes questões e suas respectivas hipóteses: Q1) seria a inclusão do armazenamento de energia (S) no cálculo do balanço de energia, o responsável pela melhora do fechamento do balanço energético? A hipótese é de que sim, a inclusão do termo (S) aumentará substancialmente a melhora do fechamento do balanço energético; Q2) teria o sítio avaliado, presenciado um maior controle biológico sobre a evapotranspiração durante o período compreendido? Não, o ecossistema florestal apresentará os mesmos mecanismos de controle durante a ocorrência do fenômeno climático quando comparado a anos normais; Q3) teria o vento, modificado sua direção e intensidade sobre o sítio durante a ocorrência do ENOS? Sim, pois os fatores ambientais são controlados pela vegetação, portanto, os ventos apresentarão alterações em sua direção e intensidade.

## **3. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS**

Com o objetivo de coletar os dados de balanço de energia de uma floresta primária, durante os anos de 2015 e 2016, dividiu-se este trabalho em três capítulos. A princípio fez-se uma contextualização apresentado a fundamentação teórica, problemática, as questões e hipóteses, e as justificativas para a abordagem do problema, objetivos, geral e específicos a serem alcançados. No primeiro capítulo fez-se uma abordagem sobre o balanço de massa e energia, bem como do fechamento desse balanço. No segundo capítulo determinam-se os principais controles biofísicos sobre a evapotranspiração e, por fim no terceiro capítulo faz-se uma caracterização do comportamento dos ventos sobre o sítio.

### **3.1 Geral**

Estimar a magnitude dos fluxos radiativos e não radiativos no nível acima do dossel de um ecossistema florestal pristino durante a ocorrência do evento climático.

### **3.2 Específicos**

- i) Determinar o fechamento do balanço de energia em um ano de ENOS;
- ii) Determinar o controle predominante sobre a evapotranspiração no ecossistema florestal pristino durante o ENOS e;
- iii) Caracterizar o comportamento dos ventos sobre a floresta durante e após ocorrência do ENOS.

## REFERÊNCIAS

- ANDEREGG, W. R. L et al. Pervasive drought legacies in forest ecosystems and their implications for carbon cycle models. *Science*, v. 349, n. 6247, p. 528–532, jul, 2015.
- AGUIAR, G. A. Balanço de energia em ecossistema amazônico por modelo de regressão robusta com Bootstrap e validação cruzada. 2013. 85f. Tese (Doutorado em Física Ambiental). Universidade Federal do Mato Grosso, Instituto de Física, Cuiabá, 2013.
- BALDOCCHI, D. D. Assessing the Eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: Past, present and future. *Global Change Biology*, 9(4), p.479-492, 2003.
- BURBA, G. Eddy Covariance Method: for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications. LI-COR Biosciences. 331p, 2013.
- CORLETT, R. T. The impacts of droughts in tropical forests. *Trends in Plant Science*, v. 21, n. 7, p.584–593, jul, 2016.
- DE JONG, R.; SCHAEPMAN, M. E.; FURRER, R.; DE BRUIN, S.; VERBURG, P, H. Spatial relationship between climatologies and changes in global vegetation activity. *Global Change Biology*, 19, 1953 – 1964, 2013. DOI: 10.1111/gcb.12193.
- DIAS, J. L.; COSTA, A. C. L.; OLIVEIRA, A. B. Variabilidade do fluxo de CO<sub>2</sub> em duas parcelas experimentais do Projeto Esecaflo/Caxiuanã-PA. *Ciência e Natura*, v. 40, p. 144-149, mar, 2018.
- ESPINOZA, J. C. et al. Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. *Geophys. Res. Lett.*, v. 38, n. 13, jul, 2011.
- FISCH, G. et al. The convective boundary layer over pasture and Forest in Amazonia. Springer Wien, *Theoretical and Applied Climatology*, v.78, n. 1-3, p. 47-59, 2004.
- FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, v.18, n.6, p. 1351–1367, set, 2008.
- GLOOR, M. et al. Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests. *Glob. Biogeochem. Cycles*, v. 29, n. 9, p.1384–1399, 2015.
- HARDWICK, S. R. Interactions between vegetation and microclimate in a heterogeneous tropical landscape. 2015. 138f. Tese (Doutorado em Filosofia) Imperial college London. Department of Physics, 2015.
- LOPES, M. N. G. Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 12, p. 84 – 102, jan/ jul, 2013.
- MA, F.; YOU, J.; DUAN, Q. 2015 – 2016 floods and droughts in China, and its response to the strong El Niño. *Science of the Total Environment*, v. 627, p. 1473 – 1484, 2018.

- MAEDA, E. E. et al. Disruption of hydroecological equilibrium in southwest Amazon mediated by Drought. *Geophys. Res. Lett.*, n.42, n. 18, p. 7546–7553, 2015.
- MACHADO, W. B. Balanço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia. 2012. 67f. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia). Universidade Federal do Oeste do Pará, 2012.
- MALHI, Y. et al. Climate Change, Deforestation, and the Fate of Amazon. *Science*, v.319, n.5860, p. 169–172, 2008.
- MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *Int. J. Climatol.*, v. 36, n. 3, p. 1033–1050, 2016.
- MEAKEM, V. et al. Role of tree size in moist tropical forest carbon cycling and water deficit responses. *New Phytologist*, v. 219, n. 3, p. 947-958, 2018.
- MOLION, L. C. B. Gênese do El Niño. Nota de pesquisa, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 13. 2017.
- MOREIRA, G. A. Métodos para obtenção da altura da camada limite planetária a partir de dados de Lidar. 2013. 154f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Nuclear Materiais). IPEN – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, 2013.
- MOREIRA, S. F et al. A Influência dos fenômenos El Niño e La Niña sobre a dinâmica climática da região Amazônica. *Multidisciplinary Reviews*, 2018.
- MOORE, S. M. et al. El Niño and the shifting geography of cholera in Africa. *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.*, v. 114, n. 17, p. 4436–4441, abr, 2017.
- MCGREGOR, G.; EBI, K. El Niño southern oscillation (ENSO) and health: an overview for climate and health researchers. *Atmosphere*, v. 9, n. 7, p. 282, 2018.
- NÓBREGA, R. S; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. *Revista de Geografia*, v13, p. 107-118, 2014.
- OLIVEIRA, P. J.; FISCH, G. Perfil de vento em áreas de floresta e pastagem na Amazônia, *Acta Amazônica*, v.31, p.581-595, 2001.
- OLIVEIRA, N. L.; MARCUZZO, F. F. N.; BARROS, R. G. Influência do El Niño e La Niña no número de dias de precipitação pluviométrica no Estado do Mato Grosso. *Ciência e Natura*, v.37, n. 4, p. 284 – 297, set/dez, 2015.
- PINHEIRO, L. A. R. Caracterização de trocas de energia e evolução da Camada Limite Atmosférica no Cerrado. 2013. 106f. Dissertação (Mestrado em Ciências Mecânicas). Universidade de Brasília, 2013.
- REN, H. L. et al. Upper-ocean dynamical features and prediction of the super El Niño in 2015/16: a comparison with the cases in 1982/83 and 1997/98. *J. Meteor Res.*, v. 31, n. 2, p. 278–294, 2017.

- SANTOS, S. R. Q. et al. Regime térmico e hídrico do solo para área de floresta tropical em anos de El Niño e La Niña, Caxiuanã – PA: estudo de caso. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, n. 3, p. 367 – 374, set, 2011.
- SILVA, D. A. et al. Análise dos Ciclos de Precipitação na região de Boa Vista - RR nos anos de 1910 a 2014. *Revista Geografia Acadêmica*, v. 9, n. 2 p. 34 – 49, 2015.
- SILVA, F. D. S.; SALVADOR, M. A. Análise das anomalias das temperaturas no ano de 2015. Nota técnica, Coordenação Geral de Desenvolvimento e Pesquisa (CGDP/INMET), 2016.
- SILVA, P. V. C. et al. CO2 na floresta nativa de Caxiuanã – Melgaço/PA. *Revista Brasileira de Iniciação Científica*, Itapetininga, v. 4, n. 9, p. 34–53, 2017.
- SILVA, L. M. Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana. Dissertação (Ciências Ambientais), 135.p, Universidade Federal do Pará, 2008.
- SOUSA, A. M. L.; DA ROCHA, E. J. P.; VITORINO, M. I.; SOUZA, P. J. O. P.; BOTELHO, M. N. Variabilidade espaço-temporal da precipitação na Amazônia durante eventos Enos. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.8, n.1, p.12-24, 2015.
- STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 666p, 1988.
- SPENCER, R. W. Global Warming. Disponível em < <http://www.drroyspencer.com/latest-global-temperatures>, 2016 >. Acesso em: 22 de outubro de 2016.
- TRENTHERBETH, K. National Center for Atmospheric Research Staff. The Climate Data Guide: Nino SST indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI). Disponível em < <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-andtni>, 2016 >. Acesso em: 27 de junho de 2016.
- TEJAS, G. T. et al. Estudo da variabilidade climática em Porto Velho/RO-Brasil no período de 1982 a 2011. *Revista de Geografia*, v. 29, n. 2, p. 63 – 81, 2012.
- VALENTE, F. C. P. Sensibilidade do fechamento do balanço de energia a métodos de processamento de dados de fluxos superficiais sobre o bioma Pampa. 2016. 95f. Dissertação (Mestrado em Micrometeorologia). Universidade Federal de Santa Maria/RS, 2016.
- VAROTSOS, C. A.; TZANIS, C. G.; SARLIS, N. V. On the progress of the 2015–2016 El Niño event. *Atmos. Chem. Phys*, v. 16, n. 4, p. 2007–2011, fev, 2016.
- YOON, J. H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, v. 34, p. 249-264, 2010.
- WALACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric Science – An introductory survey*. Academic Press, 2006.

WEBLER, A. D. et al. Mudanças no uso da terra e o particionamento de energia no sudeste da Amazônia. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 17, n. 8, p. 868 – 876, 2013.

WMO – WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. El Niño/La Niña updates archive. Disponível em <  
[http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcasp/enso\\_updates.html](http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcasp/enso_updates.html), 2016 > . Acesso em: 07 de dezembro de 2016.

## **Capítulo I: Balanço de radiação, energia e fechamento do balanço em uma floresta prístina na Amazônia oriental**

### **RESUMO**

A Floresta Nacional de Caxiuanã, localizada no Estado do Pará, ocupa uma área de 324.060 ha, próxima da baía de Caxiuanã, entre os rios Xingu e Amazonas e compreende aproximadamente 70% do município de Portel e 30% do município de Melgaço. O fluxo de energia foi obtido pelo sistema Eddy Covariance localizado a 56 metros de altura. Nota-se uma redução de 10,93% comparando os anos de 2015 (2108,1 mm) e 2016 (2367,8 mm), tendo em vista que a redução da precipitação em determinados sítios é uma consequência dentre outras causas, as mudanças no balanço de energia da superfície. O albedo médio do dossel na Flona Caxiuanã foi de 8,5% para ambos os anos avaliados. O fechamento do balanço de energia durante o ano de 2015 e 2016 foi da ordem de 74,83% e 69%, valor este abaixo do que é considerado satisfatório (entre 80 e 90%) como encontrado na literatura. A inclusão do termo (S) na equação melhora substancialmente o fechamento do balanço, principalmente para áreas de florestas primárias devido a quantidade de biomassa. Visando a melhora do fechamento, o fluxo de calor latente foi descartado e então estimado como o resíduo da equação  $R_n - H - G - S$ , obtendo um fechamento da ordem de 92,05 e 97,26% para 2015 e 2016.

**Palavras chave:** Vórtices turbulentos, balanço de energia, Caxiuanã, fluxo.

### **ABSTRACT**

The Caxiuanã National Forest, located in the State of Pará, occupies an area of 324,060 ha, close to Caxiuanã Bay, between the Xingu and Amazonas rivers and comprises approximately 70% of the municipality of Portel and 30% of the municipality of Melgaço. The energy flow was obtained by the “Eddy Covariance” system located 54 meters high. A reduction of 10.93% can be seen comparing the years 2015 (2108.1 mm) and 2016 (2367.8 mm), considering that the reduction of precipitation in certain sites is a consequence among other causes, the changes in the energy balance of the surface. The average canopy albedo in Flona Caxiuanã was 8.5% for both years evaluated. The closing of the energy balance during 2015 and 2016 was of the order of 74.83% and 69%, which is below what is considered satisfactory (between 80 and 90%) as found in the literature. The inclusion of the term (S) in the equation substantially improves the balance sheet closing, mainly for primary forest areas due to the amount of biomass. In order to improve the closure, the latent heat flow was discarded and then estimated as the residue of the equation  $R_n - H - G - S$ , obtaining a closing of the order of 92.05 and 97.26% for 2015 and 2016.

**Key words:** Eddy covariance, energy balance, Caxiuanã, flow.

## 1. INTRODUÇÃO

As florestas tropicais são caracterizadas por condições úmidas, altas temperaturas, pequenas amplitudes anuais de temperatura e uma imensa diversidade de espécies de flora e fauna. Elas desempenham papéis importantes no ciclo da água, bem como para os fluxos de carbono, nitrogênio e fósforo em escalas regionais e globais (Andreae et al., 2015).

Sabe-se que as florestas tropicais absorvem grandes quantidades de radiação solar e a convertem em calor latente, resfriando e estabilizando as temperaturas, além de transportar umidade para a atmosfera, ajudando a gerar chuvas (Lawrence e Vandecar, 2015). Consequentemente, as florestas tropicais exercem uma função fundamental na regulação do clima regional e global (Lobs et al., 2019).

As mudanças nos elementos climáticos têm modificado os fluxos de radiação, energia e massa que ocorrem na interface biosfera-atmosfera de forma a causar alterações nos processos físicos, químicos e biológicos influenciando o funcionamento dos ciclos biogeoquímicos, sobretudo o ciclo hidrológico que é tão sensível à partição de energia para formação de nuvens que irão resultar em pluviosidade. E de acordo com Grossiord et al. (2017) a resiliência das florestas tropicais frente às mudanças do clima dependerá da capacidade que as mesmas apresentam em explorar os recursos hídricos em cenários futuros.

Santos (2011) aponta que o entendimento dos mecanismos que ocorrem na interface superfície-atmosfera é de grande relevância para a modelagem dos processos relacionados a esta retroalimentação, e somente a partir de monitoramento e gerenciamento adequado dos ecossistemas será possível definir práticas sustentáveis. O estado da superfície terrestre afeta a atmosfera através dos fluxos de água, energia e momentum.

Durante o dia, a floresta se comporta como sumidouro de CO<sub>2</sub>, sequestrando carbono da atmosfera e durante a noite funciona como fonte, liberando carbono para a mesma. Esse ciclo é observado em todos os períodos do ano, com amplitudes podendo oscilar para mais e para menos. Onde os horários de inflexão da curva correspondem aos momentos em que começa e termina o ciclo de absorção de CO<sub>2</sub>. A magnitude dessas trocas está em função das trocas de energia que ocorrem em superfícies vegetadas, de tal modo que a partição da energia líquida para realizar os diversos processos, sejam eles físicos, biológicos e químicos implicará na forma como que o ecossistema irá ser responsivo, se como fonte, neutro ou sumidouro de um determinado escalar, neste caso o CO<sub>2</sub>.

Este é o comportamento do ecossistema florestal em um ano normal, no entanto, não se tem um padrão comportamental desses ecossistemas sob anomalia climática, o que se tem são apenas alguns estudos em pontos específicos da região amazônica tendo em vista a sua imensidão, como a exemplo de uma floresta primária na região do Tapajós, município de Santarém-PA, a qual esse ecossistema funcionou como uma fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera em ano anormal.

Compreender a dinâmica do ecossistema frente as mudanças nos elementos do clima servirão de ferramenta para a gestão destes sistemas naturais num futuro próximo.



Onde essas mudanças nos elementos climáticos e tipos de uso da terra estão alterando o funcionamento natural dos ecossistemas, especialmente o florestal da região amazônica.

Diante destes motivos, o presente trabalho tem por objetivo verificar o comportamento das variáveis climáticas, dados radiativos e não radiativos em ano de anomalia climática em um ecossistema de floresta prístina na Amazônia oriental, bem como realizar o fechamento do balanço energético. Sob a hipótese de que a inclusão do termo de armazenamento de energia (S) melhorará substancialmente o grau de fechamento do balanço de energia.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

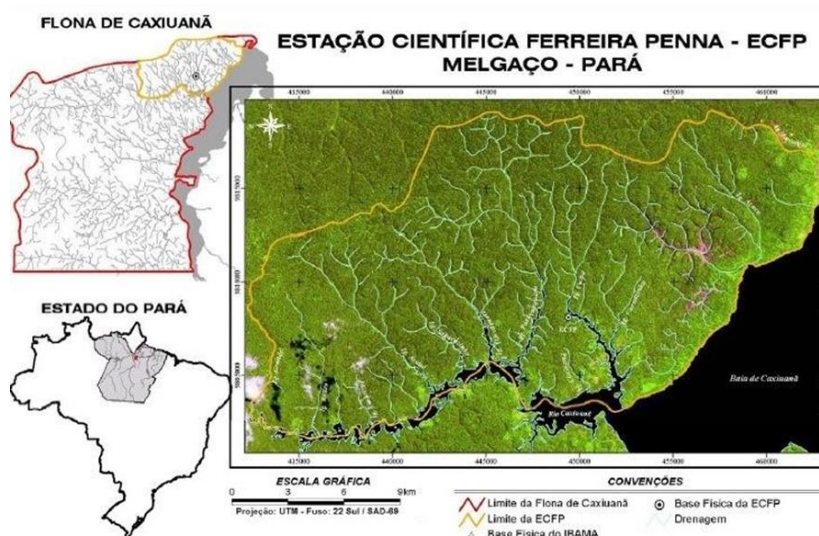
### 2.1 Caracterização da área em estudo

O sitio experimental está localizado no interior da Reserva Florestal de Caxiuanã (latitude 01° 42' 30" S e longitude 51° 31' 45" W), no município de Melgaço-PA, a cerca de 250 km a oeste de Belém. Essa reserva é constituída, em 85% de sua área, por floresta densa de terra firme, com dossel médio de 30 m de altura, porém, algumas árvores chegam a 50 m (Silva et al., 2007).

O local experimental possui ambientes naturais bem conservados, baixa densidade demográfica, com clima do tipo tropical quente e úmido, temperaturas mínima, média e máxima anual iguais a 22, 26 e 32°C, respectivamente. A região apresenta período chuvoso de janeiro a maio, com umidade relativa média anual em torno de 80% (Leal et al., 2006).

A Floresta Nacional de Caxiuanã, localizada no Estado do Pará (figura 5), ocupa uma área de 324.060 ha, próxima da baía de Caxiuanã, entre os rios Xingu e Amazonas e compreende aproximadamente 70% do município de Portel e 30% do município de Melgaço (Lisboa, 2009).

Figura 5 - Localização da Floresta Nacional de Caxiuanã, Melgaço. Estado do Pará.



Fonte: MGPE/UAS/Projeto TEAM.

## 2.2 Clima

O clima da região é categorizado como tropical quente e úmido, com o subtipo climático “Am”, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger.

Caxiuanã tem uma distribuição regular das chuvas durante todo o ano, no entanto com uma sazonalidade definida. O período chuvoso está compreendido nos meses de dezembro a maio e o seco de junho a novembro. A temperatura média anual do ar é igual a  $25,7 \pm 0,8$  °C, com precipitação total anual de  $2.272 \pm 193$  mm, cuja estação seca, apresenta  $555 \pm 116$  mm de chuva (Silva Júnior et al., 2013).

## 2.3 Instrumentação e dados

Em Caxiuanã, há uma torre micrometeorológica, construída em alumínio, com 56 m de altura, e possui seção de 2.0 m x 1.0 m. Nela estão instalados instrumentos responsáveis pelas medidas das variáveis meteorológicas e de detecção de gases traços da atmosfera, tais como: temperatura e umidade relativa do ar em diversos níveis, precipitação, radiação (4 componentes e o saldo da radiação líquida), direção e velocidade do vento, anemômetro ultrassônico 3-D, analisador de gás por infravermelho, umidade, temperatura e fluxo de calor do solo.

Os dados medidos por esses sensores foram registrados por um micro controlador eletrônico (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) como valores instantâneos a cada 60 segundos, e armazenados tanto na memória interna desse microcontrolador como também em cartões de memória de alta performance (CFM2G, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA). Estes foram substituídos mensalmente, durante as visitas de campo, e levados para a Embrapa em Belém, PA, de maneira que os dados passassem pelos processos de avaliação e controle de qualidade de acordo com o protocolo de organização, análise e certificação de dados do Programa LBA de Manaus, para finalmente serem incorporados ao banco de dados.

Os dados utilizados neste estudo compreendem o período de janeiro de 2015 a dezembro de 2016, do qual passaram por uma série de tratamentos como eliminação de dados irreais ou por mal funcionamento dos sensores com base em outras variáveis meteorológicas para tomada de decisão (exclusão ou permanência), visando obter dados de qualidade de acordo com o padrão comportamental de cada variável das plataformas meteorológica, solo e fluxos para o sítio Caxiuanã.

Antes de serem realizadas algumas análises e gráficos, os dados meteorológicos e de fluxos passaram por uma filtragem visando eliminar valores espúrios, distando dos limites de máximos e mínimos encontrados como padrão comportamental para este sítio. Segue a tabela 1.

Tabela 1. Limites atribuídos para descarte de valores espúrios no sítio de Caxiuanã. H (calor sensível), LE (calor latente), G (calor no solo), Rn (saldo de radiação líquida), ROCin (radiação de onda curta incidente), ROCref (radiação de onda curta refletida), ROLatm (radiação de onda longa atmosférica) e ROLter (radiação de onda longa terrestre) em (W.m<sup>-2</sup>), Tar (temperatura do ar) (°C), UR (umidade relativa do ar) (%) e Prp (precipitação) em (mm), de acordo com os protocolos da equipe LBA Embrapa Amazônia oriental.

	H	LE	G	Rn	Tar	UR	ROCin	ROCref	ROLatm	ROLter	Prp
Min	-50	-80	-20	-100	15	25	0	0	370	400	0
Máx	300	700	25	1000	40	100	1200	200	500	550	50

Particularmente, para os dados do sistema de medidas de fluxos, é necessário que sejam processados por um programa específico para calcular as médias e covariâncias, para este caso foi utilizado o *EddyPro* versão 6.2.1 da LI-COR Biosciences Environmental, em modo avançado de configuração.

Para a coleta dos dados de ROCin, ROCref, ROLatm, ROLter e albedo foi utilizado um saldo radiômetro CM-5 kipp & Zonne (Delft, Holanda), constituídos de cúpulas voltadas para cima e para baixo. Os dados foram registrados e armazenados a cada meia hora em um datalogger CR-1000 da Campbell Scientific. Os dados de albedo foram visualizados através de curvas para que fossem excluídos os valores discrepantes.

Vale ressaltar que a componente ROCin foi estimada com base nos valores de ROCref, em virtude de os valores originais estarem em discordância do padrão apresentado para este sítio. Utilizou-se uma análise de regressão entre os dados de ROCref x ROCin até um determinado período do ano (Dia do ano 148), quando os valores estavam condizentes com a realidade, e para tal foi feita uma comparação com os dados de radiação de onda curta incidente de uma outra torre de observação sobre a floresta, Projeto Esecafloor (também em Caxiuanã) e através do cálculo proposto por Hargreaves samani, segue abaixo a equação (1) utilizada, bem como o coeficiente de determinação entre as variáveis.

$$Y = 9,6694. x - 4,5033 \quad \text{Eq (1)}$$

$$R^2 = 0,98$$

Para os dados de ROCin, ROCref, ROLatm, ROLter, albedo, saldo de radiação, e fração evaporativa utilizou-se os dados registrados no intervalo de 6 às 18 horas local. Para o cálculo de albedo foram utilizados os dados observados no intervalo de 6 às 18 horas, horário local, entre a radiação de onda curta refletida pela superfície terrestre e a radiação de onda curta incidente. Dado pela equação (2):

$$\alpha = \text{ROCre}f/\text{ROCin} \quad \text{Eq. (2)}$$

Para os dados de fluxos realizou-se o processamento por meio do software *EddyPro*® 6.2.1 em modo avançado de acordo com as especificações mínimas para os padrões do sítio avaliado.

As componentes do fluxo de energia foram obtidas pelo sistema Eddy Covariance o qual contém um anemômetro sônico 3D (CSAT3A) e um analisador de gás por infravermelho (LI-7500) localizados a 56 metros de altura em um mastro e direcionados a Nordeste, direção de predominância dos ventos, visando captar uma grande área de contribuição adjacente a torre. O sistema é controlado por um software que calcula os fluxos de momento, calor sensível e latente e dióxido de carbono a uma frequência de 20 Hz. O sistema fornece médias a cada meia hora, as quais foram usadas na série temporal da mesma forma que os dados meteorológicos.

Esse método foi proposto por Swinbank em 1951, e consiste no princípio de determinação direta dos fluxos de calor sensível e latente, calculando-se as covariâncias entre as flutuações temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento ( $w'$ ) e as flutuações temporais da temperatura ( $T'$ ) e da umidade ( $\rho'_v$ ), as barras acima dos termos representam as médias. Assim, o fluxo de uma grandeza escalar é definido como a quantidade do escalar por unidade de tempo por unidade de área e é dado pelo produto entre as flutuações da velocidade vertical do vento e da concentração escalar somado com um termo de correção (Oliveira et al., 2006).

$$H = \bar{\rho} C_p \overline{(w' T')}$$

$$LE = L \overline{(w' \rho'_v)}$$

Para um fechamento do balanço de energia o mais próximo possível de 100% não se deve negligenciar alguns termos da equação, bem como o armazenamento de energia na biomassa ( $S_b$ ) e na camada do dossel ( $S_d$ ), aqui designado como armazenamento ( $S$ ), o qual necessita apenas de medidas de temperatura e umidade específica do ar em um único ponto da torre de fluxo. O cálculo de armazenamento de energia ( $S$ ) foi estimado de acordo com a metodologia de Moore e Fisch (1986), com a seguinte equação:

$$S = S_b + S_d \quad \text{Eq. (3)}$$

$$S_b = 12,6 \cdot \Delta T^* \quad \text{Eq. (4)}$$

$$S_d = 16,7 \cdot \Delta T + 28 \cdot \Delta q \quad \text{Eq. (5)}$$

Onde:

$\Delta T^*$ : variação da temperatura medida na meia hora seguinte

$\Delta T$ : variação horária da temperatura

$\Delta q$ : variação horária da umidade específica

A inclusão do termo  $S$  na análise do balanço de energia é um componente importante para floresta Amazônica, devido à sua expressiva biomassa, combinada com alta variabilidade de temperatura e umidade do ar, e altos índices pluviométricos (Micheles e Gielow, 2008), de tal modo que o mesmo não deve ser negligenciado, embora muitos estudos desprezem-no.

O cálculo de  $(S)$  só foi possível de realização quando da presença de todos os termos da equação na meia hora, bem como da meia hora seguinte. De posse desses valores verificou-se quais meias horas ao longo do ano possuíam os termos  $H$ ,  $LE$ ,  $R_n$  e  $G$ , para que então pudesse realizar o cálculo de  $(S)$  e com isso realizar o fechamento do balanço energético.

As medidas de fluxos de energia realizada pelo método Eddy Covariance podem ser avaliadas como maneira de aumentar a confiabilidade dos dados por meio do fechamento do balanço de energia, de acordo com a seguinte equação (6):

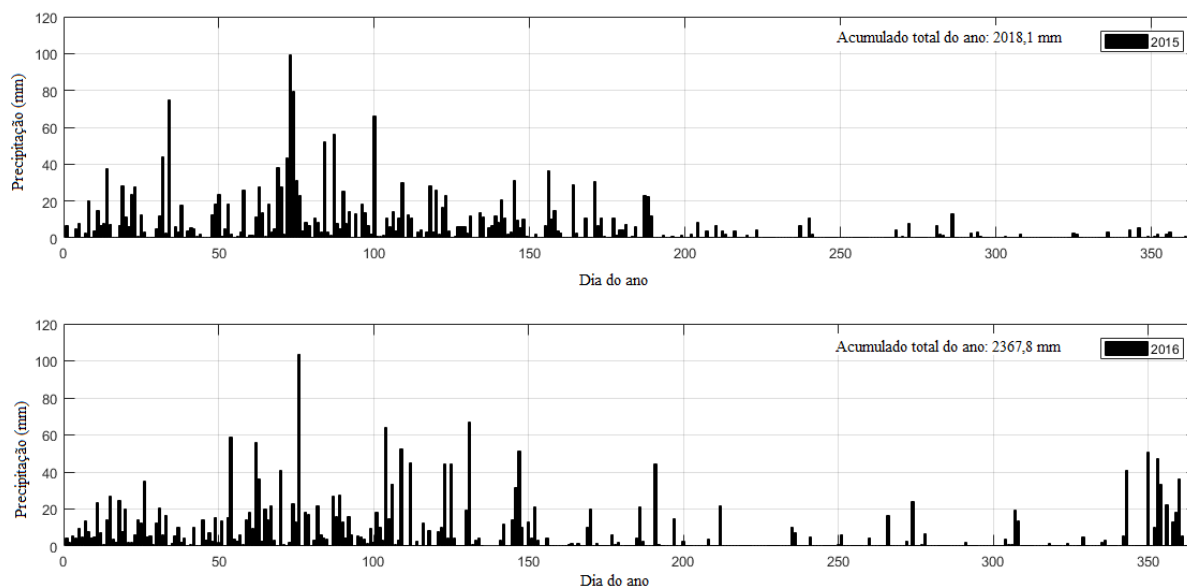
$$H + LE = R_n - G - S \quad \text{Eq. (6)}$$

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1 Precipitação

Na figura 6, embora ambos os anos estejam apresentando valores bem próximos do que se entende como volume de chuva normal, nota-se uma redução de 10,93% comparando os anos de 2015 (2108,1 mm) e 2016 (2367,8 mm). Como mencionado anteriormente, 2015 foi marcado como um dos anos mais quentes já registrado em nosso planeta, parâmetro este que não foi tão marcante para o sítio através da observação da temperatura média do ar. Tendo em vista que a redução da precipitação em determinados sítios é uma consequência dentre outras, das mudanças no balanço de energia e água.

Figura 6. Variação sazonal da precipitação total diária na forma de chuva (mm) para os anos de El Niño 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



A região tem uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, onde cerca de 50% provém da evapotranspiração na própria bacia amazônica e o restante oriundo da evaporação do Oceano Atlântico (Rocha et al., 2019). Mas que apesar do intenso ciclo hidrológico, a bacia Amazônica é sensível às variabilidades e mudanças no sistema climático, devido tanto às variações naturais, quanto às antropogênicas (Marengo e Espinoza, 2015).

Ao contrário do que se esperava, os ecossistemas primários ainda conseguem resistir às mudanças nos elementos do clima ao longo do tempo, como pôde-se observar nos dados de precipitação. Quando analisado por sazonalidade pôde-se observar uma redução de 11,90% do período seco de 2016 (329,95 mm) em relação a 2015 (374,53 mm). Já para o período chuvoso uma redução de 14,93% do ano de 2015 em relação a 2016.

Embora não seja a situação real do local de medição das variáveis utilizadas neste estudo, sabe-se que a Flona Caxiuanã atualmente está destinada à exploração madeireira por meio de concessão florestal, de modo que podemos relacionar futuramente e como preconizado por Farias et al. (2018) a influência da retirada de árvores com a formação de chuvas por meio do carregamento de água nas massas de ar, a qual depende diretamente da vegetação.

Amanajás et al (2012) analisaram os principais padrões climatológicos da precipitação na Amazônia oriental associando aos sistemas meteorológicos que atuam na região com base na precipitação mensal de 128 postos pluviométricos. Demonstrando que existem três estações pluviométricas, os quais explicam 92% de toda a variação total dos dados. Onde a primeira estação é influenciada diretamente pela atuação da ZCIT, principal mecanismo gerador de chuvas na região norte. A segunda estação, de transição, está associada a eventos de grande e mesoescala, tal como a ZCIT e as Linhas de Instabilidade. A terceira, estação, a menos chuvosa, evidencia a influência da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, associada à penetração

de sistemas frontais oriundos da região S/SE do Brasil. E ainda identificaram e caracterizaram quatro regiões homogêneas de acordo com as variabilidades sazonais e interanuais de precipitação.

A distribuição de precipitação nas estações seca e úmida da bacia amazônica é bem representada pelo modelo apresentando no estudo de Silveira et al (2017) com maiores valores durante o trimestre Fevereiro-Março-Abril (FMA), estando associado, principalmente, a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS e a Zona de Convergência Intertropical – ITCZ, e também valores baixos de precipitação na região central e sudeste do Brasil durante o trimestre Julho-Agosto-Setembro (JAS).

Em outro estudo, de Sousa et al. (2018) avaliaram através de um modelo mais simplificado dos processos físicos da atmosfera tropical, o QTCM – Modelo de Circulação Tropical de Quasi-equilíbrio, a influência das condições de ENOS – El Niño Oscilação Sul e MMA – Modo Meridional do Atlântico na disponibilidade de umidade para a atmosfera nas áreas dos oceanos ATN – Atlântico Tropical Norte e ATS - Atlântico Tropical Sul, e sobre o continente na região da Amazônia.

O aumento da precipitação na região norte da Amazônia está provavelmente associado com o aquecimento do oceano Atlântico, que resulta em maior transporte de umidade vindo do Leste (Rao et al., 2016). Onde os eventos secos e chuvosos na Amazônia oriental estão mais associados à variabilidade climática dos oceanos Atlântico (gradiente do Atlântico) e Pacífico (ENOS) (Santos et al., 2017).

O conhecimento sobre possíveis cenários climático-hidrológicos futuros e as suas incertezas pode ajudar a estimar demandas de água no futuro e também a definir políticas ambientais de uso e gerenciamento de água para o futuro (Santos et al., 2017).

Os eventos secos e chuvosos nas RH's - Regiões Homogêneas estavam associados a variabilidade climática que ocorre nos oceanos Atlântico (Gradiente do Atlântico) e Pacífico (ENOS) (Santos et al., 2017).

A potencial capacidade de reciclagem de precipitação de uma região é simplesmente a razão entre (E/P) Evapotranspiração/Precipitação, em escala de tempo sazonal ou anual. Esta razão é notoriamente maior que 100% sobre os oceanos, onde a evaporação excede a precipitação. Entretanto, sobre áreas continentais esta razão também pode exceder 100%, sobretudo, durante períodos secos. Na Amazônia o valor da razão E/P é de, aproximadamente, 50% em DJF, quando a precipitação sazonal é elevada (Rocha et al., 2017).

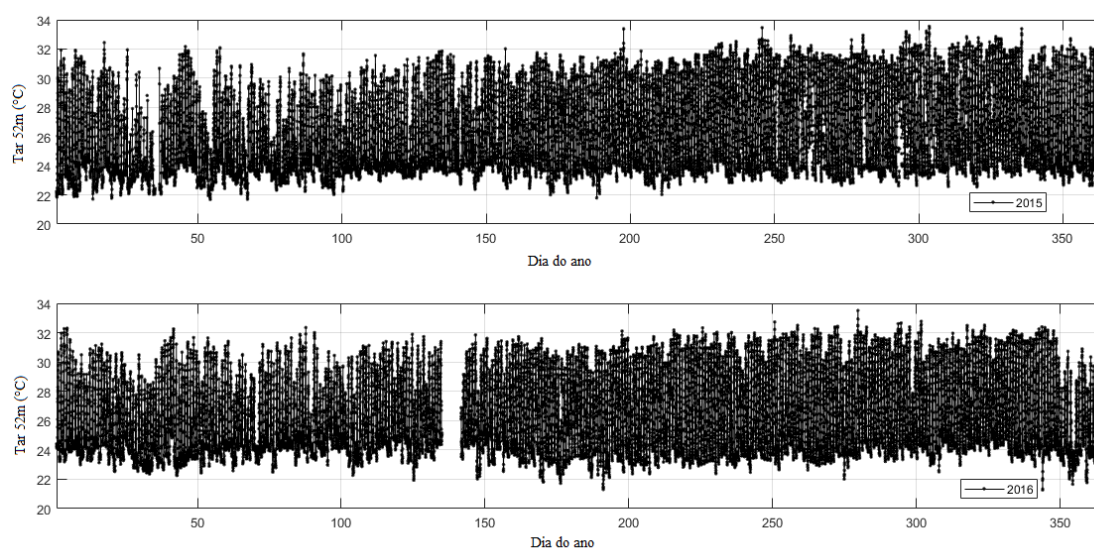
Silveira et al. (2017) em seu estudo, detectaram que as mudanças significativas na reciclagem da precipitação ocorreram nos cenários para os anos de 2050 e 2100, enquanto que, para a situação atual, as mudanças não foram intensas suficientes para afetar o regime de precipitação na bacia.

Nos cenários futuros, a redução na precipitação total sobre a bacia amazônica foi determinada tanto por reduções na precipitação de origem local (33%) quanto na de origem advectada, sendo que, a redução da precipitação advectada teve papel preponderante (68%) (Silveira et al., 2017).

### 3.2 Temperatura do ar

A variação da temperatura média anual foi de 26,23 e 26,32°C para os anos 2015 e 2016, respectivamente como é observado na figura 7. Quando avaliados por sazonalidade, constataram-se os valores de 26,97; 26,82 e 25,80; 25,50° para os períodos seco e chuvoso respectivamente. Valores estes considerados em concordância com o padrão de florestas tropicais, e demonstrando a real plasticidade das florestas prístinas de manter seu funcionalismo dentro de determinadas anormalidades climáticas.

Figura 7. Variação sazonal da temperatura média diária do ar a 52 metros (°C) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



A temperatura média anual do ar à 52m manteve-se praticamente constante na casa dos 26°C, em 28,31°C para o ano de 2015 e de 26,32°C para 2016. Quando separados por sazonalidade pôde-se observar uma pequena discrepância de 1,27°C ao longo do ano de 2015 com 28,12°C para o período seco e de 26,85°C para o chuvoso, e uma diferença de 1,1°C ao longo do ano de 2016 com 28,12°C para o período seco e de 27,02°C para o chuvoso. As máximas e mínimas foram de 33,56°C e 21,68°C, 33,51°C e 21,27°C para os anos de 2015 e 2016 respectivamente, ou seja, amplitudes térmicas de 11,88°C e 12,24°C.

A vegetação apresenta um impacto direto sobre as condições climáticas, induzindo variações locais de temperatura e mudança nos níveis de precipitação. Amaral e Silva et al. (2020) afirmam que que as chuvas e temperaturas estão diretamente associadas ao estado natural das florestas, já outros autores afirmam que as condições climáticas determinam a formação das florestas.

De acordo com Santos e Oliveira (2017) existe uma tendência de aumento de temperatura no estado do Pará, com mais ênfase na temperatura mínima diária que ocorre à noite, assim as noites no estado do Pará se tornaram mais quentes nas últimas décadas. Onde as tendências para os índices de temperatura mostram uma grande coerência espacial, com um aumento moderado nas temperaturas máximas diárias e um grande aumento nas temperaturas mínimas.



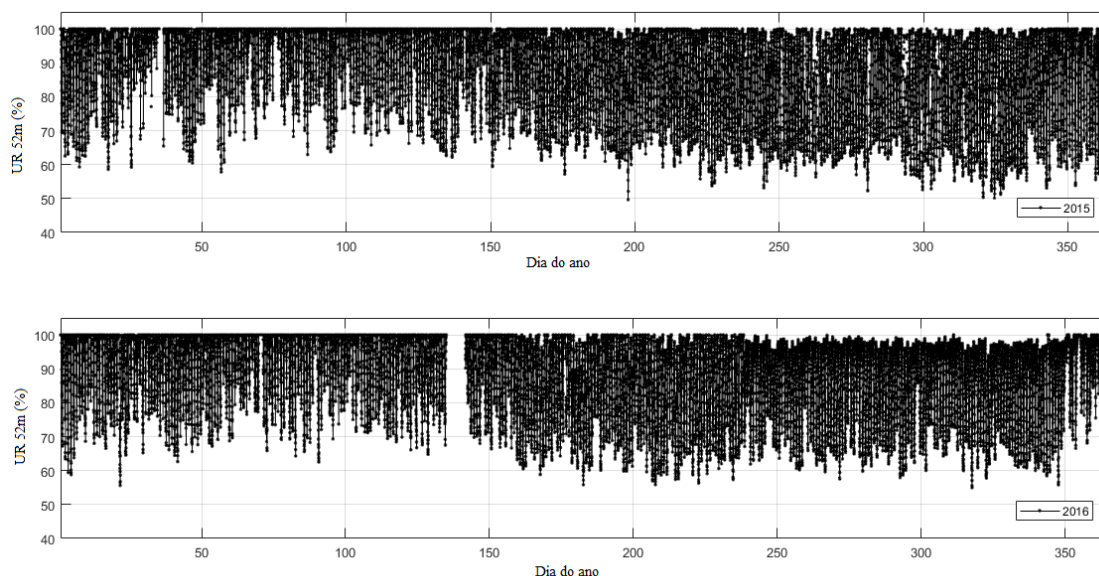
No estudo de Silveira et al. (2017) durante o período chuvoso observou-se pouca variação espacial e sazonal na temperatura do ar na bacia amazônica decorrente da intensa disponibilidade de energia solar durante o ciclo anual na região. Na média a temperatura varia entre 24 °C a 26 °C sendo influenciada principalmente pela nebulosidade no período chuvoso. Na média a temperatura variou entre 25 °C a 27 °C sobre a bacia com valores mais baixos na porção sul durante o inverno devido a atuação dos sistemas sinóticos (frentes frias) nessa região.

### 3.3 Umidade relativa

Os padrões sazonais de umidade relativa do ar mostram uma maior amplitude entre os períodos, sendo bastante notável a proporcionalidade inversa entre esta variável com a temperatura do ar principalmente quando comparado por sazonalidade anual.

Quando comparado ao ano de 2016, foi possível detectar uma pequena diminuição no percentual de umidade, de 83,64 e 91,83% durante o período seco e chuvoso em 2015 (Figura 9), enquanto que em 2016 os percentuais foram de 85,20 e 92,55% para os mesmos períodos sazonais. Ficando com médias de 87,74 e 88,71% em ordem anual.

Figura 8. Variação sazonal da umidade relativa diária do ar a 52 metros em (%) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Quando comparados por períodos chuvoso e seco pode-se observar um acréscimo de 8.91 e 7.74% do período chuvoso em relação ao seco para os anos de 2015 e 2016, respectivamente.

O estudo de Espinoza et al. (2014) sugere que as TSM – Temperaturas da Superfície do Mar no Atlântico Tropical Sul e Atlântico Subtropical são um dos principais responsáveis pelo o transporte de umidade do Atlântico em direção a Amazônia, sendo excepcionalmente intenso durante o verão de 2014 e 2015.

O padrão da circulação equatorial são os ventos alísios que transportam umidade do Oceano Atlântico Tropical para a Amazônia, e que estão associados à intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Norte durante o verão e outono. Segundo Satyamurty et al. (2013) esse transporte de umidade do Atlântico Equatorial é a principal fonte de umidade para a bacia amazônica e de fundamental importância para o regime de precipitação na região.

Priante Filho et al. (2004) encontraram médias diárias de 89 e 74% durante os períodos chuvoso e seco para uma região de floresta no sudoeste da Amazônia.

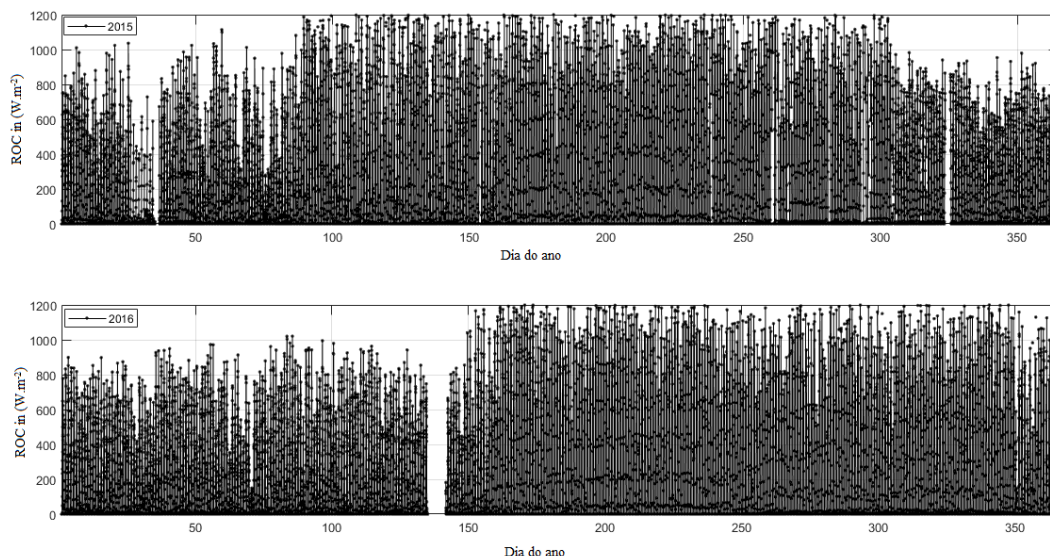
Geralmente, a bacia amazônica se comporta como um sumidouro de umidade atmosférica, recebendo vapor d'água tanto do transporte de origem oceânica quanto da evapotranspiração da floresta por meio do processo de reciclagem de precipitação. Em escala regional, a Amazônia representa uma importante fonte de umidade para outras regiões da América do Sul, contribuindo para o regime da precipitação (Rocha et al., 2017).

Na bacia amazônica, os valores de reciclagem da precipitação tendem a aumentar de norte-noroeste para sudeste, com valores variando entre 20% (norte) a 40% (sul); estando diretamente relacionados à intensidade do transporte de umidade, que por sua vez, tende a desintensificar-se de leste para oeste (Silveira et al., 2017).

### 3.4 Balanço de radiação

A ROC<sub>in</sub> apresentou padrões de variabilidade sazonal marcante no em 2015 variando de 387,89 W.m<sup>-2</sup> durante o período chuvoso para 499,17 W.m<sup>-2</sup>, representando um acréscimo de 7,68% de energia na forma de ROC<sub>in</sub>, e para 2016 variando de 358,1 para 508,12 W.m<sup>-2</sup>, representando um acréscimo de 29,52% do período seco em relação ao chuvoso (Figura 10). Os máximos de ROC<sub>in</sub> para o ano de 2015 e 2016 foram de 1200 W.m<sup>-2</sup>, coincidindo com limite máximo estabelecido para o sítio.

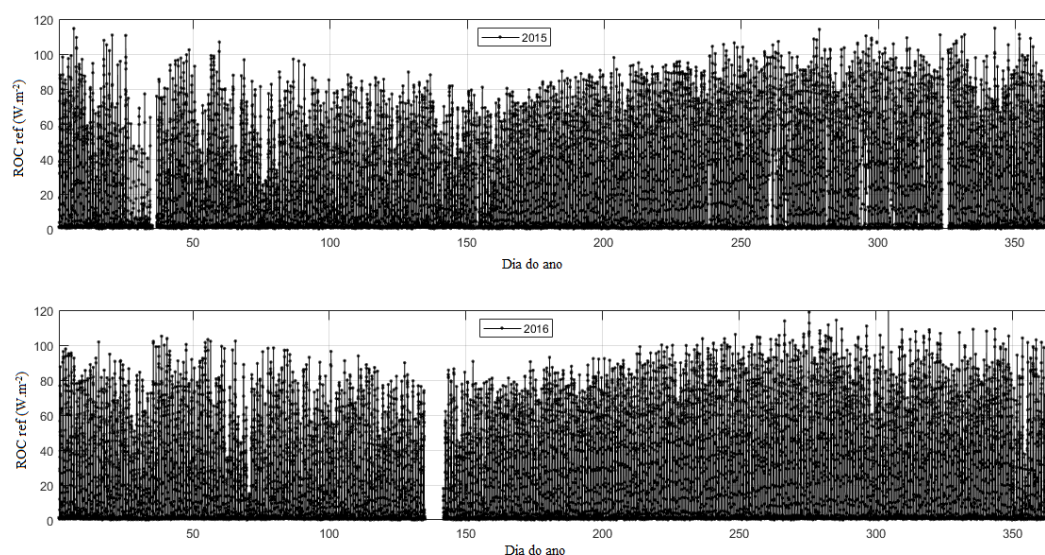
Figura 9. Variação média diária da ROC<sub>in</sub> - radiação de onda curta incidente em (W.m<sup>-2</sup>) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Mudanças sazonais na cobertura de nuvens são os principais fatores que determinam a variação da radiação solar, até mesmo maior do que o ângulo solar ou a duração do dia (Malhi et al., 2002).

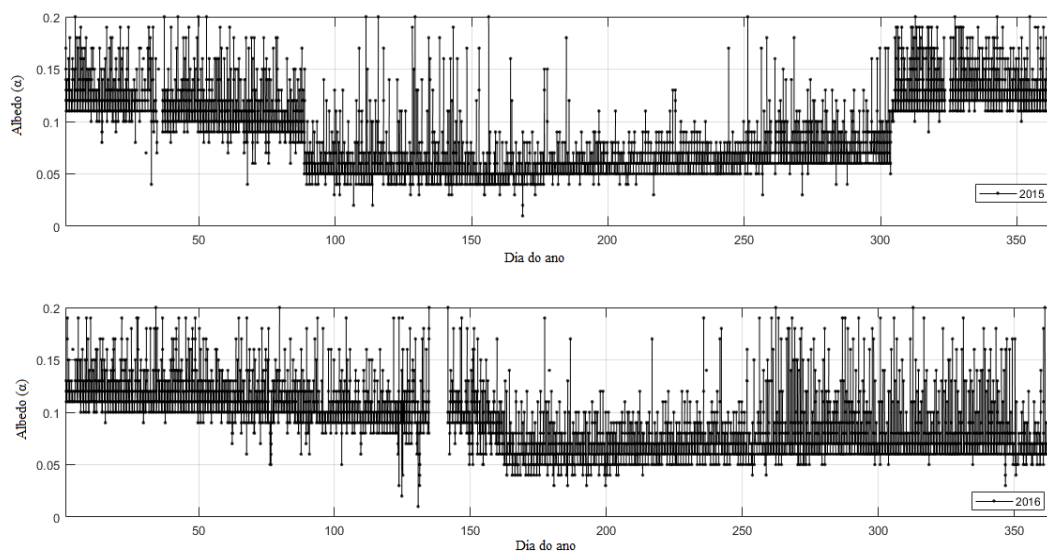
Para os dados de onda curta refletida pela superfície (Figura 11) no período chuvoso observou-se valores de 35,30 e 36,89  $\text{W.m}^{-2}$ , e para o período seco de 47,26 e 46,87  $\text{W.m}^{-2}$  durante os anos de 2015 e 2016 respectivamente. Os máximos para cada ano foram de 114,8 e 121,7  $\text{W.m}^{-2}$ . Tais valores refletem a condição de uma floresta na maior parte do ano como sempre verde, indicando que a maior parte da energia sobre ela incidente foi absorvida durante o processo fotossintético e outra parte transmitida, com um percentual baixo de reflexão de volta para a atmosfera. Este comprimento de onda não é responsável em momento algum pelo aquecimento da atmosfera, tendo em vista que esse é papel exercido pela radiação de onda longa.

Figura 10. Variação sazonal diária da ROCref - radiação de onda curta refletida em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional, Pará, Brasil.



Da razão entre a radiação curta refletida e a incidente surge o que denominados de albedo da superfície, e como observado pela figura abaixo pode-se notar os valores de 0,09 e 0,08, e 0,10 e 0,07 durante o período seco e chuvoso nos anos de 2015 e 2016 (Figura 12), ambos com o padrão de comportamento para sítios de floresta tropical com maiores valores de albedo durante o período seco em relação ao chuvoso. Se compararmos as médias anuais percebemos que praticamente não há diferença entre os anos avaliados.

Figura 11. Variação sazonal diária do albedo da superfície vegetal (ROCref/ROCin) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



O albedo é a capacidade que cada superfície possui de refletir a radiação solar, cujos valores variam com as características de cada superfície, radiação direta e difusa que chegam à superfície e o ângulo de incidência dos raios solares. Tal diferença nos valores de albedo pode ser explicada por alguns fatores, como a coloração, o tipo (lisa ou rugosa) e a condição de umidade, pois superfícies úmidas apresentam coloração mais escura ao passo que superfícies mais secas apresentam coloração mais clara (Querino et al., 2006).

Embora esses valores relativamente baixos observados estejam bem distantes do que a literatura preconiza, tais valores já foram presenciados neste mesmo sítio por Oliveira et al. (2000) quando obtiveram valores de 0,08 e 0,14 durante o período chuvoso e seco, respectivamente. Tal situação poderia ser explicada em virtude das constantes chuvas que ocorrem na região as quais mantêm a umidade solo e a superfície da copa das árvores parcialmente molhadas, favorecendo uma diminuição nos valores de albedo. E como apontado através dos gráficos de precipitação, os dois anos avaliados apresentaram volume de chuva acima da média anual normal para florestas tropicais.

Um outro estudo realizado por Souza Filho et al. (2006) em uma floresta tropical no nordeste amazônico foi possível observar valores muito aquém do padrão encontrado na literatura, na ordem de 0,082 e 0,119 para a estação chuvosa e seca, respectivamente. A comparação entre dois períodos distintos (seco e chuvoso) é bastante viável tendo em vista a grande influência que o regime pluviométrico pode ter na radiação global bem como no valor de albedo (Querino et al., 2006).

Verifica-se uma tendência de diminuição nos valores de albedo com o aumento de dias chuvosos, como resultado da maior absorção da radiação solar pela superfície do dossel vegetativo, sendo este diretamente relacionado com o índice de área foliar. Os maiores valores de albedo segundo Souza Filho et al. (2006) que são registrados no período seco estão relacionados ao IAF - maior índice de área foliar, que de acordo com Carswell et al. (2002) varia de 5,4  $m^2.m^2$  a 6,0  $m^2.m^2$ .



Von Randow et al (2020) detectaram diferenças entre os albedos na comparação de florestas pristinas e secundárias somente no início da estação chuvosa, sendo muito maior na pristina do que na secundária, devido a uma renovação de folhas muito mais cedo nas pristinas.

Os valores médios de onda longa emitida pela atmosfera ficaram em 434,77 e 428,40  $\text{W.m}^{-2}$  durante o ano de 2015, de 437,22 e 430,86  $\text{W.m}^{-2}$  durante 2016, para os períodos chuvoso e seco respectivamente (Figura 13). Para a radiação de onda longa terrestre (Figura 14) os valores médios situaram-se em 426,11 e 471,83  $\text{W.m}^{-2}$  durante os períodos chuvoso e seco no ano de 2015, já para o ano de 2016 as médias foram de 465,82 e 472,30  $\text{W.m}^{-2}$ . Santos (2011) ressalta que é importante frisar que a radiação de onda longa emitida pela superfície e a temperatura do solo são diretamente proporcionais, onde o sinal desta variável tem significado físico e apesar da carga fatorial negativa com a correlação (temperatura do ar, déficit de pressão de vapor e temperatura do solo) com as outras variáveis é na verdade positiva. A radiação de onda longa, proveniente do solo que absorve cerca de 90% da radiação em dias ensolarados, fazendo com que a variação diurna seja bastante acentuada próximo ao solo.

Figura12. Variação média diária da ROLatm - radiação de onda longa emitida pela atmosfera em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

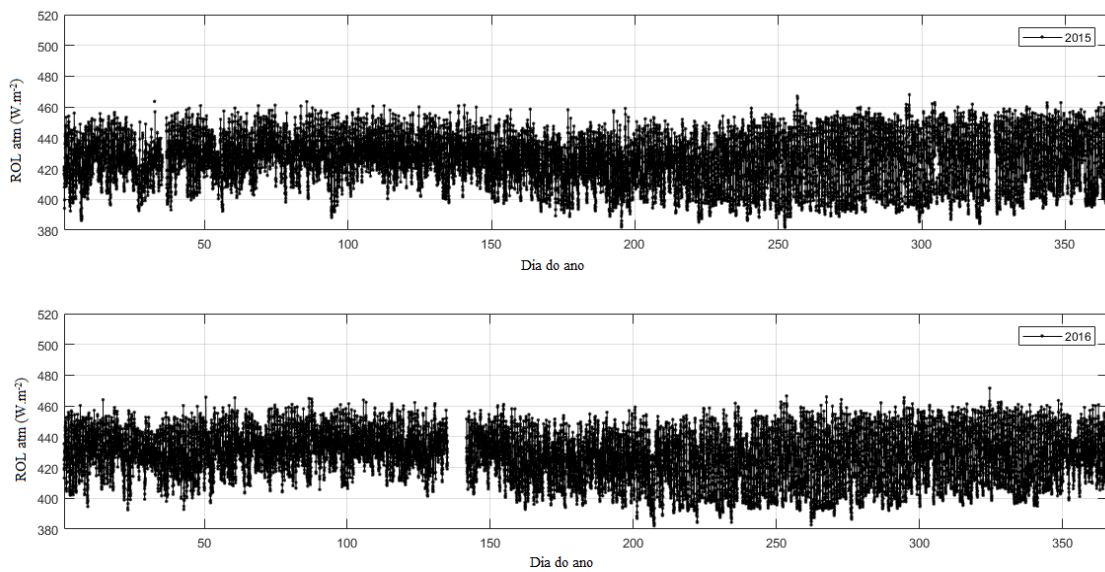
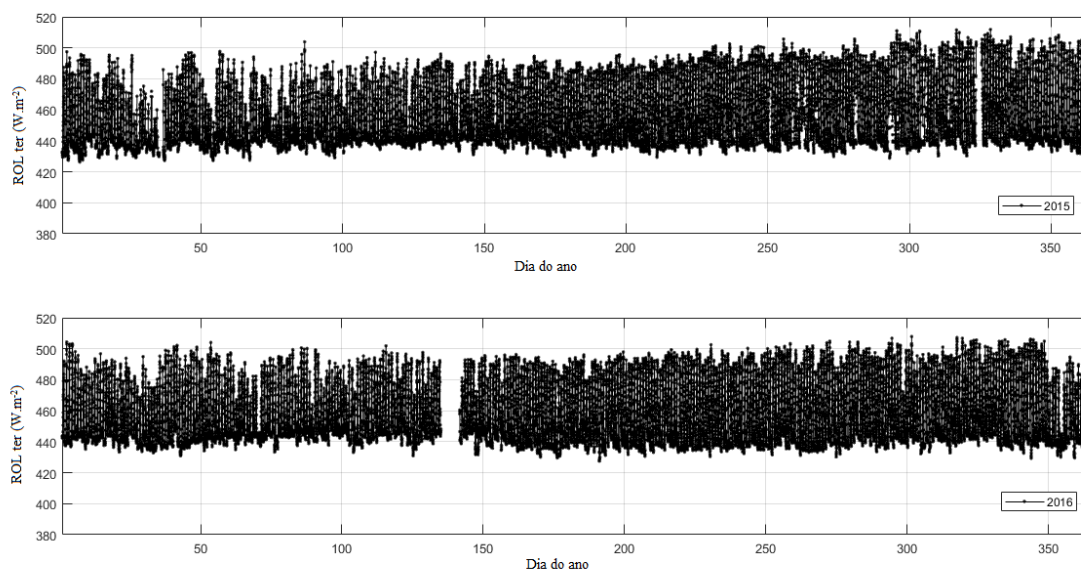


Figura 13. Variação sazonal da ROL ter - radiação de onda longa emitida pela superfície em ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

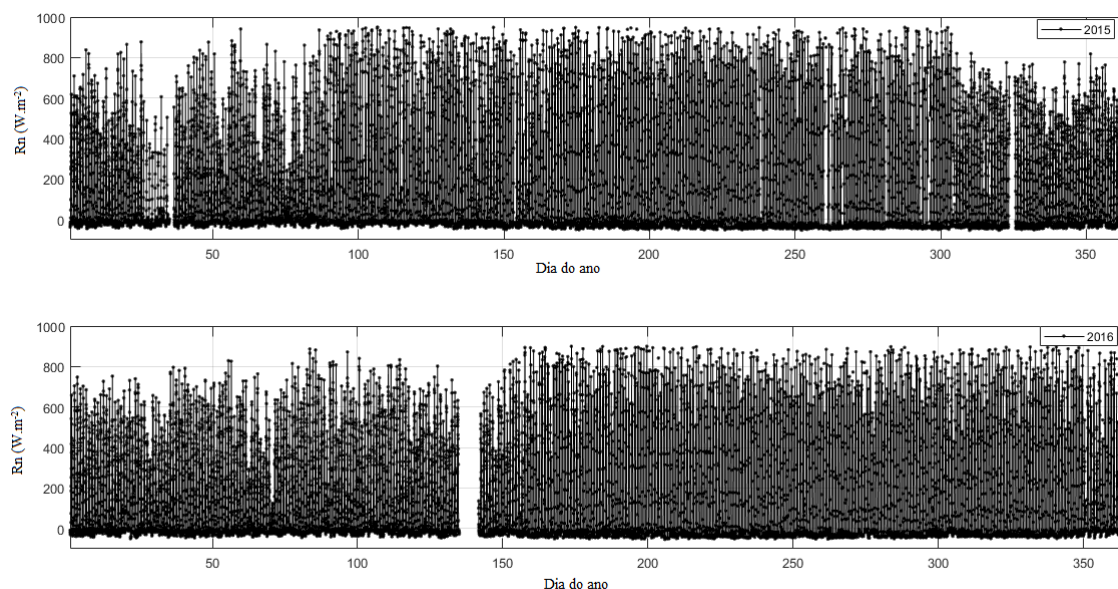


Para Santos (2011) a elevação no percentual de umidade relativa da atmosfera aumenta a absorção de ondas longas. Tal mudança nas condições atmosféricas explica a presença de radiação de onda longa atmosférica com alta incidência durante o período chuvoso para este sítio.

A obtenção e análise do saldo de radiação em superfícies vegetadas é um procedimento importante já que o  $R_n$  representa a principal fonte de energia para os processos físico-químicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera. Onde tal energia é utilizada no aquecimento do ar, evapotranspiração e no metabolismo das plantas durante a fotossíntese.

Os valores médios para o saldo de radiação para os períodos chuvoso e seco ficaram na faixa dos 303,19 e 373,01 durante o ano de 2015, de 287,25 e 356,65  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$  durante 2016, para os períodos chuvoso e seco respectivamente (Figura 15). É notável a variabilidade sazonal que ocorre com o saldo de radiação durante os períodos chuvoso e seco, tal variabilidade é explicada pela alta incidência de nebulosidade que ocorre na bacia amazônica que é em parte responsável pelo aumento da radiação difusa e diminuição nos valores do saldo de radiação, ao passo de que durante o período seco é caracterizado pela menor presença de nuvens, com isso aumentando a quantidade de energia líquida disponível para realização dos mais diversos processos que ocorrem na interface superfície-atmosfera.

Figura 14. Variação sazonal diária do saldo de radiação em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



### 3.5 Balanço de energia

O balanço de energia é fundamentado no princípio físico da conservação da energia e se relaciona com os fluxos de energia disponível na superfície com a energia utilizada, principalmente para o fluxo de LE na evaporação e o fluxo de H nas variações de temperatura do ar e do solo, e na energia armazenada na biomassa e no ar (Galvão e Fisch, 2000). E compreender a troca de energia nos ecossistemas é de grande significado, pois compreendendo a dinâmica do balanço de energia, poder-se-á igualmente compreender melhor a dinâmica de florestas no processo de absorção e emissão do  $\text{CO}_2$  para a atmosfera (Arruda, 2011).

O balanço de energia se baseia nas análises dos ganhos e perdas de energia térmica radiativa, condutiva e convectiva por uma superfície evaporante (Silva et al., 2011), e tem como um dos principais objetivos quantificar a partição do saldo de radiação (Rn) na superfície de um ecossistema, sobretudo para determinar os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), que são diretamente ligados com o aquecimento do ar e a evapotranspiração, respectivamente (Souza, 2014). Não se pode claro, deixar de citar a energia armazenada no dossel e na biomassa (S), o fluxo de calor no solo (G) e a energia utilizada durante o processo fotossintético (P), estes dois últimos podendo ser negligenciados para situações de florestas prístinas.

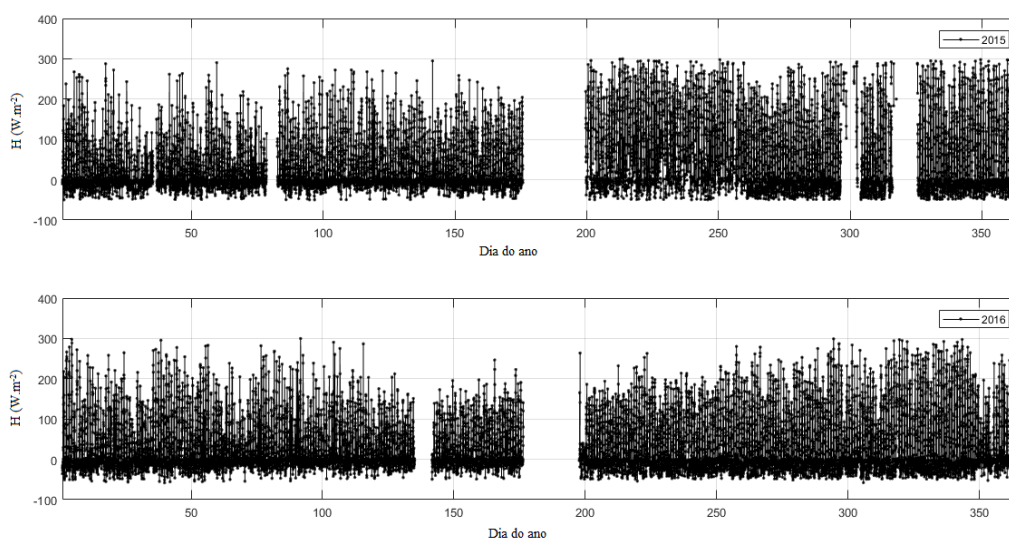
Alterações nos fluxos de H e LE modificam a temperatura e umidade do ar, e consequentemente os processos de formação de nuvens o que provocaria mudanças no balanço de radiação na superfície, alterado pelas mudanças no albedo da superfície. E dependendo da alteração, como redução da cobertura vegetal, ocasionaria numa redução da evapotranspiração, alterando os regimes de precipitação pluviométrica (Machado, 2012).

Com informações precisas sobre os mecanismos de troca de energia e água entre biosfera-atmosfera é possível avaliar o efeito das alterações na cobertura e uso da terra sobre o balanço de energia em superfície (Santos, 2011).

De acordo com Aguiar (2005) o entendimento e a quantificação dos processos relacionados ao balanço de energia e ao ciclo do carbono são relevantes para a formulação de políticas ambientais e climáticas, visto que desempenham importante papel no funcionamento do clima e da biologia na Terra. Logo, quanto mais estudos forem realizados melhor será o entendimento dos processos biológicos na região, facilitando a construção de modelos de balanço de carbono e energia válidos para grande porção da floresta amazônica.

De acordo com a figura 16, tem-se a variação anual do fluxo de calor sensível durante os dois anos avaliados estimados pelo método das covariâncias, verificando-se as médias de 24,29 (período chuvoso) e 51,5  $\text{W.m}^{-2}$  (seco) totalizando uma média anual de 35,44  $\text{W.m}^{-2}$  durante 2015, 24,81 (chuvoso) e 29,30  $\text{W.m}^{-2}$  (seco) totalizando uma média anual de 26,96  $\text{W.m}^{-2}$  para o ano de 2016. Sendo possível detectar uma clara sazonalidade, sendo maior durante o período seco quando comparado ao chuvoso, tal comportamento é justificado pela maior disponibilidade de energia para o aquecimento do ar.

Figura 15. Variação sazonal diária do fluxo de calor sensível (H) em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

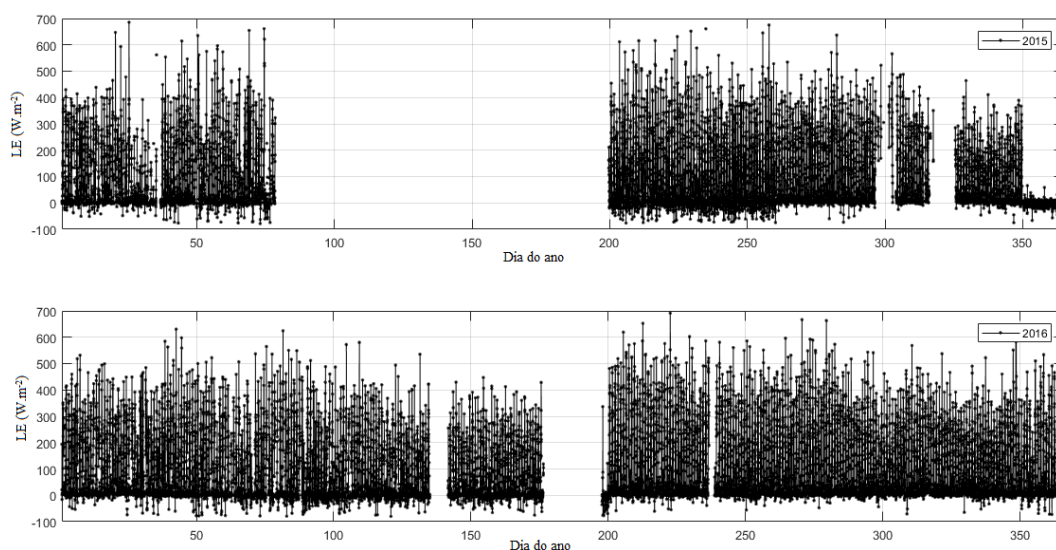


E em face da maior emissão de radiação de ondas longas nesses períodos, sendo esse o comprimento de onda responsável pelo aquecimento do ar acima da superfície. Pois a relação inversa entre radiação de onda longa atmosférica e terrestre indica que a transferência de energia para a atmosfera na forma de calor sensível é modulada pela radiação de ondas longas (Santos, 2011). Onde a terrestre depende basicamente da temperatura em superfície, variando pouco em áreas cobertas com vegetação como é o caso do sítio de Caxiuanã, por outro lado, a atmosférica é substancialmente influenciada pela estratificação de vapor na atmosfera.



Para os fluxos de calor latente (Figura 17), verifica-se a floresta funcionando como uma verdadeira bomba d'água para a atmosfera durante o período seco. Com médias variando de 72,33 a 102,41  $\text{W.m}^{-2}$  para os períodos chuvoso e seco, com média anual de 89,22  $\text{W.m}^{-2}$  para o ano de 2015, já para os períodos chuvoso e seco de 2016 médias variando de 90,44 a 101,31  $\text{W.m}^{-2}$  e média anual de 95,93  $\text{W.m}^{-2}$ . Sendo possível detectar uma maior parte da energia líquida disponível utilizada para evaporação ou condensação da água quando comparada ao calor sensível, comportamento este visto como padrão para florestas tropicais.

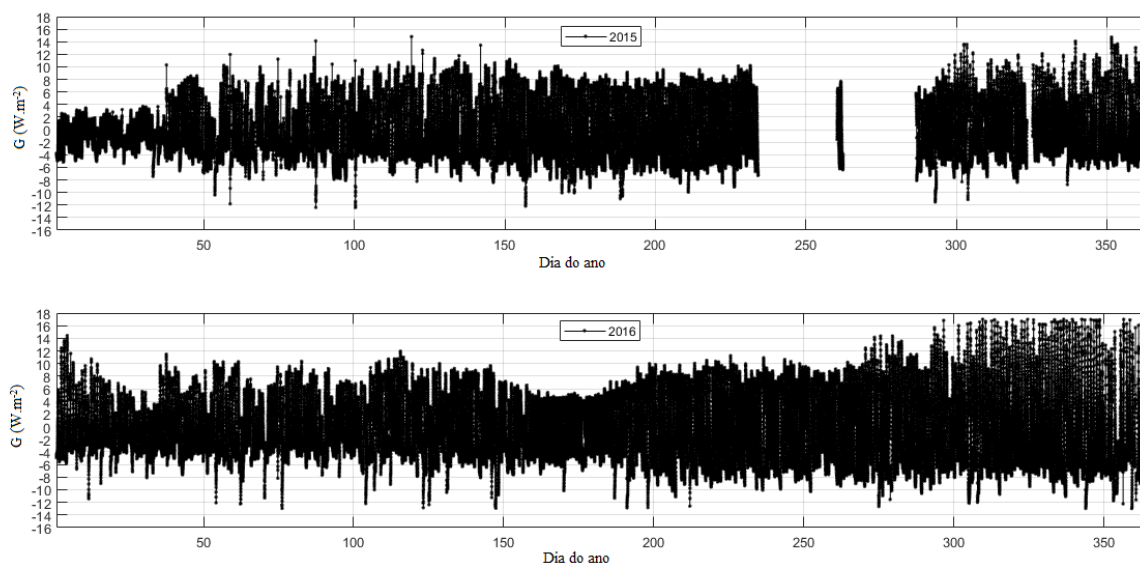
Figura 16. Variação sazonal diária do fluxo de calor latente (LE) em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Este padrão está em concordância com o estudo de Rocha et al. (2004) onde o déficit de pressão de vapor na atmosfera é maior durante o período seco, fazendo com que a demanda da atmosfera por vapor d'água seja maior em comparação ao período chuvoso.

A figura 18 reporta o comportamento do fluxo de calor no solo para o sítio avaliado, podendo-se observar que a amplitude anual foi de 9  $\text{W.m}^{-2}$  e 12  $\text{W.m}^{-2}$  para os anos de 2015 e 2016 respectivamente. As mínimas e máximas para o período chuvoso foram -7,09  $\text{W.m}^{-2}$  e 8,46  $\text{W.m}^{-2}$  e para o período seco de -9,10  $\text{W.m}^{-2}$  e 9,17  $\text{W.m}^{-2}$  durante o ano de 2015. Para o ano de 2016 as mínimas e máximas foram -12,31  $\text{W.m}^{-2}$  e 13,78  $\text{W.m}^{-2}$  para o período chuvoso, -12,79  $\text{W.m}^{-2}$  e 16,96  $\text{W.m}^{-2}$  para o período seco.

Figura 17. Variação sazonal diária do fluxo de calor no solo (G) em ( $\text{W.m}^{-2}$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



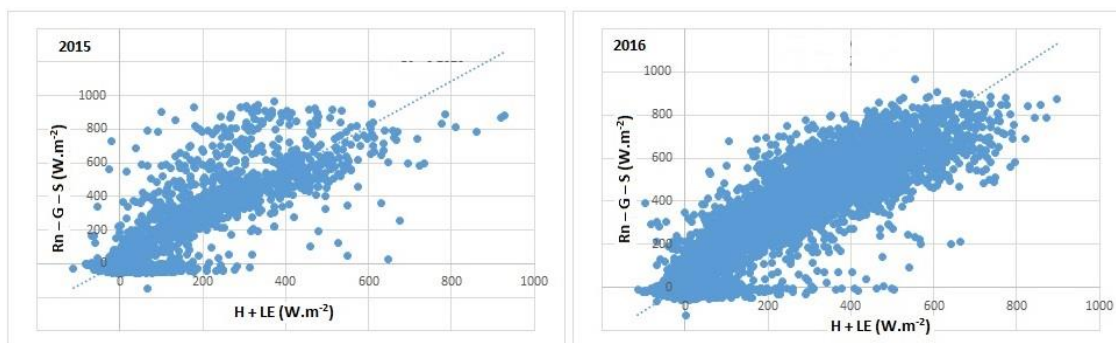
Tais amplitudes estão em conformidade para os fluxos de calor no solo encontrado na maioria das literaturas afins, situando-se na faixa de  $10 \text{ W.m}^{-2}$ , alguns valores excederam essa faixa em decorrência da queda de árvores próximas à torre micrometeorológica, episódio este responsável por danificar a estrutura da torre, criando uma clareira, e com isso aumentando a incidência de radiação na superfície do solo.

De acordo com Santos (2011) os mecanismos de interação entre a estrutura da vegetação e as condições do solo definem o grau de mudança no balanço de energia em superfície e na troca de água com a atmosfera.

### 3.6 Fechamento do balanço de energia

O fechamento do balanço de energia apresentado na figura 19 apresentou inclinação da reta de 1,3502 e coeficiente de determinação igual a 0,73 para um ( $n = 2619$ ) durante o ano de 2015 sendo possível obter um fechamento na ordem dos 74,83%, valor este abaixo do que é considerado satisfatório (entre 80 e 90%) como encontrado na literatura (0,84 e 0,86) obtidos por Araújo et al. (2002) e Rocha et al. (2004). Von Randow (2004) também encontrou um déficit de 26% em seu estudo em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. Já para o ano de 2016 uma inclinação da reta de 1,2409 e coeficiente de determinação de 0,87 para um ( $n = 11806$ ) sendo possível obter um fechamento de 69%. Ressalta-se aqui dos poucos dias utilizados para fazer o fechamento do balanço, tendo em vista que se necessita de todos os componentes da equação numa dada hora e na hora seguinte durante para o período diurno e noturno.

Figura 18. Relação entre a energia disponível ( $R_n - G - S$ ) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente ( $H + LE$ ).  $R_n$ : saldo de radiação,  $G$ : fluxo de calor no solo e  $S$ : energia armazenada na biomassa e no dossel para os anos de 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Buscou-se também averiguar o fechamento do balanço para um período de dados mais restrito (6 às 18 horas local), onde obteve-se um menor grau de fechamento. O ano de 2015 apresentou um fechamento na ordem de 52,45% e quando separado por sazonalidade, 51,34% para o período chuvoso e 55,52% para o período seco. Já para o ano de 2016 um fechamento de 57%, um período chuvoso de 49,34% e seco de 63,19%. Novamente mostrando um melhor grau de fechamento do balanço de energia durante o período seco quando comparado ao chuvoso.

A inclusão do componente ( $S$ ) na equação de fechamento do balanço de energia melhora substancialmente o fechamento, principalmente para áreas de floresta primária, devido à massiva biomassa, que combinada com altas e rápidas variabilidades de temperatura e umidade do ar, assim como curtas durações de alguns eventos de pancada de chuva (Machado, 2012). Tal afirmativa pode ser comprovada ao avaliar o estudo de Machado (2012) mostrando resultados satisfatórios quando da utilização do termo ( $S$ ) na equação de fechamento, comparando os modelos de Michiles e Gielow x Moore e Fisch, embora não tenha sido capaz de fechar o balanço de energia na superfície.

As medidas de  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$  são realizadas por métodos diferentes, logo, o fechamento do balanço de energia indica se está havendo concordância entre as medidas. A falta de fechamento do balanço de energia e suas causas desconhecidas comprometem significativamente as medidas de fluxo de calor latente e sensível (e possivelmente outros escalares) (Knauer et al., 2018).

Um transporte de energia com grandes vórtices não pode ser mensurado pelo método Eddy covariance, sendo deste modo considerado como uma das principais razões para o problema do fechamento do balanço energético (Foken, 2008). Onde a heterogeneidade da paisagem pode ser vista como uma razão para os vórtices desse tamanho. Vários métodos na literatura são discutidos para investigar e solucionar este problema no fechamento do balanço de energia, dentre eles:

Função Ogiva – introduzida para investigar os fluxos turbulentos, esta função foi proposta como teste para checar se todos os vórtices de baixa frequência eram introduzidos nas medidas de fluxo turbulento na técnica Eddy covariance (Foken et al., 2004).

Aumento do período médio – Gerken et al. (2017) sugere que o fechamento do balanço pode ser alcançado com um período médio de 4 horas, e que esse fechamento está associado a um aumento no fluxo de calor sensível à medida que o tempo médio é prolongado. No entanto, Stoy et al. (2016) apontam que a realização de análises com períodos médios mais longos poderiam ocultar detalhes importantes para os padrões diurnos das trocas de energia que ocorrem na interface superfície – atmosfera.

Após estudos sobre dinâmica de mesoescala, Gerken et al. (2017) hipotetizaram que o aumento do período médio da CVT – Covariância de Vórtices Turbulentos também estaria associado a aumentos no fluxo de calor sensível. Hipotetizando que as informações de fluxo de H para o resíduo do balanço aumentarão durante os estados em que os processos de mesoescala são mais fortes (por exemplo, durante o meio dia na estação seca) e que essa assinatura dos processos ajudaria na inferência das causas do resíduo do balanço energético.

Fluxos turbulentos – esses fluxos são mensurados com o método Eddy covariance, devido esse método ser de natureza estocástica, erros típicos como de amostragem, o qual são negligenciáveis para frequências de 20 Hz e blocos mensuração de 30 minutos, e erros aleatórios ocorrem.

Advecção - pode ser a razão por trás do grave problema do não fechamento do balanço energético observado em sítios pantanosos e de florestas mistas. Entretanto, não é possível concluir se o fluxo de CO<sub>2</sub> é subestimado quando não há um não fechamento do balanço energético para sítios pantanosos e de florestas mistas, uma vez que não houve comparação do fluxo de CO<sub>2</sub> desses locais (Cui e Chui, 2019).

Durante o dia, 58% do não fechamento do balanço energético (até um máximo de 55W.m<sup>-2</sup>) podem ser atribuídos à radiação disponível, 32% (até um máximo de 24 W.m<sup>-2</sup>) ao fluxo de calor latente (LE) e 10% (até um máximo de 10W.m<sup>-2</sup>) para o fluxo de calor sensível (H) (Widimoser e Wohlfahrt, 2018).

Como a falta de fechamento do balanço energético viola a primeira lei da termodinâmica e pode ser indicativa de erros sistemáticos de medição nos termos individuais da equação  $R_n - S = H + LE$ . É improvável que os erros em situações de radiômetros bem conservados e calibrados regularmente contribuam significativamente para o não fechamento do balanço de energia e que as subestimações de (S) e em particular de LE e H são mais prováveis de causar a subestimação observada do lado direito da equação  $R_n - G - S = H + LE$ .

Os gradientes espaciais no balanço de energia da superfície sobre o footprint são prováveis de causar gradientes espaciais na temperatura e umidade do ar, que correspondem aos fluxos advectivos, e como consequência também os verticais que necessitam ser levados em consideração além dos fluxos de calor latente e sensível à covariância vertical (Leuning et al., 2012).

De acordo com Foken (1998) (Tabela 2), os típicos erros da equação do balanço de energia, escalas horizontais e alturas de medição são:

Tabela 2. Típicos erros dos componentes da equação do balanço de energia e escalas horizontais e alturas para as medições dos componentes.

<b>Componente</b>	<b>Erro (%)</b>	<b>Energia (W.m<sup>-2</sup>)</b>	<b>Horizontal (m)</b>	<b>Altura (m)</b>
Fluxo de LE	5 a 20	20 a 50	100	2 a 10
Fluxo de H	5 a 20	10 a 30	100	2 a 10
Rn	5 a 20	20 a 100	10	1 a 2
Fluxo de G	20 a 50	20 a 50	0,1	0,02 a 0,1
Armazenamento	20 a 50	20 a 50	0,1 a 1	0,02 a 0,1

Widmoser e Wohlfahrt (2018) especulam que o não fechamento do balanço esteja relacionado a fenômenos de transporte de mesoescala modulados por mudanças diurnas na altura e na estrutura da camada limite atmosférica, isso para um sítio de pastagem. O suporte para essa suposição deriva de um número limitado de estudos de campo que mostraram que o não fechamento do balanço energético está relacionado à altura da camada limite (Mauder et al., 2008) e ao gradiente de umidade vertical na camada limite inferior (Eder et al., 2014).

Von Randow et al. (2004) ressalta uma outra provável explicação para o não fechamento do balanço energético, a ocorrência de circulações locais induzidas pelas diferenças entre a vegetação florestal e as áreas não vegetadas próximas, neste caso as feições hídricas como a baía e o rio Caxiuanã.

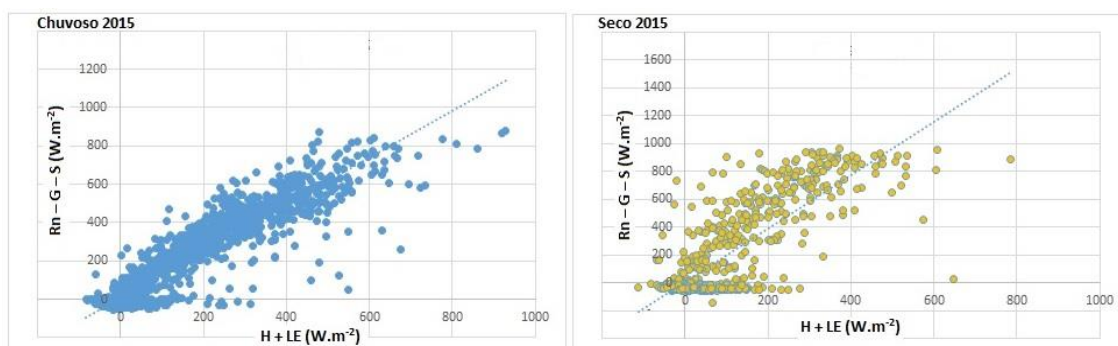
Outros fatores podem ainda explicar o não fechamento, dentre eles: possíveis problemas instrumentais no anemômetro sônico ou no higrômetro de infravermelho (Vickers e Mahrt, 1997); armazenamento de calor na vegetação ou água (Moore e Fisch, 1986; Burba, 1999); diferentes escalas espaciais que influenciam nas medidas do saldo de radiação em comparação com os fluxos turbulentos e alguns fatores da meteorologia em si, como os intervalos de tempo em que são calculadas as médias e flutuações das variáveis (Von Randow et al., 2002); correção de rotação dos eixos do escoamento (Kaimal e Finnigan, 1994); filtragem dos dados para obtenção dos fluxos; erros amostrais inerentes ao cálculo dos fluxos pelo método das covariâncias (Zeri, 2002).

Widmoser e Wohlfahrt (2018) utilizando medidas de ET através da técnica EC simultaneamente às medidas de lisímetros para corrigir o não fechamento do balanço de energia, assumiram que a razão de Bowen é corretamente quantificada pelo método EC. Onde durante as horas do dia, 58% do não fechamento do balanço (até um máximo de 55 W.m<sup>-2</sup>) foram atribuídos à radiação disponível (Rn – G), 32% (até um máximo de 24 W.m<sup>-2</sup>) para o fluxo de LE e 10% (até um máximo de 10 W.m<sup>-2</sup>) para o fluxo de H.

Da relação entre (H + LE) vs (Rn – G – S) surgem as figuras 20 e 21, que por sua vez mostram uma inclinação da reta de regressão de 1,2258 e coeficiente de determinação 0,87 para um (n = 1878) com um grau de fechamento na ordem de 77% para o período chuvoso no ano de 2015, já para o período seco uma inclinação de 1,9166 e coeficiente de determinação 0,66 para um (n = 741), conferindo um fechamento na ordem de 69%. Para o ano de 2016 observa-se uma inclinação da reta de 1,1854 e coeficiente de determinação 0,83 para um (n = 5151) e fechamento de 63%

durante o período chuvoso, para o período seco uma inclinação de 1,2745 e coeficiente de determinação 0,90 para um ( $n = 6655$ ) conferindo um fechamento de 73%.

Figura 19. Fechamento do balanço de energia  $[(H + LE) \text{ vs } (Rn - G - S)]$  para o ano de 2015, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuana, Pará, Brasil.



Geralmente o período seco apresenta um melhor fechamento, pois de acordo com Webler et al. (2013) deve-se à expressiva ocorrência de dias sem a presença de chuvas visto que os sensores apresentam um melhor desempenho nessas condições. No entanto, apenas durante o ano de 2016 esse comportamento esteve em concordância com a maioria dos resultados da literatura, e isso pôde ser validado pelas condições altamente úmidas a qual foi o ano de 2015 através dos gráficos de precipitação.

De acordo com Foken (2008) o problema de fechamento do balanço de energia pode ser assumido como um problema de escala e um fechamento só seria possível em escala de paisagem, incluindo a troca turbulenta de vórtices menores com o método clássico de covariância e a troca de vórtices maiores, que podem até agora ser medido com sistemas de medição de área média, como cintilômetros ou sensores aéreos.

Aumentar o tempo de integração do cálculo dos fluxos não conduz apenas a um bom fechamento do balanço de energia, mas também aumenta os valores diurnos observados da razão de Bowen (Gerken et al., 2017). Tais aumentos ocorrem principalmente após o nascer do sol e antes do pôr do sol e são consistentes com a assinatura de transporte de energia das circulações de mesoescala (Foken, 2008) e apoiam a ideia de uma correção de fluxo que utiliza flutuação de calor sensível, de acordo com Charuchittipan et al. (2014).

Gerken et al. (2017) mostraram que todos os componentes do balanço energético contribuem para o resíduo e que o fluxo de calor latente e o saldo de radiação líquida são dominantes pela parte da manhã, provavelmente devido ao seu papel na determinação de mudanças no armazenamento de energia e na cobertura de nuvens. E que durante a estação seca, um aumento mais pronunciado nas informações de fluxo flutuante de calor sensível comparado ao resíduo pode estar associado à atividade convectiva aumentada e ao movimento de mesoescala, mas não podendo excluir as contribuições do saldo de radiação e do fluxo de calor sensível para os resíduos.

Incompatibilidades entre os footprints de medição da radiação líquida ( $Rn$ ) e fluxos turbulentos, cujo footprint é altamente variável com a estabilidade atmosférica, pode ser responsável pelos resíduos do balanço de energia em sítios quando analisados de forma individual (Gerken et al., 2017).

As mudanças no tipo de cobertura do solo afetam o clima local, modulando os fluxos de energia e água na interface terra-atmosfera (Alkama e Cescatti, 2016; Bright et al., 2017; Ellison et al., 2017). A mudança no balanço de energia da superfície pode influenciar a circulação e a hidrologia regional e potencialmente global, dependendo da escala (Snyder, 2010; Bagley et al., 2014).

O entendimento da relação potencial entre o fechamento do balanço de energia e a fisiologia da vegetação poderia facilitar a modelagem e previsão de processos biofísicos relacionados aos fluxos de água, energia e carbono da escala de folha à escala de ecossistema (Cui e Chui, 2019).

Cheng et al. (2017) propuseram um método de correção para os dados de Eddy Covariance em alta frequência para remediar o não fechamento do balanço energético causado pela negligência dos vórtices menores no subintervalo inicial.

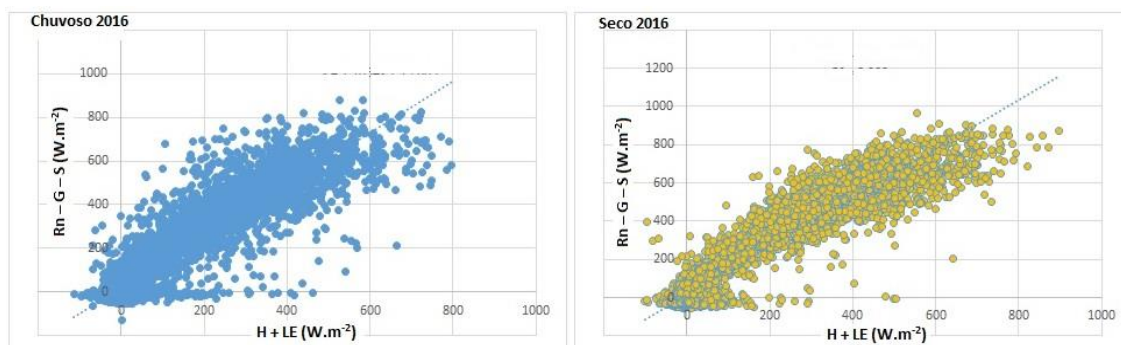
Dados os múltiplos fatores influentes que também são específicos do local, é sempre difícil comparar resultados entre locais e deduzir as possíveis razões por trás do não fechamento do balanço de energia. Apesar dos tremendos esforços dos pesquisadores em todo o mundo, o problema do não fechamento do balanço energético ainda não está resolvido (Cui e Chui, 2019).

Embora o termo (S) possa influenciar o balanço energético, especialmente para vegetação alta, este termo não estava disponível no banco de dados de boa parte dos estudos em sítios da rede FLUXNET (Cui e Chui, 2019).

Em relação ao desempenho misto de analisadores de gás de caminho fechado (CP) e caminho aberto (OP), não há explicações genéricas que possam ser aplicadas em sítios diferentes. Por um lado, o CP parece fornecer uma alternativa para condições úmidas sob as quais há uma perda considerável de dados de fluxo com o OP. No entanto, por outro lado, o CP requer correções significativamente diferentes para filtragem de alta frequência, atrasos de tempo, etc. Quando não há precipitação, são observados melhores Fechamentos do Balanço de Energia - FBEs nos locais com OP que demonstram melhor desempenho. Quando há precipitação, também foram observados melhores FBE no OP do que no CP em diferentes níveis de precipitação. No entanto, deve-se notar que o OP remove e preenche sistematicamente os dados durante os eventos de chuva. Os FBEs geralmente melhores observados no OP são semelhantes à conclusão de Wu et al. (2015), indicando que a subestimação da concentração de gases e fluxos turbulentos para o CP poderia conduzir a um não fechamento do balanço energético mais grave. Além disso, os piores FBEs no CP durante chuvas mais fortes implicam que os dados coletados pelo CP também precisam ser cuidadosamente verificados e corrigidos durante as condições úmidas (Cui e Chui, 2019).



Figura 20. Fechamento do balanço de energia  $[(H + LE) \text{ vs } (Rn - G - S)]$  para o ano de 2016, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Tendo em vista o não fechamento do balanço de energia procurou-se neste estudo realizar o procedimento preconizado por Twine et al. (2000) e Von Randow et al. (2004) na qual o fluxo de calor latente é descartado, sendo então estimado como o resíduo de  $Rn - H - G - S$ . Tal procedimento proporcionou um melhor fechamento do balanço energético, todos acima de 90%. Para o período chuvoso e seco de 2015 obteve-se valores percentuais de 91,98 e 92,33% totalizando um fechamento anual de 92,05%, para o ano de 2016 obteve-se 94,50 e 93,91% totalizando um fechamento anual de 97,26%.

O método da razão de Bowen (Twine et al., 2000) pode ser aplicado aos dados de EC para corrigir a falta de fechamento do balanço energético em até 92% (Perez-Priego et al., 2017).

Várias abordagens, bastante contrastantes, são propostas para forçar o fechamento do balanço de energia e comparadas entre si, usando como referência medidas independentes de um dos componentes do balanço de energia (Widimoser e Wohlfahrt, 2018).

A discussão sobre o fechamento do balanço de energia ainda permeará na linha de investigação de muitos pesquisadores, tendo em vista a grande heterogeneidade da bacia Amazônica, tanto quanto a estrutura vegetacional quanto a outros elementos, como a topografia, sempre na busca de respostas para justificar o fechamento nessa complexa metodologia que é a Eddy Covariance.

A técnica EC apresenta alguns pontos fracos, como o não fechamento do balanço de energia superficial (Leuning et al., 2012; Stoy et al., 2013) e a ausência de fluxos advectivos (Aubinet, 2008), que podem introduzir erros potenciais (Desai et al., 2008) que são difícil quantificar sem medições independentes (Speckman et al., 2015; Wehr et al., 2016).

Embora seja difícil extrapolar as conclusões acerca de estudos envolvendo o fechamento do balanço energético para outros tipos de ecossistemas (em particular florestas) e condições ambientais (por exemplo, menos úmidas), muitos resultados sugerem que ignorar erros na energia disponível pode resultar em uma superestimação



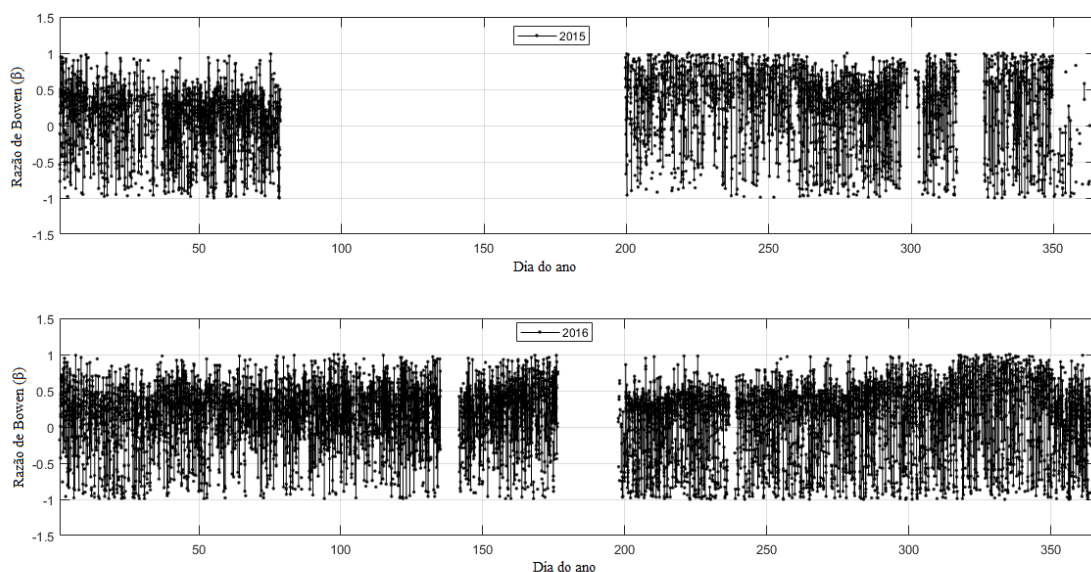
nos dois fluxos turbulentos ao forçar o fechamento do balanço de energia (Widimoser e Wohlfahrt, 2018).

### 3.7 Razão de Bowen

A razão de Bowen relaciona os fluxos de calor sensível e latente entre a camada superficial e a camada de mistura. Por meio da qual é possível conhecer qual tipo de energia a superfície está trocando com a atmosfera logo acima (Porporato, 2009). É o parâmetro comumente utilizado para caracterizar a maneira pela qual é feita a partição de energia disponível para o transporte turbulento entre cada um dos fluxos mencionados.

De acordo com a figura 22, nenhuma surpresa para os valores de razão de Bowen, atingindo médias máximas (0,44) durante o período seco e mínimas (0,22) no período chuvoso para o ano de 2015, máximas (0,31) durante o período seco e mínimas (0,27) durante o chuvoso para o ano de 2016. Indicando maior utilização da energia disponível no sistema para aquecer o ar na forma de calor sensível durante o período seco quando comparado ao período chuvoso, em ambos os anos avaliados. Podendo ser observada uma clara variação sazonal, com o mínimo coincidindo com a máxima fração evaporativa.

Figura 21. Variação média horária para a razão de Bowen ( $H/LE$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



O decréscimo da razão de Bowen durante a parte da tarde seria um indicativo de que o aumento no DPV causado pelo aumento da temperatura estaria de tal maneira sobrecarregando o efeito de decréscimo na condutância do dossel (Rocha et al., 2004).

A importância da hidrodinâmica da vegetação (água absorvida no solo até a disponibilidade na atmosfera através da transpiração) e seus efeitos na partição da radiação solar reguladas pela vegetação responde a quantidade de água no solo na atmosfera e no desenvolvimento da camada limite atmosférica com possíveis consequências na formação de nuvens convectivas, caracterizando assim o feedback

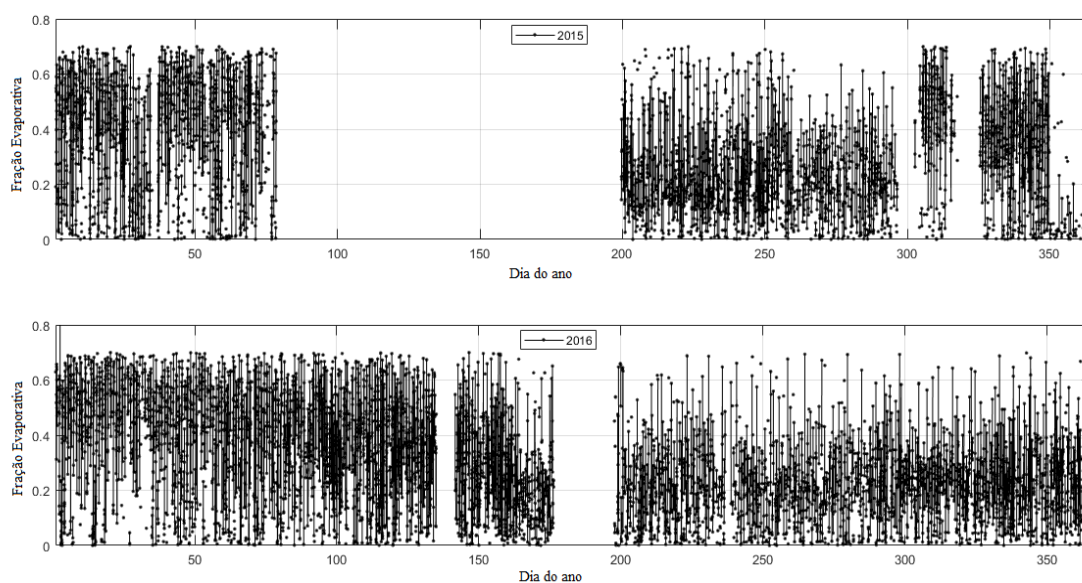
negativo entre a quantidade de água do solo e a demanda de vapor de água e sua condensação na atmosfera (Siqueira et al., 2009).

O valor da razão de Bowen depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte do saldo de radiação será utilizada como calor latente, resultando em um pequeno valor para a razão de Bowen. Se a superfície estiver seca, a maior parte do saldo de radiação será utilizada no aquecimento do ar, resultando em valores maiores para a razão de Bowen. Pereira (2011) demonstrou que a razão de Bowen com base em valores médios horários das 9 às 15 horas, variou de 0,37 em outubro a 0,56 em novembro, com valor médio de 0,46 para todo o período experimental.

### 3.8 Fração evaporativa

Quando comparadas por sazonalidade o sítio em estudo mostrou médias da fração evaporativa de 0,22 e 0,18 durante o período chuvoso e seco no ano de 2015 respectivamente, já durante o ano de 2016 obtendo médias de 0,39 e 0,20 nos períodos chuvoso e seco (Figura 23). Resultados estes em concordância com a maioria dos estudos em florestas tropicais na região amazônica. Algo que chama a atenção é em relação aos valores obtidos, inferiores aos encontrados na literatura, cabendo explicações para esse comportamento, devido a utilização dos dados restritos ao período diurno (de 6 às 18 horas, local). Os valores máximos sazonais da fração evaporativa coincidiram com os valores mínimos da razão de Bowen. Tal decréscimo no início do período seco e aumento no início do período chuvoso indica que o padrão sazonal da fração evaporativa não pode ser explicado completamente pelas mudanças meteorológicas.

Figura 22. Variação sazonal para a fração evaporativa ( $LE/R_n$ ) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Aguiar (2005) encontrou uma fração evaporativa variando de 0,71 a 0,86, no período seco e chuvoso respectivamente, em um sítio de floresta tropical no sudoeste da

Amazônia brasileira. Pereira (2001) detectou variações de 0,42 a 0,67 no mês de novembro a dezembro para a fração evaporativa em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia central. Rocha et al (2004) obtiveram médias de 0,83 e 0,87 para os períodos seco e chuvoso, e 0,86 de média anual, com 0,91 durante a transição do período seco para o chuvoso.

Malhi et al. (2002) obtiveram uma média anual de 0,66 em uma floresta tropical na região central da Amazônia próximo à cidade de Manaus-AM, 0,73 e 0,71 para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Já Arruda (2011) médias de 0,43 e 0,21 para os períodos chuvoso e seco durante o ano de 2008, e média anual de 0,32 para a partição do saldo de radiação em fluxo de calor latente.

Ao comparar florestas primárias com florestas secundárias, Giambelluca (2002) detectou haver uma maior fração evaporativa das segundas em relação às primeiras. Pois a rugosidade das florestas pristinas é maior quando comparada às florestas secundárias, como um resultado das diferentes alturas das árvores entre as florestas. A maior rugosidade nas florestas pristinas implica em uma menor resistência aerodinâmica que em princípio deveria aumentar a evaporação quando comparada à floresta secundária. Contudo, na escala de sítio as medidas de fluxo de LE mostram que as espécies nas florestas secundárias utilizam os recursos água e energia sem controle, transpirando mais do que as espécies das florestas pristinas durante as estações seca e úmida (Von Randow et al., 2020). Resultados estes que já foram corroborados por medidas de fluxo de seiva, onde mostram que as árvores de espécies secundárias transpiram mais do que espécies primárias (Kunert et al., 2015).

## CONCLUSÕES

A inclusão do termo (S) melhorou substancialmente o grau de fechamento do balanço de energia, todos acima de 90%, necessitando ainda da inclusão de outros termos na equação de fechamento do balanço de energia, como a fotossíntese e a advecção.

Com base nos dados obtidos neste estudo pôde-se observar que mesmo sob condições de ENOS, o ecossistema de floresta prístina conseguiu se manter dentro das normalidades metabólicas no espaço e no tempo. Para tal afirmação ainda são necessários dados de fluxos de CO<sub>2</sub> e dessa forma corroborar ou não o funcionamento do ecossistema.

Isso foi possível detectar através da pouca discrepância entre os dados sazonais para os dois anos avaliados (2015 e 2016). Evidenciando desta forma o papel dos ecossistemas florestais na regulação climática nível regional e global.

A maior parte da energia absorvida pela superfície foi liberada na forma de calor latente, padrão comportamental para sítios semelhantes ao deste estudo.

Sugere-se a construção de um modelo que permita comparar e avaliar, com mais consistência o fechamento do balanço de energia, pois as medidas tenderam a subestimar a perda de energia durante a noite e ganho durante o dia.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Programa LBA, pelo fornecimento dos dados para realização deste trabalho.

A CAPES pela concessão de bolsa.

Ao Programa de Pós-graduação em Ciências Florestais.

Ao LABECOS/UFRA.

A equipe de campo de micrometeorologia da Embrapa Amazônia Oriental.

## REFERÊNCIAS

- AGUIAR, R. G., 2005. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. Dissertação (Mestrado). Mato Grosso. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT.
- ALKAMA, R.; CESCATTI, A. 2016. Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover. *Science* 351, 600 - 604.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia oriental utilizando análise multivariada. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.4, 423-434, 2012.
- AMARAL E SILVA, A.; BRAGA, M. Q.; FERREIRA, J.; DOS SANTOS, V. J.; ALVES, S. C.; OLIVEIRA, J. C.; CALIJURI, M. L. 2020. Anthropogenic activities and the Legal Amazon: Estimative of impacts on forest and regional climate for 2030. *Remote Sensing Applications: Society and Environment* [online] 18. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100304>. Acesso: 23 mar. 2020.
- ANDREAE, M. O., et al., 2015. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): Overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols, *Atmos. Chem. Phys.* [online] 15. Disponível: <http://dx.doi.org/10.5194/acp-15-10723-2015>. Acesso: 24 mar. 2020.
- 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., KABAT, P., 2002. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research* 107, 58-1-58-20.
- ARRUDA, J. C. 2011. Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso. Tese (Doutorado). Mato Grosso. Cuiabá-MT, UFMT.
- AUBINET, M. 2008. Eddy covariance CO<sub>2</sub> flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. *Ecol. Appl* 18, 1368-1378.
- BAGLEY, J. E.; DESAI, A. R.; HARDING, K. J.; SNYDER, P. K.; FOLEY, J. 2014. Drought and deforestation: has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? *J. Clim.* [online] 27. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00369.1>. Acesso: 23 mar. 2020.
- BRIGHT, R. M.; DAVIN, E.; HALLORAN, T. O.; PONGRATZ, J.; ZHAO, K.; CESCATTI, A.; 2017. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes. *Nat. Clim. Change* [online] 7. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate3250>. Acesso: 25 mar. 2020.
- BURBA, G.; VERMA, S.; KIM, J. 1999. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. *Agricultural and Forest Meteorology* 94, 31-51.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIER, P.; COSTA, J. P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENTE, R.

- J.; GRACE, J. 2002. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres* 107, AAC 1-1- SOL 8-10.
- CHENG, Y.; SAYDE, C.; LI, Q.; BASARA, J.; SELKER, J.; TANNER, E.; GENTINE, P. 2017. Failure of Taylor's hypothesis in the atmospheric surface layer and its correction for eddy covariance measurements. *Geophys. Res. Lett.* 44, 4287-4295.
- CUI, W.; CHUI, T. F. M. 2019. Temporal and spatial variations of energy balance closure across FLUXNET research sites. *Agricultural and Forest Meteorology* [online] 271. Disponível: <https://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.02.026>. Acesso: 25 mar. 2020.
- DESAI, A. R.; RICHARDSON, A. D.; MOFFAT, A. M.; KATTGE, J.; HOLLINGER, D. Y.; BARR, A.; FALGE, E.; NOORMETS, A.; PAPALE, D.; REICHSTEIN, M.; STAUCH, V. J. 2008. Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques. *Agric. For. Meteorol.* 148, 821-838.
- EDER, F.; SCHMIDT, M.; DAMIAN, T.; TRÄUMNER, K.; MAUDER, M. 2014. Mesoscale eddies affect near-surface turbulent exchange: evidence from Lidar and tower measurements. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 54, 89-206.
- ELLISON, D.; MORRIS, C. E.; LOCATELLI, B.; SHEIL, D.; COHEN, J.; MURDIYARSO, D.; GUTIERREZ, V.; VAN NOORDWIJK, M.; CREED, I. F.; POKORNY, J.; GAVEAU, D.; SPRACKLEN, D. V.; TOBELLA, A. B.; ILSTEDT, U.; TEULING, A. J.; GEBREHIWOT, S. G.; SANDS, D. C.; MUYS, B.; VERBIST, B.; SPRINGGAY, E.; SUGANDI, Y.; SULLIVAN, C. A. 2017. Trees, forests and water: cool insights for a hot world. *Global Environ. Change* [online] 43. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002>. Acesso: 25 mar. 2020.
- ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-sub-tropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters* 9, 124007.
- FARIAS, M. H. C. S.; BELTRÃO, N. E. S.; CORDEIRO, Y. E. M.; DOS SANTOS, C. A. 2018. Impact of Rural Settlements on the Deforestation of the Amazon. *Mercator* [online] 17. Disponível: <https://doi.org/10.4215/rm2018.e17009>.
- FOKEN, T. 2008. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications* 18, 1351-1367.
- FOKEN, T. 1998. Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden — eine Herausforderung an die Experimentelle Meteorologie. *Sitzungsberichte der Leibniz-Sozieta* 24, 131-150.
- FOKEN, T.; GOCKEDE, M.; MAUDER, M.; MAHRT, L. B. D.; AMIRO, J. W.; MUNGER. 2004. Post-field data quality control, in X. Lee, W. J. Massman, and B. Law, editors. *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp.181-208.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. 2000. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). *Revista Brasileira de Meteorologia* 15, 25-37.

GERKEN, T.; RUDELLE, B. J.; FUENTES, J. D.; ARAÚJO, A. C.; BRUNSELL, N. A.; MAIA, J.; MANZI, A. O.; MERCER, J.; SANTOS, R. N.; VON RANDOW, C.; STOY, P. C. 2017. Investigating the mechanisms responsible for lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* [online] 255. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.023>. Acesso: 25 mar. 2020.

GROSSIORD, C.; SEVANTO, S.; BORREGO, I.; CHAN, A. M.; COLLINS, A. D.; DICKMAN, L. T.; HUDSON, P. J.; MCBRANCH, N.; MICHALETZ, S. T.; POCKMAN, W. T.; RYAN, M.; VILAGROSA, A.; MCDOWELL, N. G. 2017. Tree water dynamics in a drying and warming world. *Plant Cell Environ* [online] 40. Disponível: <https://dx.doi.org//10.1111/pce.12991>. Acesso: 24 mar. 2020.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows*. New York: Oxford University Press.

KNAUER J.; ZAEHLE S.; MEDLYN B. E.; REICHSTEIN M.; WILLIAMS C. A.; MIGLIAVACCA M.; DE KAUWE M. G.; WERNER C.; KEITEL C.; KOLARI P.; MARC LIMOUSIN J.; LINDERSON M. L. 2018. Towards physiologically meaningful water-use efficiency estimates from eddy covariance data. *Global Change Biol.* 24 (2), 694–710.

LAWRENCE, D.; VANDECAR, K. 2015. Effects of tropical deforestation on climate and agriculture. *Nat. Clim. Chang.* [online] 5. Disponível: <http://dx.doi.org/5doi:10.1038/nclimate2430>. Acesso: 24 mar. 2020.

LEAL, L. S. M.; CARNEIRO, R. L. C.; LEAL, B. G.; RIBEIRO, A. 2006. Variação diurna da concentração de CO<sub>2</sub> no dossel vegetativo da floresta amazônica em Caxiuanã – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia* 21, 122-128.

LEUNING, R.; VAN GORSEL, E.; MASSMAN, W. J.; ISAAC, P. R. 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agric. For. Meteorol.* 156, 65-74.

LISBOA, P. L. B. 2009. *Caxiuanã: desafios para a conservação de uma Floresta Nacional na Amazônia*. Belém: MPEG.

LOBS, N.; WALTER, D.; BARBOSA, C. G. G.; BRILL, S.; CERQUEIRA, C. R.; SÁ, M. O.; ARAUJO, A. C.; OLIVEIRA, L. R.; DITAS, F.; ZULOAGA, D. M.; FLORENTINO, A. P. P.; WOLFF, S.; GODOI, R. H. M.; KESSELMEIER, J.; OLIVEIRA, S. M.; ANDREAE, M. O.; PÖHLKER, C.; WEBER, B.; 2019. Microclimatic and ecophysiological conditions experienced by epiphytic bryophytes in an Amazonian rain forest. *Biogeosciences Discuss.* [online] 21. Disponível: <https://dx.doi.org/10.5194/bg-2018-521>. Acesso: 24 mar. 2020.

MACHADO, W. B. 2012. *Balço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia*. Dissertação (Mestrado). Santarém-PA, UFOPA.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A.; CLEMENT, R. 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rainforest. *J. Geophys. Res.* [online] 107. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000623>. Acesso: 25 mar. 2020.

- MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal Climatology* 36, 1033-1050.
- MAUDER, M.; DESJARDINS, R. L.; PATTEY, E.; GAO, Z.; VAN HAARLEM, R. 2008. Measurement of the sensible eddy heat flux based on spatial averaging of continuous ground-based observations. *Boundary Layer Meteorol.* 128, 151-172.
- MICHILES, A. A. S.; GIELOW, R. 2008. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology* 148, 917-930.
- MOORE, C. J.; FISCH, G. 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. *Agric. Forest Meteorol.* 38, 147-169.
- OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, M. F.; DE MOURA, M. S. B. 2006. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia* 21, 166-174.
- OLIVEIRA, M. C. F.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, J. P. R.; PEREIRA, M. G. P. 2000. Comportamento médio horário e mensal dos elementos meteorológicos sobre floresta, em Caxiuanã, Melgaço - PA. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, p.2442-2446.
- PEREIRA, M. G. 2001. Balanço de radiação e de energia em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia central. Tese (Doutorado). Viçosa-MG, UFV.
- PORPORATO, A. 2009. Atmospheric boundary-layer dynamics with constant bowen ratio. *Bondary Layer meteorology* 132, 227-240.
- PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G. L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CAMPELO JUNIOR, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S. E.; 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.; MARCELINO, T. H.; SILVEIRA, M. 2004. 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.* 10, 863-876.
- QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. P. 2006. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. *Revista Brasileira de Meteorologia* 21, 42-49.
- RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; SANTO, C. M. E.; GAN, M. A. 2016. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979-2011. *International Journal of Climatology* 36, 291-302.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia* 25, 85-204.



- ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D. V. O.; DE FREITAS, H. C.; ADELAINÉ, M.; FIGUEIRA SILVA. 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. *Ecological Applications* 14, S22-S32.
- ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; GOMES, W. B. 2019. Avaliação dos Impactos da Mudança do Clima na Precipitação da Amazônia Utilizando o Modelo RCP 8.5 Eta-HadGEM2-ES. *Rev. Bras. Geogr. Física* 12, 2051-2065.
- ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; DA SILVA, P. R. T.; GOMES, W. B.; VERGASTA, L. A.; DE MOURA, R. G.; TRINDADE, M. S. P.; PEDROSA, A. L.; SILVA, J. J. S. 2017. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. *Rev. Bras. Meteorol.* [online] 32. Disponível: <https://dx.doi.org/10.1590/0102-77863230006>. Acesso: 25 mar. 2020.
- SANTOS, C. A. C.; OLIVEIRA, V. G. 2017. Trends in extreme climate índices for Pará State, Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 32. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778632120150053>. Acesso: 24 mar. 2020.
- SANTOS, S. A. 2011. Análise do controle ambiental nas trocas de energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> em área de Caatinga. Dissertação (Mestrado), UFPA.
- SANTOS, S. R. Q.; BRAGA, C. C.; SANSIGOLO, C. A.; SANTOS, A. P. P. 2017. Determinações de regiões homogêneas do índice de precipitação normalizada (SPI) na Amazônia oriental. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 32. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778632120160013>. Acesso: 25 mar. 2020.
- SATYAMURTY, P.; DA COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O. 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Applied Climatology* 111, 195-209.
- SILVA JUNIOR, J. A.; COSTA, A. C. L.; AZEVEDO, P. V.; COSTA, R. F.; METCALFE, D. B.; GONÇALVES, P. H. L.; BRAGA, A. L.; MALHI, Y. S.; ARAGÃO, L. E. O. E. C.; MEIR, P. 2013. Fluxo de CO<sub>2</sub> do solo na floresta nacional de Caxiuanã, Pará, durante o experimento ESECAFLOR/LBA. *Revista Brasileira de Meteorologia* 28, 85-94.
- SILVA, G. G. C.; SOUZA, J. R. S.; SILVA, S. N. R. 2007. Influência do dossel da floresta de Caxiuanã nos fluxos de calor entre o solo e a atmosfera. *Sociedade Brasileira de Geofísica*, 10º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 19 – 22 de Novembro.
- SILVEIRA, L. G. T.; CORREIA, F. W. S.; CHOU, S. C.; LYRA, A.; GOMES, W. B.; VERGASTA, L.; SILVA, P. R. T. 2017. Reciclagem da precipitação e desflorestamento na Amazônia: um estudo de modelagem numérica. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 32. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863230009>. Acesso: 24 mar. 2020.
- SIQUEIRA, M.; KATUL, G.; PORPORATO, A. 2009. Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: Scaling soil water dynamics from millimeters

- to meters. *Water Resources Research*. Soil moisture feedbacks on convection triggers: The role of soil–plant hydrodynamics. *Journal of hydrometeorology* 10, 96-111.
- SNYDER, P. K. 2010. The influence of tropical deforestation on the northern hemisphere climate by atmospheric teleconnections. *Earth Interact* [online] 14. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1175/2010EI280.1>. Acesso: 24 mar. 2020.
- SOUSA, A. C.; CANDIDO, L. A.; ANDREOLI, R. V. 2018. Variabilidade interanual da precipitação e fluxo de umidade sobre a Amazônia usando o QTCM. *Revista Brasileira de Meteorologia* v.33. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786331015>. Acesso: 24 mar. 2020.
- SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P.; ROCHA, E. J. P. 2006. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia* 21, 318-330.
- SPECKMAN, H. N.; FRANK, J. M.; BRADFORD, J. B.; MILES, B. L.; MASSMAN, W. J.; PARTON, W. J.; RYAN, M. G. 2015. Forest ecosystem respiration estimated from eddy covariance and chamber measurements under high turbulence and substantial tree mortality from bark beetles. *Global Change Biol.* 21, 708-721.
- STOY, P.; GERKEN, T. VON RANDOW, C.; MANZI, A. O. 2016. Fechamento do balanço de energia em uma floresta tropical: contribuições da troca turbulenta e armazenamento de calor no ecossistema. *Ciência e Natura* 38, 548-551.
- 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. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 103, 279-300.
- VICKERS, D.; MAHRT, L. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of Atmospheric Oceanic technology* 14, 512-526.
- VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; DE OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology* [online] 78. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-004-0041-z>.
- VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; GANNABATHULA, P. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P. R. A.; KRUIJT, B. 2002. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia. I. Diurnal conditions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* [online] 107. Disponível: <https://dx.doi.org/10.1029/2001JD000379>.
- WEBLER, A. D.; GOMES, J. B.; AGUIAR, R. G.; ANDRADE, N. R. L.; AGUIAR, L. J. G. 2013. Mudanças no uso da terra e o particionamento de energia no sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 17, 868-876.

WEHR, R.; MUNGER, J. W.; MCMANUS, J. B.; NELSON, D. D.; ZAHNISER, M. S.; DAVIDSON, E. A.; WOFSY, S. C.; SALESKA, S. R. 2016. Seasonality of temperate forest photosynthesis and daytime respiration. *Nature* 534, 680-683.

WIDMOSER, P.; WOHLFAHRT, G. 2018. Attributing the energy imbalance by concurrent lysimeter and eddy covariance evapotranspiration measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 263. Disponível: <https://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.09.003>. Acesso: 23 mar. 2020.

WU, J. B.; ZHOU, X. Y.; WANG, A. Z.; YUAN, F. H. 2015. Comparative measurements of water vapor fluxes over a tall forest using open- and closed- path eddy covariance system. *Atmos. Meas. Tech.* 8, 4123-4131.

ZERI, L. M. M., 2002. Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do Pantanal Matogrossense nos períodos úmido e seco. Dissertação (Mestrado). São José dos Campos, INPE.

## **Capítulo II: Controles biofísicos sobre a evapotranspiração em uma floresta prístina na Amazônia Oriental durante evento de ENOS**

### **RESUMO**

Para compreender os fatores que controlam a troca de vapor d'água entre o dossel e a atmosfera, Jarvis e McNaughton propuseram o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), o qual expressa o grau de controle desses fatores sobre o processo de transpiração, somado ainda aos parâmetros de condutância e aerodinâmica da superfície. Quando igual ou próximo a 0, o controle biótico e o Déficit de Pressão de Vapor sobre a transpiração é maior, e quando igual ou próximo a 1, as condições externas são predominantes sobre a transpiração, como por exemplo, o saldo de radiação líquida. A floresta nacional de Caxiuanã está localizada a aproximadamente 400 km a oeste da cidade de Belém, Pará, Brasil. O local é administrado pela Estação Científica Ferreira Pena (ECFPn) pertencente ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). O ano de 2015 apresentou estimativas médias de 0,0974 a 0,1138  $\text{m.s}^{-1}$ , já para 2016, as estimativas ficaram em 0,1134 e 0,1082  $\text{m.s}^{-1}$  para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. As médias para o fator de desacoplamento durante o ano de 2015 ficaram em 0,48 e 0,54, para 2016 em 0,40 e 0,36 para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. O comportamento médio horário da  $C_s$ , no intervalo de 7 até as 17 horas durante 2015 as estimativas médias obtidas foram 0,0299 e 0,0700  $\text{m.s}^{-1}$ , e para 2016 0,0314 e 0,0216  $\text{m.s}^{-1}$  para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. A evapotranspiração foi controlada predominantemente pelos fatores fisiológicos da vegetação, sobretudo os estômatos.

**Palavras-chave:** Condutâncias, fator de desacoplamento, El Niño.

### **ABSTRACT**

To understand the factors that control the exchange of water vapor between the canopy and the atmosphere, Jarvis and McNaughton proposed the decoupling factor ( $\Omega$ ), which expresses the degree of control of these factors over the transpiration process, added to the conductance and aerodynamic parameters of the surface. When equal to or close to 0, the biotic control and the Steam Pressure Deficit over sweating is greater, and when equal to or close to 1, external conditions are predominant over sweating, such as the net radiation balance. The Caxiuanã National Forest is located approximately 400 km west of the city of Belém, Pará, Brazil. The site is managed by the Ferreira Pena Scientific Station (ECFPn) belonging to the Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). The year 2015 presented average estimates from 0.0974 to 0.1138  $\text{m.s}^{-1}$ , for 2016, the estimates were 0.1134 and 0.1082  $\text{m.s}^{-1}$  for the rainy and dry periods, respectively. The averages for the decoupling factor during 2015 were 0.48 and 0.54, for 2016 at 0.40 and 0.36 for the rainy and dry periods, respectively. The average hourly behavior of  $C_s$ , in the range from 7 to 17 hours during 2015, the average estimates obtained were 0.0299 and 0.0700  $\text{m.s}^{-1}$ , and for 2016 0.0314 and 0.0216  $\text{m.s}^{-1}$  for rainy periods and dry,

respectively. Evapotranspiration was controlled predominantly by the physiological factors of the vegetation, especially the stomata.

**Keywords:** Condutances, decoupling factor, El Niño.

## 1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas foram realizados estudos com destaque para o papel do funcionamento hidrológico dos ecossistemas, bem como os processos biofísicos que ocorrem na interface biosfera-atmosfera. Dentre os processos físicos, tem-se a evapotranspiração (ET), caracterizada como a transferência de massa d'água do estado líquido para o gasoso de uma superfície evaporante para a atmosfera. A evapotranspiração é a somatória de dois grandes processos, físico e biológico, a transpiração realizada pelos estômatos de uma superfície vegetal e a evaporação d'água do solo e outra superfície abiótica.

As taxas de trocas de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera estão entre as principais componentes de troca de energia na interface biosfera-atmosfera. Como no estudo de Vale et al (2016) onde revelaram que os eventos de El Niño afetaram diretamente o balanço hídrico da micro bacia do reservatório de Curuá-Una, estado do Pará, durante o ano de 2015. Ressaltando a importância dos resultados para ajudar a melhorar o monitoramento e as previsões dos componentes do balanço hídrico não só para essa micro bacia, mas para toda a bacia amazônica.

A floresta amazônica é importante para a reciclagem de vapor d'água através da ET durante todo o ano, contribuindo para aumentar a precipitação das chuvas e para sua própria manutenção (PINTO JÚNIOR et al. 2009). Em um comparativo, Von Randow et al (2020) concluíram que a ET é aproximadamente 20% maior nas florestas secundárias do que nas florestas pristinas, tanto sazonalmente quanto em termos de médias diárias. Onde as altas ET não estão relacionadas às diferenças significantes de albedo ou energia disponível, resultando em uma fração evaporativa sempre sendo maior nas florestas secundárias do que nas florestas pristinas.

Existindo diversos controles, sejam bióticos ou abióticos atuantes sobre o controle das taxas de evapotranspiração da componente florestal do ecossistema. A capacidade da superfície em transmitir água para a atmosfera, para o dossel, é feita pela condutância de superfície ( $C_s$ ), parâmetro que determina as medidas de ET assim como de outros elementos meteorológicos (radiação, temperatura, vento, precipitação) que atuam sobre a vegetação (TAKAGI et al., 1998). Já a condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) representa a capacidade de condução de fluxo de ar acima da superfície vegetativa (Lecina et al., 2011).

A ET é influenciada por fatores ligados a vegetação, ao manejo de solo e condições ambientais, principalmente, pelas variáveis meteorológicas como: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e vento que se combinadas, contribuem para o aumento da evapotranspiração (SOUZA FILHO et al., 2006). A disponibilidade de energia, a demanda de vapor de água da atmosfera, condição aerodinâmica (fatores biofísicos), o controle estomático, a facilidade das raízes

em capturar água do solo (fatores fisiológicos), os quais controlam a transferência de vapor de água para a atmosfera (Silva, 2020). A ET varia ainda com a área foliar, arquitetura do dossel, fenologia e profundidade de enraizamento da vegetação (Lawrence e Vandecar, 2015).

Para compreender os fatores que controlam a troca de vapor d'água entre o dossel, Jarvis e McNaughton (1986) propuseram o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ), o qual expressa o grau de controle desses fatores sobre o processo de evapotranspiração, somado ainda aos parâmetros de condutância, aerodinâmica e da superfície. Variações na evapotranspiração são controladas pela demanda evaporativa da atmosfera, a qual determinam a taxa de evaporação sob certas condições atmosféricas e pelo controle proveniente da superfície, que fisiológica e aerodinamicamente regula a transpiração por meio de características estomáticas e rugosidade da superfície (MATSUMOTO et al. 2008).

Quando este parâmetro é igual ou próximo a 0, o controle biótico (mais especificamente os estômatos) e o Déficit de Pressão de Vapor (DPV) atmosférico sobre a evapotranspiração é maior, e quando igual ou próximo a 1, as condições externas são predominantes sobre a evapotranspiração, como por exemplo, o saldo de radiação líquida, bem como outras variáveis ambientais (temperatura, velocidade do vento e umidade relativa do ar e do solo).

Quando a resistência aerodinâmica  $r_a$  é pequena (vegetação perfeitamente acoplada com a atmosfera) ou o  $r_s$  é grande (estômatos fechados), o valor de desacoplamento ( $\Omega$ ) tende a zero. Nestas condições, o DPV é o fator predominante sobre o processo de evapotranspiração. Já quando  $r_a$  aumenta ou a  $r_s$  diminui (condição hipotética de ausência de resistência estomática), o valor de  $\Omega$  tende a um. Nestas condições, a evapotranspiração é predominantemente influenciada pela radiação líquida, e a vegetação não exerce nenhum controle sobre a transpiração (JARVIS; MCNAUGHTON, 1986).

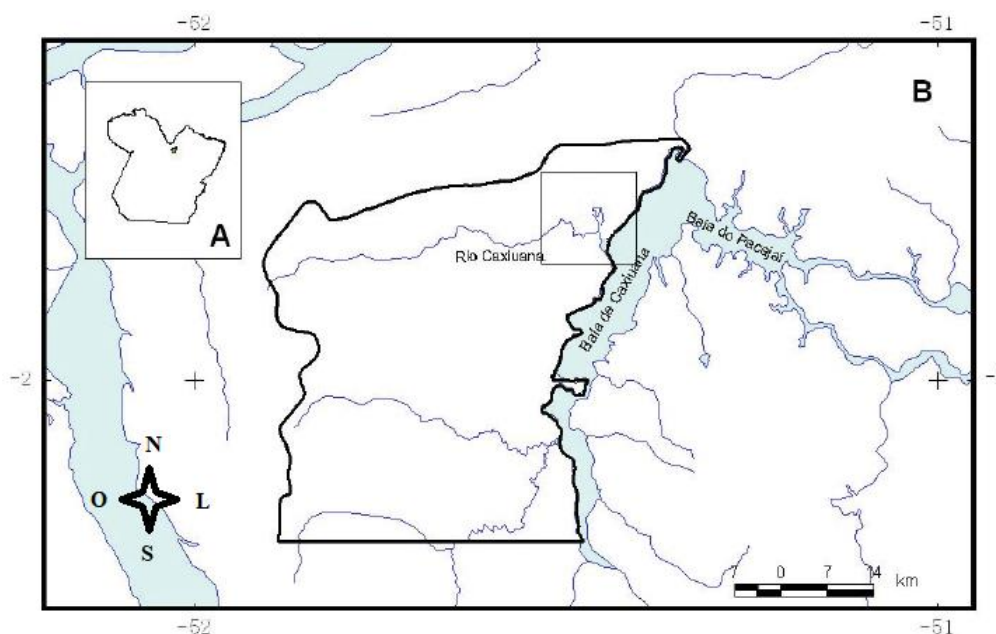
As taxas de momentum, fluxo de calor latente e água trocada entre o dossel e a camada superficial atmosférica, são descritas utilizando as condutâncias aerodinâmicas ( $C_a$ ) e da superfície ( $C_s$ ) que representam, respectivamente, a capacidade de conduzir fluxo de ar acima da superfície vegetativa e fluxo de vapor d'água de uma superfície evaporante (estômato e solo) (LECINA et al. 2003).

Conhecer os mecanismos de controle da evapotranspiração é importante para uma melhor gestão em relação a políticas hídricas da região, principalmente frente às projeções de redução da precipitação para o bioma amazônico, situações estas muito semelhantes quando da ocorrência do fenômeno ENOS – El Niño Oscilação Sul. O presente trabalho objetivou avaliar os mecanismos de controle da evapotranspiração por meio da condutância aerodinâmica, da superfície e do fator de desacoplamento em uma floresta pristina localizada no estado do Pará, sob a hipótese de que o sítio de Caxiuanã não teria presenciado um maior controle biológico sobre a ET durante o evento ENOS nos anos de 2015-2016.

## 2. MATERIAL E MÉTODOS

A floresta nacional de Caxiuanã (Figura 23) ( $1^{\circ}43'30''\text{S}$ ,  $51^{\circ}31'45''\text{W}$ , 60 m de altitude) está localizada a aproximadamente 400 km a oeste da cidade de Belém, Pará, Brasil. O sítio é administrado pela Estação Científica Ferreira Pena (ECFPn) pertencente ao Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). A floresta apresenta uma área de 33.000 ha e é caracterizada com densa e de terra firme, com precipitação total anual de 2.500 mm, dossel com média de 35 m de altura e biomassa seca acima do solo de  $200\text{ m}^3\cdot\text{ha}^{-1}$  e índice de Área Foliar (IAF) de 5 a  $6\text{ m}^2\cdot\text{m}^{-2}$ , porém, algumas árvores chegam a atingir 50 m de altura (Cirino et al., 2007). O solo é do tipo Latossolo amarelo, mas possuindo formações férricas em 3 a 5 metros abaixo da superfície (Taxonomia do solo, departamento de agricultura dos EUA), seguem um gradiente de moderado a bem drenados, arenosos e argilosos, ácidos e pobres em nutrientes (RUIVO et al. 2002), pH variando de muito a moderadamente ácido (OLIVEIRA et al. 2008). A torre utilizada para as medidas de fluxo está localizada a aproximadamente 2 km a norte da estação científica ECFPn (CARSWELL et al. 2002).

Figura 23. Localização da área de estudo na Floresta Nacional de Caxiuanã (B) em relação ao estado do Pará (A). O quadrado da figura B demarca a localização da torre para os estudos micrometeorológicos na baía de Caxiuanã.



Fonte: Ferreira et al., 2005.

A Flona agrega vários ecossistemas, dentre eles, florestas densas de terra firme e igapós (ALMEIDA et al. 1993). O clima é do tipo tropical quente e úmido e subtipo climático “Am” com curta estação seca. A temperatura média do ar oscila em torno de  $26,7^{\circ}\text{C}$  ( $22^{\circ}\text{C}$  a  $32^{\circ}\text{C}$ ) (COSTA et al. 2003), com 2100 horas de brilho solar ao ano e 80% de umidade relativa do ar (MORAES et al. 1997).

A sazonalidade do sítio ficou compreendida entre dezembro a maio (período chuvoso) e de junho a novembro (período seco). Pois de acordo com Moraes et al. (2005) a sazonalidade da precipitação no estado do Pará é caracterizada por uma estação

chuvosa, que na maioria das localidades compreende os meses anteriormente citados. Por conta disso, foi realizada uma análise de correlação entre a condutância da superfície e o déficit de pressão de vapor atmosférico.

Os dados foram obtidos a partir de variáveis meteorológicas como temperatura, umidade relativa do ar e velocidade do vento oriundas de equipamentos/sensores instalados na torre micrometeorológica, os quais compõem o sistema de fluxos (anemômetro sônico e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto). Que após processamento no software EddyPro® geraram planilhas no MS-Excel.

Compreender como a variabilidade espacial e temporal do ambiente circundante afeta a turbulência é essencial para medições de EC a longo prazo. E para isso requer caracterizar o ambiente circundante. Uma forma de conseguir isso é analisar a distância aerodinâmica do dossel ( $\Delta$ ), que é a diferença entre a altura de medição ( $z_m$ ) e a altura de deslocamento ( $d$ ). Tal método permite a detecção de variabilidade espaço-temporal da  $\Delta$  devido a mudanças no dossel ou na altura de medição a serem detectados (Hurdebise et al., 2017).

## 2.1 $C_a$ – Condutância aerodinâmica

Para determinar a condutância aerodinâmica fez-se uso da equação 1 adotada por Allen et al. (1998):

$$(C_a^{-1}) = r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[ \frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 U_z} \quad (\text{Eq. 7})$$

Onde  $C_a^{-1}$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m.s}^{-1}$ ), mesmo que a resistência aerodinâmica,  $Z_m$  é a medida da altura de vento (m),  $Z_h$  é a medição da altura da umidade (m),  $d$  é a altura do plano zero de deslocamento (m),  $Z_{om}$  é o comprimento de rugosidade que rege o momento de transferência (m),  $Z_{oh}$  é o comprimento de rugosidade que rege a transferência de calor e vapor (m),  $k$  é a constante de von Kármán's (0,41) e  $U_z$  é a velocidade do vento na altura  $z$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ).

## 2.2 $C_s$ - Condutância da superfície

O cômputo da  $C_s$  foi calculado utilizando a equação invertida de Penman-Monteith (Ano), abaixo (Eq. 2).

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left[ \frac{\rho_a c_p \text{DPV}}{\gamma \text{LE}} - \frac{1}{C_a} \left( 1 - \frac{sH}{\gamma \text{LE}} \right)^{-1} \right] \quad (\text{Eq. 8})$$



Onde,  $C_s$  é a condutância da superfície ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $r_s$  é a resistência da superfície ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar ( $\text{J. kg. }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $DPV$  é o déficit de pressão de vapor ( $\text{kPa}$ ),  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa }^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $LE$  é o fluxo de calor latente ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $C_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $s$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água ( $\text{kPa. }^\circ\text{C}^{-1}$ ).

### 2.3 $\Omega$ - Fator de desacoplamento

A interação entre superfície e atmosfera foi calculada de acordo com a equação 9 de Jarvis e McNaughton (1986):

$$\Omega = \frac{1}{1 + [\gamma/(s + \gamma)](C_a/C_s)} \quad (\text{Eq. 9})$$

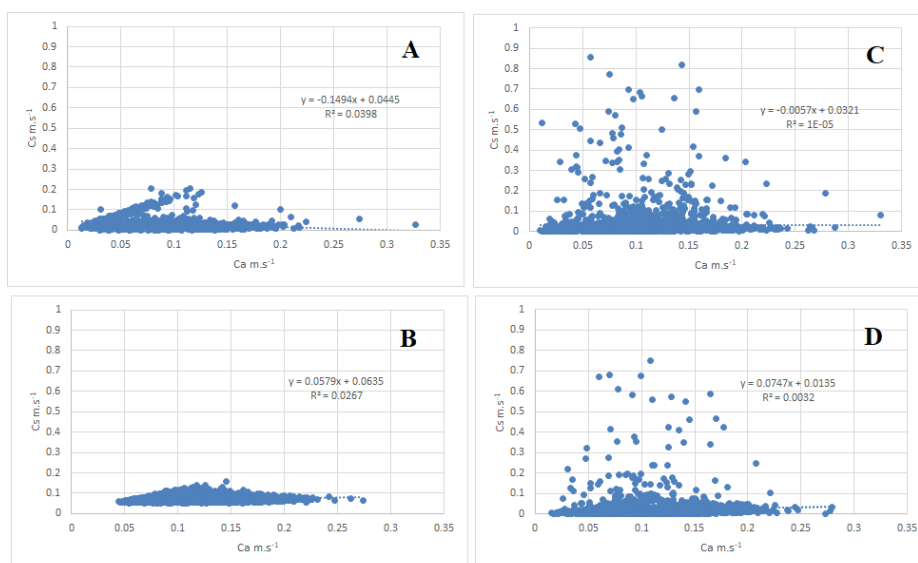
Onde  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa }^\circ\text{C}$ ) e  $s$  é a declividade da curva de pressão de saturação de vapor d'água ( $\text{kPa }^\circ\text{C}$ ).

## 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 3.1 Condutância aerodinâmica

Conforme a Figura 24, o ano de 2015 apresentou valores médios de  $C_a$  correspondente a 0,0974 e 0,1138  $\text{m.s}^{-1}$ , para 2016 os valores ficaram em 0,1134 e 0,1082  $\text{m.s}^{-1}$  para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. De acordo com Rennó (2003) Monteith sugeriu um valor de 0,100  $\text{m.s}^{-1}$  para uma vegetação muito resistente como é o caso das florestas. Assim como a  $C_s$ , a estrutura do dossel também pode afetar a  $C_a$ .

Figura 24- Condutâncias aerodinâmicas vs condutância da superfície. A) Chuvoso 2015, B) Seco 2015, C) Chuvoso 2016 e D) Seco 2016. Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil



Pinto Júnior et al. (2009) estudando uma floresta de transição entre Amazônia e Cerrado, obtiveram médias de 0,046 e 0,052 m.s<sup>-1</sup> na Floresta Nacional do Tapajós, município de Santarém - Pará para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Ainda neste mesmo sítio Aguiar (2012) obteve médias de 0,066 e 0,057 m.s<sup>-1</sup> para os km 83 e 67, respectivamente, durante os anos de 2002 a 2003. Para obtenção desta variável, as componentes de umidade do ar, velocidade do vento e a altura da vegetação influenciam na oscilação dos valores de Ca (Allen et al. 1998).

Em nível foliar, o grau de acoplamento é determinado pela resistência da camada limite, enquanto em nível de dossel da cultura, depende da resistência aerodinâmica (STEDUTO; HSIAO, 1998; SILVA, 2003).

A Ca representa as condições físicas momentâneas sobre o dossel, e o controle da evapotranspiração em sua maioria. A função de Cs e Ca no controle das taxas de transpiração do dossel variam de acordo com as condições de umidade disponível (KUMAGAI et al. 2004).

Von Randow et al (2020) compararam florestas primárias e secundárias, concluindo que a resistência aerodinâmica foi levemente maior na floresta secundária do que na primária, devido a maior rugosidade do dossel. Já a resistência estomática foi consideravelmente menor na floresta secundária do que na primária, 40% menor nas escalas sazonais e diárias. Ao longo das estações a resistência aerodinâmica ficou quase constante, mas os valores médios da resistência estomática alcançaram aproximadamente 50% nos dois sítios (secundária e primária).

### 3.2 Condutância da superfície

Durante 2015 as estimativas médias obtidas foram 0,0299 e 0,0700 m.s<sup>-1</sup>, e para 2016 0,0314 e 0,0216 m.s<sup>-1</sup> para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Do

confronto entre  $C_a$  e  $C_s$  foi possível obter os coeficientes de correlação para cada período sazonal, relação esta dita fraca, ou seja, a variação em  $C_s$  é pouco explicada por  $C_a$ .

Diversos fatores controlam a transferência de vapor d'água para a atmosfera, dentre eles: a disponibilidade de energia, o DPV, as condições aerodinâmicas e os fatores fisiológicos da vegetação (SOUZA FILHO et al. 2005). Estes mesmos autores obtiveram valores de 0,060 e 0,045  $m.s^{-1}$  para as estações chuvosa e menos chuvosa, respectivamente. Aguiar (2012) obteve valores de 0,056 e 0,033  $m.s^{-1}$  para as estações chuvosa e menos chuvosa no km 67 (floresta intacta), e de 0,021  $m.s^{-1}$  para as duas estações no km 83 (floresta submetida ao manejo) na floresta nacional do Tapajós, Pará.

Na maioria dos casos as alterações de um parâmetro de superfície em particular, como o comprimento de rugosidade ou albedo, são feitas sem levar em conta o realismo biofísico onde as mudanças na natureza não ocorrem sem alterações simultâneas em outros parâmetros (como o IAF e a condutância estomática) (PIELKE et al. 1998).

Na interação solo-planta-atmosfera os regimes de transferência consideram explicitamente o papel da vegetação na água e afeta o equilíbrio energético, levando em conta as suas propriedades fisiológicas, em particular o IAF – Índice de Área Foliar e condutância estomática (ARORA, 2002). A estrutura do dossel proporciona variações menores ao longo do período de estudo. Pois a  $C_s$  proporcionou variações sazonais, sugerindo que as características estruturais da vegetação, como o IAF possam estar influenciando nas medidas, como preconizado por Aguiar (2012).

O IAF assim como as propriedades aerodinâmicas da camada limite do dossel influencia a transpiração, onde na camada do dossel o controle da transpiração é tipicamente representado pela  $C_s$  (BOND et al. 2008). Pois de acordo com Dodd (2003) esta variável está diretamente relacionada aos estômatos que respondem a muitas mudanças em relação ao ambiente externo aéreo, como a luz, concentração de  $CO_2$ , temperatura do ar e déficit de pressão de vapor.

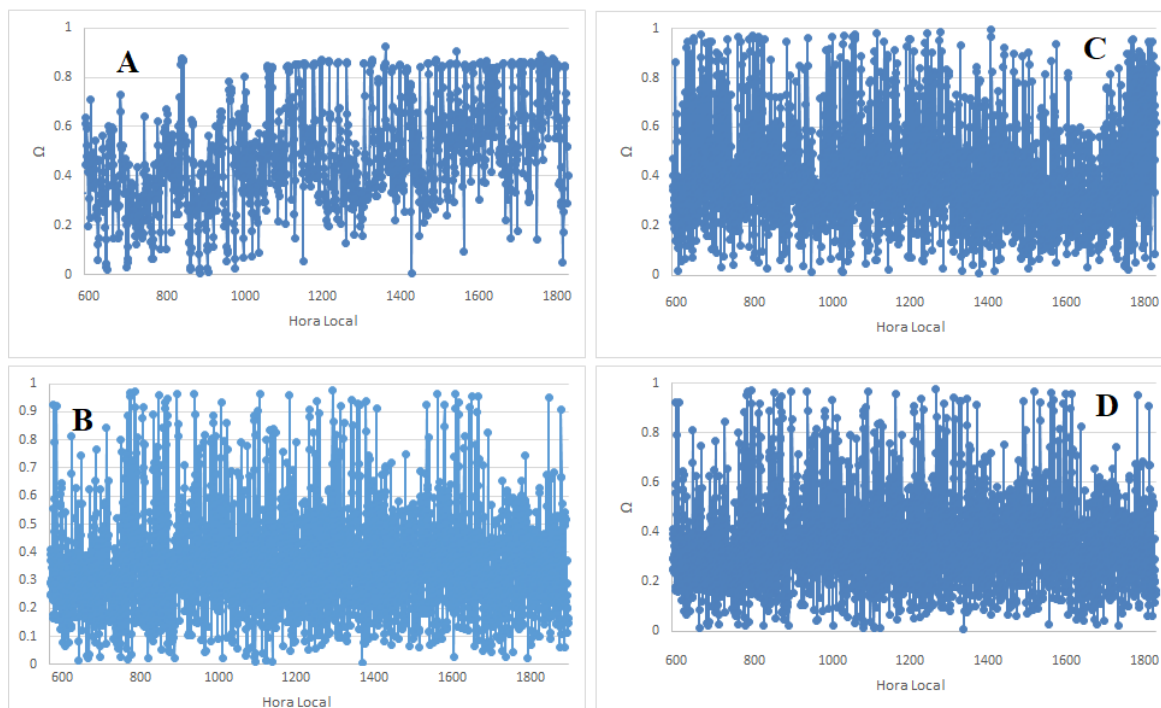
Hurdebise et al (2017) demonstraram uma forte relação entre o fluxo de *momentum* com o  $z$ , a qual é uma forte característica da subcamada rugosa, e que a maior parte de suas variações espaciais e temporais podem ser explicadas por essa dependência. Por outro lado, os coeficientes de correlação de calor,  $CO_2$  e vapor d'água mostraram-se independentes da  $\Delta$ , sugerindo que o transporte turbulento de calor,  $CO_2$  e vapor d'água são menos afetados pela altura do dossel ou da altura de medida do que o transporte de momentum, ou pode não ser afetado de alguma forma.

### 3.3 Fator de desacoplamento

As médias para o fator de desacoplamento (Figura 25) durante o ano de 2015 ficaram em 0,48 e 0,54, para 2016 em 0,40 e 0,36 para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Exceto o período seco de 2015, todos os períodos sazonais apresentaram um maior controle biológico sobre o processo da transpiração. O objetivo em se determinar o ( $\Omega$ ) está em distinguir a sensibilidade da evapotranspiração real às

variáveis físicas e aos fatores fisiológicos (McNaughton e Jarvis 1983 e Jarvis e McNaughton 1986).

Figura 25 - Média horária para o fator de desacoplamento. A) Chuvoso 2015, B) Seco 2015, C) Chuvoso 2016 e D) Seco 2016. Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



O acoplamento depende das características aerodinâmicas da superfície e expressa a conversão de calor sensível do ar circunvizinho em calor latente. Deste modo, uma superfície rugosa interage mais fortemente com a atmosfera quando comparada com uma superfície lisa, proporcionando o consumo maior de calor sensível no processo de remoção de água da superfície por evapotranspiração (PEREIRA, 2004).

Granier et al. (1996), também encontraram valores próximos, na faixa de 0,38 para a floresta tropical. Aguiar (2012) encontrou valores de  $\Omega = 0,35$  e  $\Omega = 0,30$  para 2002 e 2003 no km 83, respectivamente, e de  $\Omega = 0,55$  e  $\Omega = 0,54$  para o km 67 na Flona Tapajós, município de Santarém – Pará. Silva e Sanches (2011) obtiveram valores de  $\Omega$  em 0,4 e 0,2 nas estações chuvosa e seca, respectivamente, em um ecossistema (floresta semidecídua) de transição entre os biomas Amazônia e Cerrado no estado do Mato Grosso.

Após realização da análise do fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) das trocas de vapor d'água entre a superfície vegetativa e a atmosfera, constatou-se que o processo evapotranspirativo é mais dependente do controle vegetal e das condições aerodinâmicas do que em relação à disponibilidade energética para ambos os anos observados, bem como para a sazonalidade intra-anual para a faixa de intervalo de tempo compreendida. A complexidade e a interação entre os fatores bióticos e abióticos

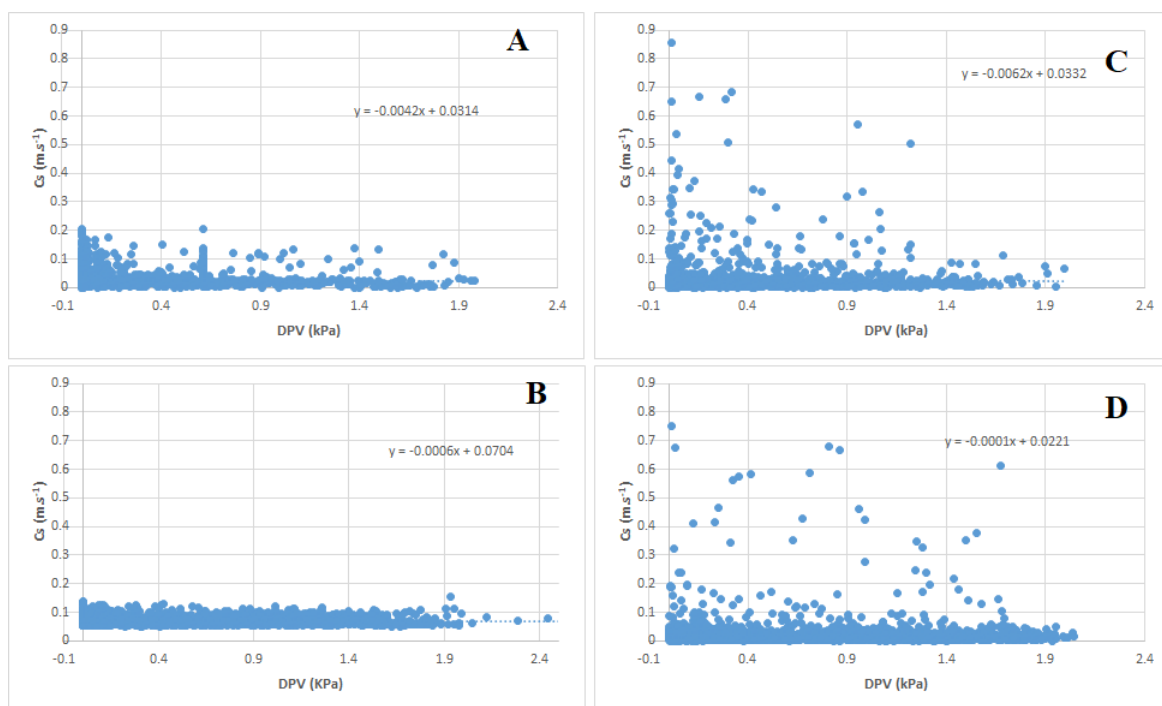
difícilmente permitem com que os valores de  $\Omega$  alcancem os valores extremos absolutos de 0 e 1 (Silva e Sanches 2011).

Os mecanismos fisiológicos que regulam a transpiração podem ser reconhecidos quando as taxas da transpiração não acompanham a capacidade evaporativa do ar, onde as causas iniciais para uma redução temporária no grau de abertura estomática vão desde a redução da intensidade luminosa, o ar seco associado ao vento, elevado DPV ou temperaturas extremas (LEAL et al. 2006).

Foi encontrado um maior controle da disponibilidade de energia sobre o processo evapotranspirativo durante as primeiras horas do dia de acordo (Figura 26). Isso pode estar associado à maior abertura estomática e menor déficit de pressão de vapor atmosférica. Durante esses horários, a planta exerce um menor grau de controle sobre a perda de água, onde uma atmosfera mais úmida faz com que a evapotranspiração seja mais dependente do saldo de radiação para realizar a mudança do estado físico da água, verificando com isso um maior desacoplamento entre o dossel e a atmosfera.

Fraga et al. (2015) e Granier et al. (1996) verificaram uma baixa dependência da condutância do dossel à radiação líquida disponível para o período menos úmido, sendo essa variação mais atribuída ao baixo limiar de saturação luminosa, onde o DPV explica quase que totalmente o comportamento da variação da  $C_s$ . Esta relação pode ser observada por meio da relação entre  $C_s$  e DPV (Figura 26). Comportamento que não explicou fortemente a variação em  $C_s$ , constatado pelo baixo coeficiente de correlação (2015: Chuvoso -0,0595 e Seco -0,0241; 2016: Chuvoso -0,0406 e Seco -0,0015).

Figura 26. Análise de correlação entre DPV e  $C_s$  para os anos de 2015 (A – período chuvoso, B – seco) e 2016 (C – chuvoso, D – seco). Torre micrometeorológica na Estação Científica Ferreira Pena, Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Com o tempo, o saldo de radiação e a temperatura proporcionarão um aumento do déficit de pressão de vapor, promovendo maior convecção térmica e por meio do cisalhamento do vento, resultarão um maior controle estomático sobre a transpiração, o que foi verificado através do menor desacoplamento do dossel na transferência de vapor para a atmosfera.

## **CONCLUSÕES**

A evapotranspiração foi controlada em grande parte pelos fatores fisiológicos da vegetação, sobretudo os estômatos, não deixando de lado os fatores ambientais como DPV, saldo de radiação e temperatura.

Sabendo que a estrutura da vegetação pode influenciar nas medidas avaliadas como, por exemplo, a condutância da superfície, mais especificamente a camada do dossel, sugere-se estudos acerca da composição florística a nível de caracterização foliar das espécies predominantes no sítio de estudo, fisiologicamente falando, tendo em vista a diferença que há entre as espécies em relação a sua distribuição estomática, se hipo, epi ou anisoestomática.

Faz-se necessário uma comparação de dados em anos diferentes de ENOS, como por exemplo o ano de 1997/1998, até então considerado o segundo ENOS mais intenso já registrado na história. Para de fato, sabermos se o ENOS de 2015/2016 foi de fato o mais severo de todos.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Programa LBA, pelo fornecimento dos dados para realização deste trabalho e a equipe de campo de micrometeorologia da Embrapa Amazônia.

À CAPES pela concessão da bolsa e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais.

Ao LABECOS/UFRA.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, S. S.; LISBOA, P. L. B.; SILVA, A. S. L. Diversidade florística de uma comunidade arbórea na Estação Científica Ferreira Penna, Caxiuanã, Pará. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, série botânica*, Belém. 1993; 9 (1): 99–105.
- AGUIAR, D. R. Evapotranspiração em uma floresta submetida a manejo florestal [dissertation]. Santarém: Universidade Federal do Oeste do Pará/UFOPA; 2012. 59p.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements; 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. 300p.
- ARORA, V. Modeling vegetation as a dynamic component in soil–vegetation–atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics*. 2002; 40 (2):1–26.
- BOND, B. J.; MEINZER, F. C.; BROOKS, J. R. How Trees Influence the Hydrological Cycle in Forest Ecosystems. In: Wood PJ, HANNAH DM, SADLER JP editors. *Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future*. John Wiley & Sons Ltd; 2008. p. 7 – 35.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIER, P.; COSTA, J. P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M; COSTA, J. M. N.; CLEMENTE, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*. 2002; 107 (D20): LBA 43–1–LBA 43–16.
- CIRINO, G.; DE SOUZA, J. R. S.; SILVA, S. N. R. Influência do dossel da floresta de Caxiuanã nos fluxos de calor entre o solo e a atmosfera. 2007. X Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. 2007. DOI: 10.1190/sbgf2007-010.
- DODD, I. C. Hormonal interactions and stomatal responses. *Journal of Plant Growth Regulation*. 2003; 22 (1): 32–46.
- FRAGA, C. I. M.; SANCHES, L.; PINTO JUNIOR, O. B.; CURADO, L. F. A.; GAIO, D. C. Condutância do dossel, condutância aerodinâmica e fator de desacoplamento em floresta de *Vochysia divergens* Pohl (Vochysiaceae) no Pantanal brasileiro. *Revista brasileira de meteorologia*. 2015; 30 (3): 275–284.
- COSTA, R. F.; COSTA, A. C. L.; MEIR, P.; MALHI, Y.; BRAGA, A. P.; GONÇALVES, P. H. L.; SILVA JUNIOR, J. A.; SOTTA, E. D.; VALE, R. L.; GRACE, J.; FISHER, R. A. Projeto LBA/Esecaflor em Caxiuanã: características, atividades e resultados. In: *Seminário de 10 anos de atividades da Estação Científica Ferreira Penna, Caxiuanã, Pará. [CD-ROM]; 2003, Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, CTE-005*
- FERREIRA, L. V.; ALMEIDA, S. S.; AMARAL, D. D.; PAROLIN, P. Riqueza e composição de espécies da floresta de igapó e várzea da Estação Científica Ferreira Penna: subsídios para o plano de manejo da floresta nacional de Caxiuanã. *Pesquisas, Botânica, São Leopoldo*. 2005; (56): 103-116.

- GRANIER, A.; HUC, R.; BARIGAH, S. T. Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. *Agricultural and Forest Meteorology*. 1996; 78 (1–2):19–29.
- HURDEBISE, Q.; HEINESCH, B.; DE LIGNE, A.; VINCKE, C.; AUBINET, M. Impact of canopy aerodynamic distance spatial and temporal variability on long term eddy covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol 247 (2017) 131 – 138.
- JARVIS, P. G, McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. *Advances in Ecological Research*, Academic Press. 1986;15:1–49.
- KUMAGAI, T.; SAITOH, T. M.; SATO, Y.; MOROOKA, T.; MANFROI, O.; KURAJI, K.; SUZUKI, M. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. *Journal of Hydrology*. 2004; 287(1–4): 237–251.
- LAWRENCE, D.; VANDECAR, K. Effects of tropical deforestation on climate and agriculture. *Nature climate change*, vol 5, 2015. DOI: 10.1038/NCLIMATE2430.
- LEAL, L. S. M.; CARNEIRO, R. L. C.; LEAL, B.; RIBEIRO, A. Variação diurna da concentração de CO<sub>2</sub> no dossel vegetativo da floresta Amazônica em Caxiuanã – PA. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 2006; 21 (3): 122–128.
- LECINA, S.; MARTÍNEZ-COB, A.; PÉREZ, P. J.; VILLALOBOS, F. J.; BASELGA, J. J. Fixed versus variable bulk canopy resistance for reference evapotranspiration estimation using the Penman–Monteith equation under semiarid conditions. *Agricultural Water Management*. 2003; 60 (3): 181–198.
- MATSUMOTO, K.; OHTA, T.; NAKAI, T.; KUWADA, T.; DAIKOKU, K.; IIDA, S.; YABUKI, H.; KONONOV, A. V.; VAN DER MOLEN, M. K.; KODAMA, Y.; MAXIMOV, T. C.; DOLMAN, A. J, HATTORI, S. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2008; 148 (12): 1926–1940.
- MORAIS, B. C.; COSTA, J. M. N.; COSTA, A. C. L.; COSTA, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. *Acta Amazônica*. 2005; 35 (2): 207–214.
- MORAES, J. C.; COSTA, J. P. R.; ROCHA, E. J. P.; SILVA, I. M. O. Estudos Hidrometeorológicos na Bacia do Rio Caxiuanã. In: Lisboa, P. L. B. (Org). Belém: Cnpq/Museu Paraense Emílio Goeldi; 1997. p. 85–95.
- McNAUGHTON, K. G.; JARVIS, P. G. Predicting the effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Kozlowski TT. *Water Deficits and Plant Growth*. New York: Academic Press; 1983. p. 1–48.
- OLIVEIRA, L. L.; FERREIRA, C. R.; SOUSA, F. A. S.; COSTA, A. C. L.; BRAGA, A. P. Precipitação efetiva e interceptação em Caxiuanã, na Amazônia oriental. *Acta Amazônica*. 2008; 38 (4): 723 – 732.



- PEREIRA, A. R. Introdução à micrometeorologia. Departamento de Física e Meteorologia, ESALQ/USP. Piracicaba, fevereiro, 63 p, 2000.
- PEREIRA, A. R. The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam. 2004; 125 (3–4):305–313.
- PIELKE, R. A.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M; DOLMAN, A. J.; ZENG, X.; DENNING, A. S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biology*. 1998; 4 (5): 461–475.
- PINTO JÚNIOR, O. B.; LOBO, F. A.; SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta de transição Amazônia Cerrado. *Ciência e Natura*, UFSM. 2009; 31 (2): 95 – 106.
- RENNÓ, C. D. Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas [thesis]. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais; 2003. 158 p.
- RUIVO, M. L. P.; PEREIRA, S. B.; BUSSETTI, E. P. C.; COSTA, R. F.; QUANZ, B.; NAGAISHI, T. Y.; OLIVEIRA, P. J.; MEIR, P.; MALHI, Y.; COSTA, A. C. L.; GRACE, J. Propriedades do solo e fluxos de CO<sub>2</sub> em Caxiuanã, Pará: experimento LBA-ESECAFLOR. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; COSTA, M. L. R. Orgs. Contribuições à geologia da Amazonia. Belém: v.3. SBG-Núcleo Norte; 2002. p. 291-299.
- SILVA, T. G. F. Análise de crescimento, interação biosfera-atmosfera e eficiência do uso de água da cana-de-açúcar irrigada no Submédio do Vale do São Francisco [thesis]. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa/UFV; 2003. 175p.
- SILVA, L. B.; SANCHES, L. Modelo Tridimensional para interpretação dos mecanismos de acoplamento da biosfera-atmosfera da em floresta tropical. In: XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, v. 1, Guarapari - ES. Congresso Brasileiro de Melhoramento de Plantas. Guarapari: Incaper; 2011.
- SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Acta Amazônica*. 2005; 35 (2): 223-229.
- STEDUTO, P.; HSIAO, T. C. Maize canopies under two soil water regimes. II. Variation in coupling with the atmosphere and the role of leaf area index. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam. 1998; 89 (3-4): 201-213.
- TAKAGI, K.; TSUBOYA, T.; TAKAHASHI, H. Diurnal hystereses of stomatal and bulk surface conductances in relation to vapor pressure deficit in a cool temperate wetland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 91, 177-191, Junho, 1998.
- VALE, R. S.; GOMES, A. C. S.; SANTANA, R. A. S.; TÓTA, J.; MILLER, S. D.; SOUSA, R. A. F. Hydroclimatic variables associated with El Niño and La Niña events at the Curuá-Una hydroelectric reservoir, Central Amazonia. *Acta Amazonica*. Vol. 46(3) 2016: 303 – 308. <http://dx.doi.org/10.1590/1809-4392201600083>.

RANDOW, R. C. S.; TOMASELLA, J.; RANDOW, C. V.; ARAÚJO, A. C; MANZI, A. O.; HUTJES, R.; KRUIJT, B. Evapotranspiration and gross primary productivity of secondary vegetation in Amazonia inferred by eddy covariance. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol 294 (2020) 108141.

### **Capítulo III: Caracterização dos ventos sobre a Flona Caxiuanã em ano de ENOS**

#### **RESUMO**

Estudos sobre direção e velocidade dos ventos buscam retratar a distribuição espacial e temporal dos ventos nas regiões brasileiras, principalmente nas áreas de grande interesse socioambiental, como as florestas, em especial a floresta Amazônica. O objetivo do trabalho foi caracterizar o escoamento do vento (direção, velocidade e frequência) do ar acima de um dossel a 56 m de altura. Um maior conhecimento das características de escoamento sobre a Flona Caxiuanã poderá levar à elaboração de melhores previsões de tempo locais, em relação à ocorrência e intensidade de precipitação, estimativa das temperaturas máximas e mínimas, alertas para ocorrência adversas à sociedade como ventos fortes, irrupção de incêndios e riscos no transporte fluvial. As médias anuais de velocidade foram 1,83 e 1,86 m.s<sup>-1</sup>, respectivamente. Quanto à classificação, nota-se claramente uma maior frequência em relação a ventos fracos para os anos de 2015 e 2016, com 54,57 e 56,50% respectivamente. Medidas a 64 m de altura no km 67 na Flona Tapajós obtiveram um intervalo de classe variando de 2 a 3 m.s<sup>-1</sup> com uma frequência de 52,7%. Quanto à distribuição anual, nota-se claramente o predomínio dos ventos oriundos de NE e L (somados representam 45,45% da captação dos ventos Alísios) para 2015, e de 65,97% para 2016. Durante os anos de 2000 a 2004, os valores mostraram-se iguais estatisticamente  $p > 0,05$ , com 1,60 e 1,77 m.s<sup>-1</sup> para os períodos chuvoso e seco, respectivamente, e máximas de 1,79 m.s<sup>-1</sup>. A direção do vento predominantemente foi de NE e L durante os anos avaliados, estando em concordância com a maioria dos estudos situados na região de estudo em detrimento da confluência dos ventos Alísios, embora estando com sua intensidade reduzida em relação a anos ditos normais. A intensidade dos ventos não apresentou diferença estatística quando comparada por sazonalidade, apresentando poucas variações em relação à direção.

**Palavras-chave:** Direção; velocidade; ventos Alísios.

#### **ABSTRACT**

Studies on wind direction and speed seek to portray the spatial and temporal distribution of winds in Brazilian regions, especially in areas of great socio-environmental interest, such as forests, especially the Amazon rainforest. The objective of the work was to characterize the wind flow (direction, speed and frequency) of the air above a canopy at 56 m in height. Greater knowledge of the flow characteristics over the Flona Caxiuanã may lead to the elaboration of better local weather forecasts, in relation to the occurrence and intensity of precipitation, an estimate of maximum and minimum temperatures, alerts for adverse events to society such as strong winds, fires and risks in river transport. The annual speed averages were 1.83 and 1.86 m.s<sup>-1</sup>, respectively. As for the classification, there is clearly a higher frequency in relation to light winds for the years 2015 and 2016, with 54.57 and 56.50% respectively. Measured at 64 m in height at km 67 in Flona Tapajós obtained a class interval ranging from 2 to 3 m.s<sup>-1</sup> with a frequency of 52.7%. As for the annual distribution, there is a clear predominance of winds from NE and L (together they represent 45.45% of the catchment of trade winds)

for 2015, and 65.97% for 2016. During the years 2000 to 2004, the values were statistically equal  $p > 0.05$ , with 1.60 and 1.77  $\text{ms}^{-1}$  for the rainy and dry periods, respectively, and maximum of 1.79  $\text{ms}^{-1}$ . The wind direction was predominantly NE and L during the years evaluated, in agreement with most studies located in the study region to the detriment of the confluence of the trade winds, although with its intensity reduced in relation to normal years. The intensity of the winds did not show statistical difference when compared by seasonality, presenting few variations in relation to the direction.

**Keywords:** Direction; velocity; trade winds.

## 1. INTRODUÇÃO

Caracterizar o escoamento do vento sobre obstáculos, especificamente a vegetação alta, não tem sido uma tarefa muito fácil para os cientistas, como no caso dos ecossistemas de floresta primária localizados nos trópicos, com média de 30 a 35 m de altura e algumas árvores atingindo facilmente 50 m de altura, dado o fato da mesma se revestir de grande complexidade temporal e espacial, em virtude das várias subcamadas que são originadas nas suas adjacências. Para isso necessitando de um aparato matemático e físico bastante robusto para caracterizar o movimento do vento.

O vento é o ar em movimento causado pelo aquecimento desigual da superfície terrestre, onde uma parcela de ar aquecida pelo sol fica menos densa e sobe, causando uma baixa pressão e deixando um espaço vazio no local, com isso, o ar frio adjacente tende a ocupar esse espaço (ABRÃO, 2005). Esse processo é gerado pela ação de gradientes de pressão atmosférica, sobre influência do movimento de rotação da Terra, da força centrífuga ao seu movimento e do atrito com a superfície, também sendo influenciado pelo contraste oceano-continental e topográfico (VAREJÃO-SILVA, 2006), fazendo com que a direção e intensidade sofram influências modificadoras ao longo de sua rota (AYOADE, 2007).

A velocidade do vento é dada pela diferença de pressão atmosférica, quanto maior a diferença de pressão em um determinado lugar, mais rápido será o escoamento (MOHMAD, 2010). O vento possui grande importância ambiental, tendo em vista que, é responsável em grande parte pelas trocas de calor entre a vegetação e a atmosfera, além de atuar como facilitador do processo de transpiração das mesmas (BUENO et al., 2011).

A direção é de onde o vento emana, sendo geralmente descrita em graus azimute, ângulo formado entre o vetor vento e o norte geográfico (VAREJÃO-SILVA, 2006). A direção do vento tem influência sobre a dinâmica da convecção em determinadas regiões da Amazônia (STRONG et al., 2005) e também serve para investigar o comportamento da circulação local e suas funções sobre o transporte de umidade (SANTOS et al., 2014). A direção é decorrente da posição do local em relação aos centros de pressão atmosférica, variando no espaço e no tempo, sofrendo influência da orografia e de obstáculos naturais e artificiais junto ao solo (VENDRAMINI, 1986).

A interação do vento com as florestas causa mudanças no regime dos ventos locais, originando situações cujo estudo se manifesta de maneira complexo, dado o carácter turbulento e tridimensional do escoamento, na maior parte dos casos (SANTOS, 2013).

Estudos sobre direção e velocidade dos ventos possuem muita importância para a comunidade científica, e em alguns momentos escassos, não retratando a distribuição espacial e temporal dos ventos nas regiões brasileiras, principalmente nas áreas de grande interesse socioambiental, como as florestas, em especial as localizadas na Amazônica (Alves e Silva, 2008).

Um maior conhecimento das características de escoamento sobre a Flona Caxiuanã poderá levar à elaboração de melhores previsões em relação à ocorrência e intensidade de precipitação, estimativa das temperaturas, alertas para ocorrência adversas à sociedade como ventos fortes, irrupção de incêndios e riscos no transporte fluvial e aéreo (NOGUEIRA, 2008). Isso ocorre, sobretudo, em anos de eventos ENOS – El Niño Oscilação Sul, a qual desenvolveu-se a partir de setembro de 2015 e estendendo-se até abril de 2016, período este caracterizado como ENOS mais intenso já registrado.

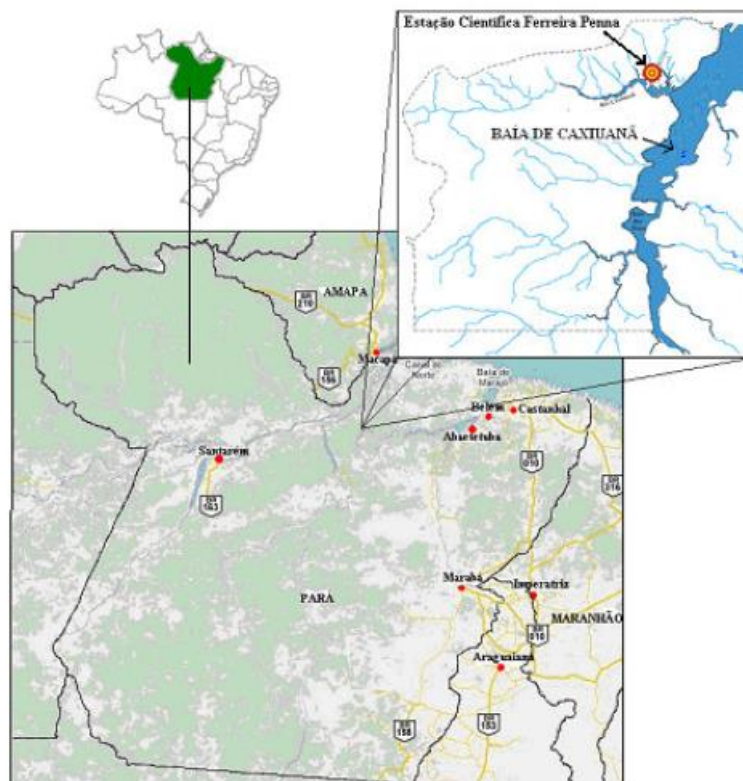
Porém, estudar ecossistemas florestais representa um imenso desafio para a física do clima, sobretudo as florestas primárias, a qual se reveste de grande complexidade acerca dos processos naturais que nela ocorrem. A determinação do campo de escoamento nas proximidades de uma árvore ou de um conjunto delas é fator importante nos estudos da engenharia de ventos (De Paula, 2007).

Um dos temas é o escoamento dos ventos em ecossistemas florestais, o qual é mais complexo em relação aos ecossistemas sem a presença de cobertura vegetal, isso por que, considera-se para os ecossistemas florestais o aquecimento/arrefecimento radiativo próximo ao solo e também os efeitos causados no dossel (MAHRT et al., 2000). Assim, o objetivo deste trabalho foi caracterizar a dinâmica de escoamento acima do dossel florestal durante o período chuvoso e seco utilizando dados de velocidade e direção do vento para os anos de 2015 e 2016, anos de ocorrência do El Niño. Com a hipótese de que o vento teria modificado sua direção e intensidade durante a ocorrência do ENOS.

## **2. MATERIAL E MÉTODOS**

A área experimental está situada na Flona Caxiuanã (01° 42' 30" S, 51° 31' 45" W; 60 m de altitude), distando cerca de 400 km a oeste da cidade de Belém, município de Melgaço (SOUZA FILHO et al., 2005) (Figura 27). A região é caracterizada pela presença de floresta primária de terra firme, apresentando altura de dossel com aproximadamente 35 metros.

Figura 27- Localização do sítio na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil e da Estação Científica Ferreira Pena.



Fonte: COBRA-PARÁ (2007)

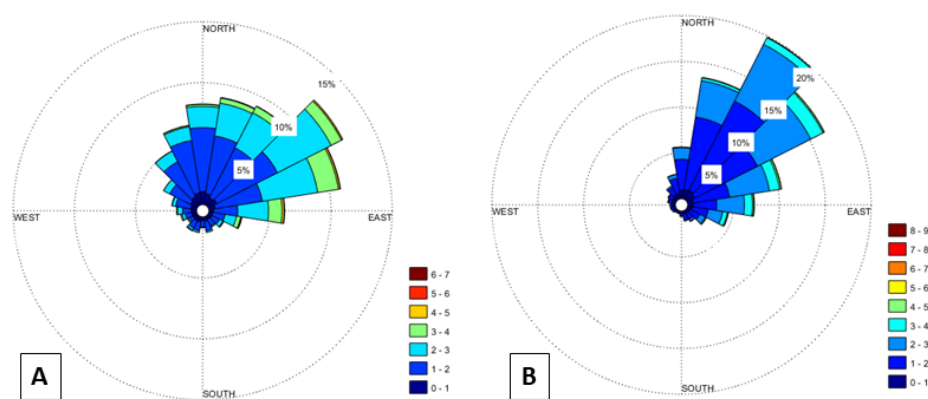
Foram realizadas médias da direção e velocidade do vento a cada meia hora, medidos por um anemômetro sônico 3D (CSAT-3D, Campbell Sci). A direção predominante foi caracterizada por meio de análise de frequência das observações para os anos compreendidos. A partir dos dados das componentes do vento foram obtidas a velocidade horizontal e a direção predominante. A série temporal foi analisada com base na classificação determinada a partir dos valores de máximo, mínimos e médios observados na região durante o tempo de observação, e foram classificados com base no estudo de Santos (2013), a qual categoriza os ventos em: forte, moderado e fraco. Os equipamentos foram instalados a 56 m de altura acima da superfície, pertencentes ao projeto Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera (LBA).

A análise dos dados foi realizada com a utilização do Software Excel 2010 e os gráficos confeccionados com o software MatLab 2017 após remoção de outliers, seguindo instruções do fabricante. Foi realizado um teste de comparação de médias para confrontar as velocidades do vento sazonalmente e entre os anos compreendidos, para tal foi utilizado o Software *Minitab*® 16.2.4.

### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A média anual da direção apresentou ventos predominantemente de nordeste, para os anos de 2015 e 2016 (Figura 28). E para a velocidade, as médias anuais foram 1,83 e 1,86 m.s<sup>-1</sup>, respectivamente. Este padrão corrobora com a maioria dos estudos, em decorrência do sítio experimental situar-se na zona de confluência dos ventos Alísios. As máximas obtidas para os respectivos anos foram 6,31 e 8,05 m.s<sup>-1</sup>. A provável explicação para a aproximação das médias anuais talvez se dê pelo fato de os dois anos avaliados ainda apresentarem os efeitos do El Niño (o segundo semestre de 2015 e parte do primeiro semestre de 2016) fazendo com que as velocidades médias ficassem próximas umas das outras.

Figura 28- Médias e máximas da velocidade e direção do vento (A) 2015 e (B) 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Oliveira e Fisch (2001) obtiveram máximas de 9,6 m.s<sup>-1</sup> em uma floresta intacta (Ji Paraná – Rondônia), com médias de 2 m.s<sup>-1</sup> a mais do que em áreas de pastagem à 80 km de distância da área de estudo, onde a velocidade do vento acima do dossel começa a perder intensidade a partir das 13h. Já nesse mesmo sítio, Nunes et al (2010) obtiveram médias de 1,69 e máximas de 1,79 m.s<sup>-1</sup> para o ano de 2004, que foi considerado ano de El Niño de fraca intensidade.

Na região Tropical, tem sido constatada uma alternância na componente zonal (Leste-Oeste) do vento, a qual inverte a direção a cada intervalo de aproximadamente 26 meses (HASTENHRATH, 1985). Em um fenômeno conhecido como oscilação quase bianual do vento (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Quando separados por sazonalidade, os dois anos avaliados também demonstraram que a velocidade do vento foi maior no período seco de 2016 (Tabela 3), talvez até pela perda de intensidade da metade para o final do primeiro semestre de 2016, condizendo com a menor cobertura de nuvens e enfraquecimento do fenômeno, a qual proporciona uma maior velocidade horizontal do vento. Onde também o enfraquecimento e a direção do vento predominantemente de NE-L, correspondem à zona de confluência dos ventos Alísios.

Tabela 3 - V.V velocidade média diária do vento ( $m.s^{-1}$ ) e D.V direção do vento ( $^{\circ}$ ) para os períodos diurno e noturno em 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil. Em que: V.V = Velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ) e D.V = direção do vento ( $^{\circ}$ ).

2015					2016				
	Chuvoso		Seco			Chuvoso		Seco	
	V.V	D.V	V.V	D.V		V.V	D.V	V.V	D.V
Diurno	1.94	139.05	1.92	130.97	Diurno	1.94	99.27	1.98	79.76
Noturno	1.59	152.97	1.87	126.59	Noturno	1.68	95.08	1.83	71.79

Para esta mesma tabela anterior (Tabela 3), foi realizado o teste de comparação de médias (Tabela 4) entre os anos e períodos sazonais compreendidos. Do qual não foi possível detectar diferença estatísticas entre os mesmos.

Tabela 4 - Análise estatística para comparação de médias da velocidade do vento para os anos de 2015 e 2016 na Flona Caxiuanã, Pará, Brasil.

Source	DF	SS	MS	F	<i>p</i>
Anos	1	0.177	0.177	0.22	0.642
Error	818	670.148	0.819		
Total	819	670.325			
S:	0.9051	R-Sq:	0.03%	R-Sq(adj)	0.00%
Individual 95% CIs For Mean Based on					
Nível	N	Mean	Std. Dev		
1	410	1.9098	0.933		
2	410	1.8805	0.8764		
Grouping Information Using Tukey Method					
Anos	N	Mean	Grouping		
1	410	1.9098	A		
2	410	1.8805	A		
Individual confidence level = 95.00%					

Em estudo realizado por Cohen et al. (2006) na Flona Tapajós foram diagnosticado a canalização dos ventos devido a presença da enseada, mas nem tanto aos efeitos topográficos. Isto é válido para este estudo tendo em vista que Caxiuanã não dispõe de terrenos complexos.

As Flonas de Caxiuanã e Tapajós apresentam confluência dos ventos alísios, e também brisa oriunda de suas enseadas, devido a este fato também fez-se a classificação da direção em quatro grandes setores: Norte (N) Sul (S), Leste (L) e Oeste (O) e em análise mais detalhada em subsetores: Nordeste (NE), Sudeste (SE), Noroeste (NO) e Sudoeste (SO), esta última posição fez referência à localização da enseada de Caxiuanã em relação à torre micrometeorológica.

Eventos noturnos de rajadas de vento foram registrados em Caxiuanã durante a estação seca (NOGUEIRA, 2008). A calmaria antecedente à ocorrência das rajadas



pode estar associada à circulação local que se estabelece pouco antes do pôr-do-sol, em que devido ao resfriamento radiativo, o ar acima da floresta se torna estável, enquanto que, o ar acima da baía de Caxiuanã é instável, em função das elevadas temperaturas de suas águas (ANDRÉ; MAHRT, 1982). Esta circulação entre a floresta e a baía geraria correntes descendentes de ar sobre a floresta, caracterizando calmaria, o que de fato pôde ser observado através da ocorrência de ventos fracos durante o período noturno.

A gênese das rajadas de vento observadas em Caxiuanã pode estar associada à existência de uma enseada à sudoeste (SO) do ponto de mediação e à atividade convectiva local, a qual promovem a convergência do escoamento noturno e a formação de intensas correntes de ar descendentes sobre a floresta (NOGUEIRA, 2008).

A Organização Mundial de Meteorologia - WMO recomenda como horários ideais para monitoramento das principais observações meteorológicas (9, 12 e 18 horas), utilizou-se neste estudo os horários de 9, 12 e 15 horas (horário local) pelo fato de ser o período do dia em que os ventos apresentam maior intensidade, como demonstrado pela Figura 29 (A e B - 9h no período chuvoso para 2015 e 2016, respectivamente; C e D - 12h; E e F - 15h) e Figura 30 (A e B - 9h seco 2015 e 2016; C e D - 12h; E e F - 15h).

A velocidade às 9h (Tabela 5) durante o período chuvoso foi superior em 2015 em relação ao ano de 2016. Isso talvez possa ser explicado pela atipicidade relacionado ao primeiro semestre de 2015, com médias anuais aumentando e não reduzidas como é de se esperar para um ano de ENOS, às 12h 2016 > 2015 e às 15h 2015 > 2016. Às 9h durante o período seco de 2015 < 2016, às 12h de 2015 < 2016 e às 15h de 2015 < 2016.

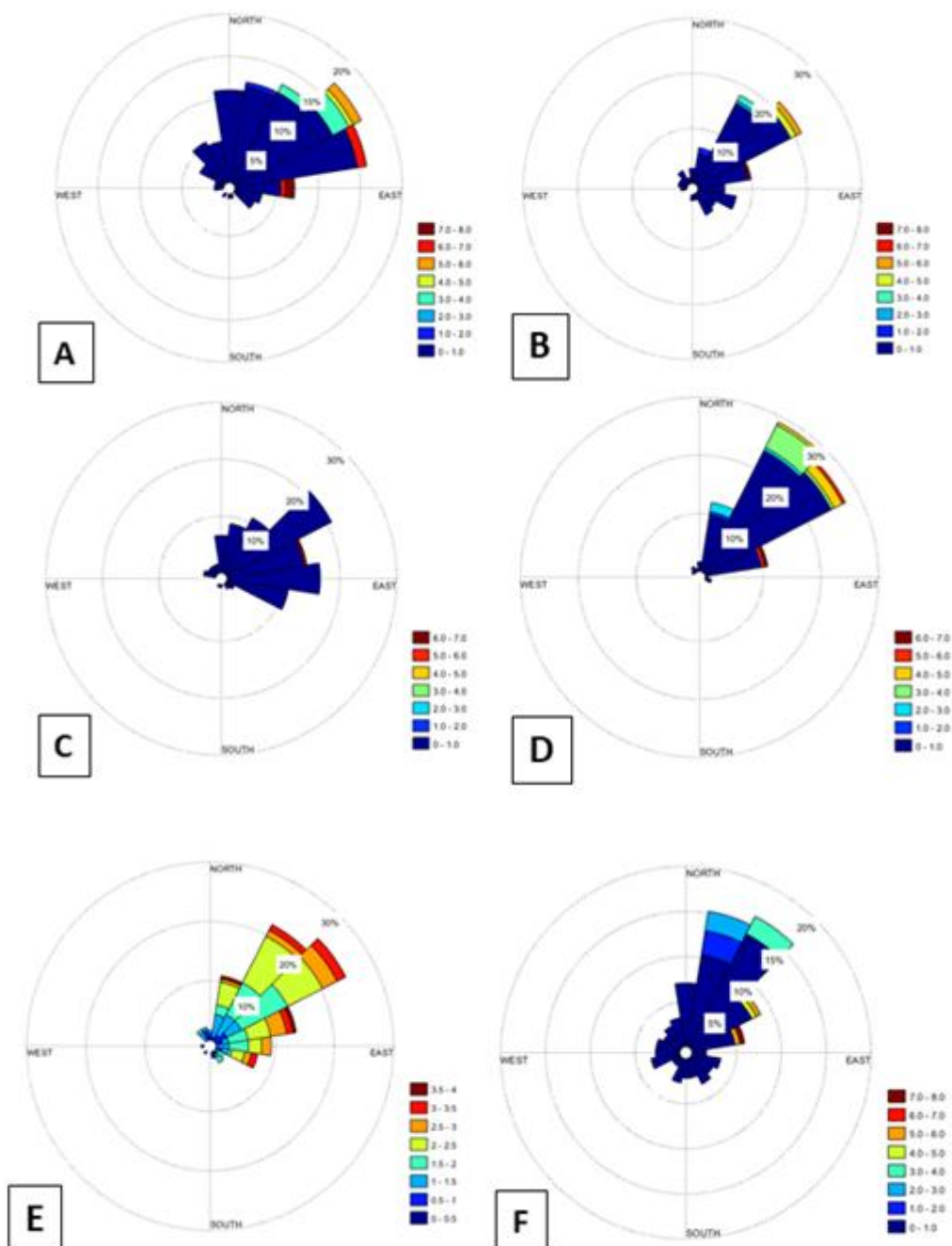
Tabela 5. Distribuição da velocidade e direção do vento sobre a Flona Caxiuanã durante o evento de ENOS 2015-2016.

		Velocidade		Direção	
		2015	2016	2015	2016
9h	Chuvoso	1.85 m.s <sup>-1</sup>	1.73 m.s <sup>-1</sup>	117.26° (SE)	54.28° (NE)
	Seco	2.25 m.s <sup>-1</sup>	2.45 m.s <sup>-1</sup>	150.68° (SE)	82.52° (L)
12h	Chuvoso	2.24 m.s <sup>-1</sup>	2.16 m.s <sup>-1</sup>	135.56° (SE)	73.78° (NE)
	Seco	2.08 m.s <sup>-1</sup>	2.13 m.s <sup>-1</sup>	122.63° (L)	85.66° (L)
15h	Chuvoso	2.23 m.s <sup>-1</sup>	1.98 m.s <sup>-1</sup>	132.07° (SE)	96.21° (L)
	Seco	1.95 m.s <sup>-1</sup>	2.01 m.s <sup>-1</sup>	125.91° (SE)	109.5° (SE)

Durante o período chuvoso a direção predominante do vento para os mesmos horários (Tabela 5) foram: às 9h de 2015 (150,68°) SE e 2016 (82,52°) L, às 12h 2015 (122,63°) L e 2016 (85,66°) L, e às 15h 2015 (125,91°) SE e 2016 (109,50°) SE. Para o período seco, às 9h 2015 (117,26°) SE e 2016 (54,28°) NE, às 12h 2015 (135,56°) SE e 2016 (73,78°) NE, e às 15h 2015 (132,07°) SE e 2016 (96,21°) L.

Pôde-se comprovar a menor intensificação dos ventos para o ano de 2015 (El Niño de forte intensidade) em comparação ao ano de 2016. Alguns trabalhos como de Molion (2017); Melo et al (2015); Barnard et al (2016); Silva e Salvador (2016) apontaram de fato que os anos de 2015 e 2016 registraram um evento ENOS de forte intensidade.

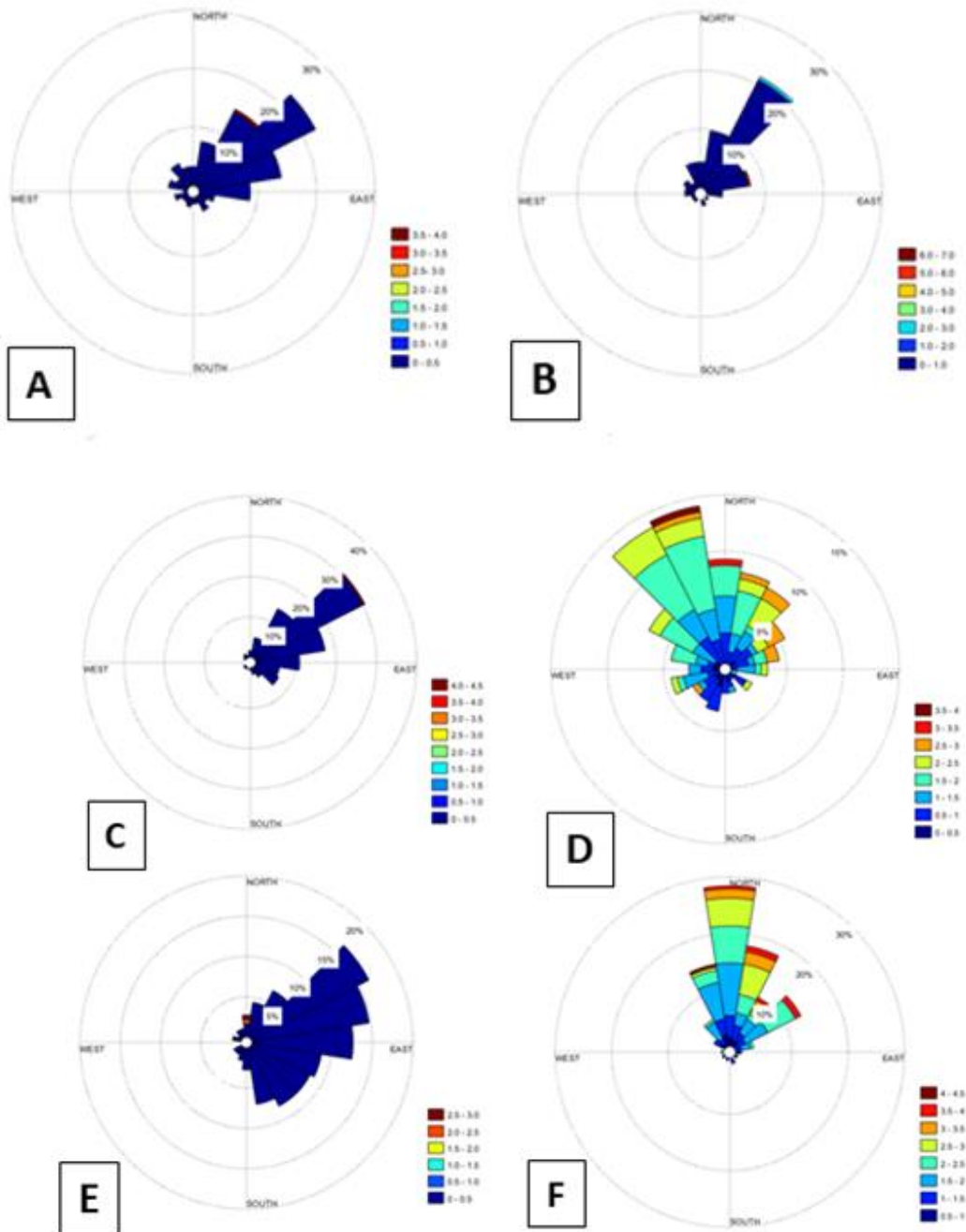
Figura 29 - Distribuição das direções e horários predominantes do vento para os período chuvoso de 2015 e 2016 às 9h A e B, 12h C e D, 15h E e F na Floresta Nacional de Caxiuanã,Pará, Brasil.



A maioria das frequências mudam entre os setores NE (Figura 30) e SE, o que pode estar relacionado a variabilidade sazonal dos ventos Alísios (Santos et al. 2014). Onde na estação chuvosa de um ano normal o padrão de circulação de grande escala intensifica os ventos Alísios de NE sobre a região Amazônica, devido à alta subtropical do Atlântico Norte, a qual é mais forte do que a alta subtropical do Atlântico Sul. Já o padrão oposto incrementa os ventos Alísios de SE, o qual ocorre na estação menos chuvosa. Na estação chuvosa os ventos são mais frequentes ao setor NE, enquanto que, na estação menos chuvosa são mais frequentes ao setor SE (Santos et al. 2014). Em

anos normais há pouca variação entre as direções SE e NE, tanto na estação chuvosa quanto seca, respectivamente, mas o que se pode observar é uma menor frequência nas predominâncias desses dois principais setores.

Figura 30- Distribuição das direções e horários predominantes do vento para os períodos seco de 2015 e 2016 às 9h A e B, 12h C e D e 15h E e F na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.



Tais resultados estão de acordo com os dados da Secretaria de Estado de meio Ambiente e Sustentabilidade do Estado do Pará – SEMAS, a qual aponta a direção oficial dos ventos no estado como sendo de nordeste e sudeste.

Quanto à classificação, nota-se claramente uma maior frequência em relação a ventos fracos para os anos de 2015 e 2016, com 54,57 e 56,50% respectivamente

(Tabela 6). Tapajós et al (2016) realizando medidas a 64 m de altura no km 67 na Flona Tapajós obtiveram um intervalo de classe variando de 2 a 3 m.s<sup>-1</sup>, com uma frequência de 52,7%.

Tabela 6- Frequência de observação das velocidades do vento (2015 e 2016) acima do dossel na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil. Teste de Tukey de comparação de médias (diárias) entre os anos, com 95% de probabilidade.

Velocidade do vento a 56 m			
	Intervalo	2015	2016
Fraco	≥ 2 m.s <sup>-1</sup>	54.57%a	56.50%a
Moderado	2 a 4 m.s <sup>-1</sup>	31.25%a	35.09%a
Forte	> 4 m.s <sup>-1</sup>	0.81%a	0.90%a
	Máxima	6.3 m.s <sup>-1</sup>	8.05 m.s <sup>-1</sup>
	Média	1.83 m.s <sup>-1</sup>	1.86 m.s <sup>-1</sup>
	Mínima	0.11 m.s <sup>-1</sup>	0.11 m.s <sup>-1</sup>

Quanto à distribuição anual, percebeu-se que o predomínio dos ventos oriundos de NE e L (que somados representam 45,45% da captação dos ventos Alísios) para 2015, é de 65,97% para 2016 (Tabela 7).

O restante das frequências observadas 54,55 e 34,03%, estão distribuídas nos demais setores de direção, sugerindo que circulações locais possam estar influenciando no escoamento do ecossistema estudado, como preconizado por Santana et al. (2016).

Tabela 7- Distribuição anual das direções predominantes do vento por setores para 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Direção vento 2015		Direção vento 2016	
N	13.49%	N	10.24%
<b>LE</b>	<b>34.91%</b>	<b>LE</b>	<b>54.02%</b>
<b>L</b>	<b>10.54%</b>	<b>L</b>	<b>11.95%</b>
S	4.93%	S	7.30%
SE	2.56%	SE	1.09%
SO	3.97%	SO	1.44%
O	2.80%	O	1.00%
NO	13.76%	NO	4.94%

Para ambos os anos, pôde-se observar uma clara diferença sazonal no comportamento do vento para o sítio avaliado. Observa-se que para ambos os períodos do dia os ventos predominantemente foram de NE e L, compreendendo a uma variação angular de 15° a 105° de azimute, tanto para o ano de 2015 quanto a 2016. Nunes et al (2010) encontraram direções de NE e SE, sendo a primeira predominante durante o período chuvoso e a segunda para o período seco, neste mesmo sítio experimental, os quais sugerem que a predominância pode estar associada às correntes de ar descendentes associadas às atividades convectivas e as brisas fluviais.

Quando comparada, as médias não apresentaram diferenças estatísticas dentre e entre anos, os valores aqui levantados mostraram-se iguais estatisticamente ( $p$  valor = 0,642) e direções predominantemente de SE e NE. A interação do vento com as florestas causa mudanças no regime de vento local, originando com isso, situações cujo estudo se mostra bastante complexo dado o caráter turbulento e tridimensional na maior parte dos casos (Santos 2013).

## **CONCLUSÃO**

A direção do vento predominantemente foi de NE e L durante os anos avaliados, estando em concordância com a maioria dos estudos situados nesta região do globo em detrimento a confluência dos ventos Alísios, embora estando com sua intensidade reduzida em relação a anos ditos normais.

A intensidade dos ventos não apresentou diferença estatística ( $p > 0,05$ ) quando comparada por sazonalidade e interanual no período observado, e apresentando poucas variações em relação à direção.

Conhecer a estrutura do escoamento acima de formações vegetais, principalmente as florestais, complexas por sinal, é necessário para uma melhor compreensão dos impactos que as mesmas causam no campo de vento.

Os resultados aqui obtidos são de muito interesse no aperfeiçoamento de parametrizações dos processos de troca entre a superfície e a atmosfera, tendo grande aplicação nos estudos de escoamento acima da região tropical, conduzindo à elaboração de melhores prognósticos do tempo, com aplicações na previsão do tempo, degradação ambiental, poluição, agricultura e saúde.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Programa LBA, pelo fornecimento dos dados para realização deste trabalho e a equipe de campo de micrometeorologia da Embrapa Amazônia.

À CAPES pela concessão de bolsa.

Ao Programa de Pós-graduação em Ciências Florestais.

## REFERÊNCIAS

- ABRÃO, M. S. Ventos: Tipos de vento, massas de ar, frentes frias e brisa marítima. [S.l.], 01 nov. 2005. Disponível em: <<http://educacao.uol.com.br>>. Acesso em 15 jun. 2017.
- ALVES, E. D. L.; SILVA, S. T. Direção e velocidade do vento em uma floresta de transição Amazônia-Cerrado no Norte de Mato Grosso, Brasil. Cuiabá: Universidade Federal de Mato Grosso, Boletim Goiano de Geografia, v. 31, n. 1, p.64 – 74, Goiânia, 2011.
- ANDRÉ, J. C.; MAHRT, L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, [s.l.], v. 39, n. 4, p. 864-878. 1982.
- AYOADE, J. O. Introdução à climatologia para os trópicos. 12ª Ed, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007.
- BARNARD, P. L.; HOOVER, D.; HUBBARD, D. M.; SNYDER, A.; LUDKA, B. C.; ALLAN, J.; KAMINSKY, M.; RUGGIERO, P.; GALLIEN, T. W.; GABEL, L.; McCANDLESS, D.; WEINER, H. M.; COHN, NICHOLAS.; ANDERSON, D. L.; SERAFIN, K. A. Extreme oceanographic force and coastal response due to the 2015-2016 El Niño. *Nature communications*, 2016. DOI: 10.1038/ncomms14365.
- BUENO, R. C.; CARVALHO, L. G.; VIANELLO, R. L.; MARQUES, J. J. G. S. M. Estudo de rajadas de ventos e direções predominantes em Lavras, Minas Gerais, por meio da distribuição gama. *Ciência Agrotécnica*, Lavras, v. 35, n. 4, p. 789-796. 2011.
- COBRA-PARÁ. Caxiuanã observations in the biosphere, river and atmosphere of Pará, 2007.
- COHEN, J. C. P.; SÁ, L. D. A.; NOGUEIRA, D. S.; GANDU, A. W. Jatos de baixos níveis acima da floresta amazônica em Caxiuanã. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, 271 – 282, 2006.
- DE PAULA, R. R. C. Investigação numérica do escoamento dentro e acima do dossel de florestas. 2007.160f. Tese (Doutorado em Engenharia Mecânica) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- HASTENRATH, S. *Climate and circulation of the Tropics*. D. Riedel, Dordrecht, 1985.
- MOHMAD, U. Factors that affect the direction and wind speed. [S.l.], 13 Jun. 2010. Disponível em: <<http://www.helium.com>>. Acesso em: 5 jul. 2017.
- MAHRT, L.; LEE, X.; BLACK, A.; NEUMANN, H.; STAEBLER, R.M. Nocturnal mixing in a forest subcanopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 101, n.1, p. 67–78. 2000.
- NOGUEIRA, D. S. Aspectos Observacionais e Numéricos da Interação Floresta-Atmosfera na Amazônia Oriental: Fenômenos Turbulentos Noturnos. 2008.143f.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emílio Goeldi, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Belém, 2008.

MELO, A. B. C.; ROCHA, F.; SISMANOGLU, R. A. Boletim de informações climáticas do CPTEC/INPE, ano 22, n.08. 2015.

NUNES, H. G. G. C.; BARRETO, P. N.; SOUSA, A. M. L.; FERREIRA, R. C.; SANTOS, S. R. Q.; RODRIGUES, R. S.; SILVA, R. B. C. Análise da variabilidade média mensal de variáveis meteorológicas na floresta nacional de Caxiuanã/PA de 2000-2004. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém/PA. Anais...Belém, 2010.

OLIVEIRA, P. J.; FISCH, G. Perfil de vento em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. Acta Amazônica, v. 31, n.4, p. 581-595. 2001.

SANTANA, R. A. S.; DO VALE, R. S.; TÓTA, J.; DOS, R. M. N.; FITLZJARRALD, D. R.; PIKANÇO, G. A. S.; BATALHA, S. S. A.; GOMES, A. C. S, COSTA, G. B.; TAPAJÓS, R.; SILVA, R. Características média do vento acima e abaixo do dossel da floresta durante o GoAmazon em um sítio experimental na Amazônia. Ciência e Natura, Santa Maria, v. 38, Ed. Especial, p. 152 - 156, 2016.

SANTOS, A. B. Dinâmica de escoamento do ar acima e dentro de uma floresta tropical densa sobre terreno complexo na Amazônia: aspectos observacionais e de modelagem. 2013. 48f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2013.

SANTOS, M. J.; M. A. F. SILVA DIAS.; E. D. FREITAS. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, [s.l], v. 119, p. 13, 233–13,249. 2014.

SILVA, L. M. Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana. 2008. 135 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. Acta Amazônica, [s.l] v. 35, n. 2, p. 223-229. 2005.

STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A. K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia. Journal of Applied Meteorology, [s.l], v. 44, n.10, p. 1607-1619, 2005.

TAPAJÓS, R.; DA SILVA, R.; MACHADO, W.; SANTANA, R.; DO VALE, R.; FERREIRA-JÚNIOR, M. Análise das características do vento sobre a Floresta nacional do Tapajós, Pará, Brasil. Ciência e Natura, v. 38, p. 205-208. 2016.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Recife. Versão Digital, 2006. 443 p.

VENDRAMINI, E. Z. Distribuições probabilísticas de velocidades do vento para avaliação do potencial energético eólico. 1986. 110f. Tese (Doutorado em Agronomia)

– Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista, Unesp, Botucatu, 1986.



## CONCLUSÕES GERAIS

O ecossistema de floresta prístina conseguiu se manter dentro das normalidades metabólicas no espaço e no tempo. Isso foi possível detectar através da pouca discrepância entre os dados sazonais para os dois anos avaliados (2015 e 2016). Evidenciando desta forma o papel dos ecossistemas florestais na regulação climática a nível local e regional, sobretudo em um ano considerado como anormal e de forte intensidade pela comunidade científica.

A inclusão do termo de armazenamento de energia (S) melhora substancialmente o fechamento do balanço de energia da superfície. De modo que outros estudos necessitam ser realizados incluindo os demais componentes como por exemplo, advecção e fotossíntese, tendo em vista que o fechamento do balanço energético poderia estar mais próximo dos 100%.

A maior parte da energia absorvida pela superfície foi liberada na forma de calor latente, sobretudo no período seco quando a vegetação funciona como uma verdadeira bomba d'água para a atmosfera lançando água na forma de vapor, padrão comportamental para sítios semelhantes ao deste estudo na bacia amazônica. A evapotranspiração foi controlada predominantemente pelos fatores fisiológicos da vegetação, sobretudo os estômatos.

Sugere-se estudos acerca da composição florística da vegetação, bem como a caracterização foliar das espécies predominantes no sítio de estudo, tendo em vista a diferença que há entre as espécies em relação a sua distribuição estomática, se hipo, epi ou anisoestomática.

A direção do vento predominantemente foi de NE e L durante os anos avaliados, estando em concordância com a maioria dos estudos situados nesta região do globo em detrimento a confluência dos ventos Alísios, embora estando com sua intensidade reduzida em relação a anos considerados normais ou de La Niña.

A intensidade dos ventos não apresentou diferença estatística quando comparada por sazonalidade e entre anos. Apresentando poucas variações em relação à direção.

Conhecer a estrutura do escoamento acima de formações vegetais, principalmente as florestais, complexas por sinal, é necessário para uma melhor compreensão dos impactos que as mesmas poderiam causar no campo de vento.

Os resultados aqui obtidos são de muito interesse no aperfeiçoamento de parametrizações dos processos de troca entre a superfície e a atmosfera, tendo grande aplicação nos estudos de escoamento acima da região tropical, conduzindo à elaboração de melhores prognósticos do tempo, com aplicações na previsão do tempo, degradação ambiental, poluição, agricultura e saúde.