



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA - UFRA  
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA AMAZÔNIA ORIENTAL  
– EMBRAPA**

**JULIE ANDREWS DE FRANÇA E SILVA**

**FLUXOS SUPERFICIAIS DE CO<sub>2</sub> E DE ENERGIA EM UM PLANTIO DE PALMA DE ÓLEO DURANTE E APÓS O EL NIÑO 2015-2016 NO LESTE DA AMAZÔNIA**

**BELÉM - PA**

**2025**

**JULIE ANDREWS DE FRANÇA E SILVA**

**FLUXOS SUPERFICIAIS DE CO<sub>2</sub> E DE ENERGIA EM UM PLANTIO DE PALMA  
DE ÓLEO DURANTE E APÓS O EL NIÑO 2015-2016 NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA) como parte das exigências do Curso de Doutorado em Ciências Florestais, para obtenção do título de Doutora.  
Área de concentração: Ecologia e Ecofisiologia de Árvores

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Oliveira  
Coorientador: Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo

**BELÉM - PA**

**2025**

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

---

S586f Silva, Julie Andrews de França e  
Fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e de energia em um plantio de palma de óleo durante e após o El Niño 2015-2016 no Leste da Amazônia / Julie Andrews de França e Silva. - 2025.  
151 f. : il. color.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais (PPGCF), Campus Universitário de Belém, Universidade Federal Rural Da Amazônia, Belém, 2025.  
Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Oliveira  
Coorientador: Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo.

1. Assimilação de CO<sub>2</sub>. 2. Fluxos de energia. 3. Palma de óleo. 4. ENOS. 5. Leste da Amazônia. I. Oliveira , Francisco de Assis , *orient.* II. Título

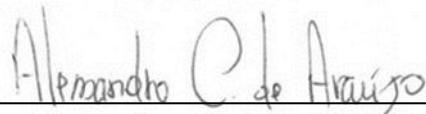
---

**JULIE ANDREWS DE FRANÇA E SILVA**

Tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA) como parte das exigências do Curso de Doutorado em Ciências Florestais, área de concentração Ecologia e Ecofisiologia de Árvores, para obtenção do título de Doutora.

Aprovada em 28 de janeiro de 2021

**BANCA EXAMINADORA**



---

Prof. Dr. Alessandro Carioca de Araújo - Presidente

EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL

Documento assinado digitalmente  
CELSO VON RANDOW  
Data: 12/01/2026 11:43:47-0300  
Verifique em <https://validar.itd.gov.br>

---

Dr. Celso von Radow – 1º Examinador

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS



---

Dr. Osvaldo Machado Rodrigues Cabral – 2º Examinador

EMBRAPA MEIO AMBIENTE



---

Dr. Paulo Jorge de Oliveira Ponte de Souza – 3º Examinador

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA



---

Dr. Cândido Ferreira de Oliveira Neto – 4º Examinador

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA

Aos meus pais, Maria da Conceição e Ronaldsson Silva, que sempre foram incansáveis na minha educação.

Às minhas avós que partiram durante o doutorado, Júlia Miranda de Oliveira e Raimunda Cardoso de França e Silva (*in memoriam*). Vocês são os meus exemplos de mulheres guerreiras.

**DEDICO**

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente a Deus por todas as bênçãos concedidas, estando ao meu lado em todos os momentos da minha vida.

Aos meus pais, meu irmão Joseph Silva e minha tia Ray Miranda por todo amor e carinho. E se cheguei até aqui também foi por vocês!

Ao Sandro Queiroz pelo companheirismo e incentivo, você é o meu ponto de equilíbrio e calmaria.

Aos meus sogros, Adonai e Sandra Queiroz, pelas palavras de conforto e incentivo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado.

À Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA) e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais (PPGCF) pela oferta do curso realizado. Em especial, à Coordenadora Profª. Drª. Lina Bufalino e a secretária Andreza Pereira, sempre dispostas e pacientes.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Francisco de Assis Oliveira e Dr. Alessandro Carioca de Araújo por todos os ensinamentos e orientações.

Ao Prof. Dr. Celso von Radow pelo auxílio na análise e interpretação dos dados. Aos demais membros da banca por todas as sugestões.

Aos amigos que o doutorado me deu e que guardo com muito carinho. Vocês foram fundamentais: Leila Leal, Giselle Nerino, Emanuelly Mendes, Carlos Dias, Joberta Yakuwa, Luciana Cirino e Caio Pantoja.

Ao Projeto CNPq 480210/2011-0 do Edital Universal 14/2011.

À Empresa Embrapa Amazônia Oriental e à Marborges Agroindústria S.A por toda estrutura, apoio técnico e logístico, que foram essenciais para a construção deste trabalho.

Muito obrigada!

## **EPÍGRAFE**

“Tu te tornas eternamente responsável por aquilo que cativas.”

(O Pequeno Príncipe, Antoine de Saint-Exupéry)

## RESUMO

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) 2015-2016, após a década de 1950, foi um dos eventos climáticos mais extremos já registrados. Na Amazônia, o ENOS, é a causa da redução de precipitação, aumento da radiação solar e temperatura do ar, consequentemente, a umidade do solo é reduzida e o déficit de pressão de vapor elevado, sendo variáveis que influenciam no desenvolvimento e na produção da palma de óleo. Neste contexto, o objetivo da tese foi quantificar os fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e de energia, definindo as variáveis físicas que controlam esses processos sazonal e interanualmente em um plantio de palma de óleo com híbrido interespecífico (HIE) (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) no leste da Amazônia durante o período de ENOS (2015 e 2016) e em anos normais (2017 e 2018). Os dados de fluxos de CO<sub>2</sub> e de H<sub>2</sub>O foram calculados pelo método da covariância de vórtices turbulentos (CVT). Os parâmetros fotossintéticos foram estimados pelo ajuste da Curva de resposta à luz (CRL) por um modelo de hipérbole não retangular. As médias do Balanço de CO<sub>2</sub> a nível de Ecossistema (NEE) e a taxa máxima de assimilação de CO<sub>2</sub> (A<sub>max</sub>) foram superiores durante os anos com ENOS, sobretudo no período chuvoso. No ano normal de 2017, a maior assimilação ocorreu no período menos chuvoso. Os fluxos de energia foram maiores nos anos de 2015 e 2016, exibindo altos valores de fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE). A maior parte do saldo radiação (R<sub>n</sub>) foi utilizada para os processos evapotranspirativos (52 a 74%). Os controles biofísicos como condutância aerodinâmica (C<sub>a</sub>), condutância da superfície (C<sub>s</sub>) e fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) também foram calculados para melhor entendimento do comportamento da palma de óleo. A C<sub>s</sub> apresentou maiores valores em 2015 e 2016, indicando maior abertura estomática. Resultado que corroborou com o mesmo período dos máximos encontrados para NEE e LE. A C<sub>a</sub> foi superior no período menos chuvoso, sobretudo no ano de 2015, favorecendo as trocas gasosas. No ano de 2015 (ENOS), o  $\Omega$  (em ambos os períodos sazonais) demonstrou que a evapotranspiração foi mais influenciada pela vegetação. As variáveis físicas apresentaram correlações de fracas a fortes com o NEE, H, LE e C<sub>s</sub>, dependendo da sazonalidade e do ano. As mais significativas foram radiação fotossinteticamente ativa incidente, déficit de pressão de vapor e umidade do solo. Logo, o híbrido interespecífico demonstrou ser resiliente ao ENOS severo, com o aumento da assimilação de CO<sub>2</sub> e do LE. Bem como, foi observado que HIE apresentou comportamentos semelhantes com as florestas amazônicas equatoriais e diferentes aos plantios localizados no sudeste asiático em ano normal.

Palavras-chave: assimilação de CO<sub>2</sub>; fluxos de energia; palma de óleo; ENOS; Leste da Amazônia.

## ABSTRACT

The 2015-2016 El Niño-Southern Oscillation (ENSO), after the 1950s, was one of the most extreme weather events ever recorded. In the Amazon, ENSO is the cause of reduced rainfall, increased solar radiation and air temperature, consequently, soil moisture is reduced, and the vapor pressure deficit is high, as variables that influence the development and production of oil palm. In this context, the objective of the thesis was to quantify the surface fluxes of CO<sub>2</sub> and energy, defining the physical variables that control these processes seasonally and interannually in an oil palm plantation with interspecific hybrid (HIE) (*Elaeis guineensis* Jacq x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) in eastern Amazonia during the ENSO period (2015 and 2016) and in normal years (2017 and 2018). The CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux data were calculated using the eddy covariance (EC) method. Photosynthetic parameters were estimated by adjusting the light response curve (LCR) using a non-rectangular hyperbole model. The averages of the Net Ecosystem CO<sub>2</sub> Exchange (NEE) and the maximum CO<sub>2</sub> assimilation rate (A<sub>max</sub>) were higher during the years with ENOS, especially in the wet season. In the normal year of 2017, the greatest assimilation occurred in the dry season. The energy fluxes were higher in the years 2015 and 2016, showing high values of sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE). Most of the net radiation (R<sub>n</sub>) was used for evapotranspiration processes (52 to 74%). Biophysical controls such as aerodynamic conductance (C<sub>a</sub>), surface conductance (C<sub>s</sub>) and decoupling factor ( $\Omega$ ) were also calculated to better understand the behavior of the oil palm. C<sub>s</sub> showed higher values in 2015 and 2016, indicating greater stomatal opening. Results that corroborated with the same period of the maximum found for NEE and LE. C<sub>a</sub> was higher in the dry season, especially in 2015, favoring gas exchange. In 2015 (ENSO),  $\Omega$  (in both seasonal periods) demonstrated that evapotranspiration was more influenced by vegetation. The physical variables showed weak to strong correlations with NEE, H, LE and C<sub>s</sub>, depending on seasonality and year. The most significant were incident photosynthetically active radiation, vapor pressure deficit and soil moisture. Therefore, the interspecific hybrid was shown to be resilient to severe ENSO, with an increase in the CO<sub>2</sub> assimilation and LE. As well, it was observed that HIE showed similar behaviors with the equatorial Amazonian forests and different to the plantations located in Southeast Asia in normal year.

Keywords: CO<sub>2</sub> assimilation; energy fluxes; oil Palm; ENSO; Eastern Amazonia.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CONTEXTUALIZAÇÃO

**Figura 1.1.** Variação da temperatura superficial do mar do Oceano Pacífico equatorial na região Niño 3.4 de 1955 até o presente conforme o índice do Niño Oceânico (Oceanic Niño Index, ONI). As áreas em vermelho representam aquecimento (El Niño) e as áreas em azul o resfriamento (La Niña). A intensidade e severidade do evento ENOS são determinadas pelos valores maiores que +2, como demonstrado acima da linha pontilhada, cujos anos extremos foram: 1972, 1983, 1998 e 2015-2016.....18

**Figura 1.2.** Anomalias de temperatura da superfície do mar e terrestres nos três eventos mais fortes de El Niño (1982/83, 1997/98, 2015/16) (a). Séries mensais de anomalias da temperatura da superfície terrestre sobre a Amazônia de 1979 a 2016. Os padrões espaciais de anomalias nas estações outubro, novembro e dezembro e janeiro, fevereiro e março em 1982/83, 1997/98 e 2015/16 (b).....19

### CAPÍTULO 2

**Figura 2.1.** Precipitação mensal para os anos de 2015 a 2018 na torre de observação micrometeorológica de Moju comparada com a média da Normal climatológica de Belém (1981-2010). A linha tracejada indica o limite de 150 mm.....44

**Figura 2.2.** Variação sazonal do total diário da: Precipitação (a) e ROC<sub>in</sub> (b). E dos valores médios diários de: T<sub>ar</sub> (c), U<sub>ar</sub> (d), DPV (e) e U<sub>solo</sub> (0,10 e 0,40 m) e T<sub>solo</sub> (0,10 m) (f) durante os anos de 2015 a 2018 no plantio de palma de óleo, Moju/PA. O PMC está indicado com o traço sólido preto.....46

**Figura 2.3.** Série temporal do Balanço de CO<sub>2</sub> do Ecossistema (NEE;  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) com 23.791 medidas a cada 30 min durante janeiro de 2015 a fevereiro de 2018 em um plantio de palma de óleo, Moju/PA.....49

**Figura 2.4.** Curva média diária de RFA<sub>in</sub> ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) (em (a) e (b)) e DPV (kPa) em (c) e (d) em um plantio de palma de óleo, Moju/PA no período de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical indica o erro padrão. As figuras (a) e (c) representam o PC e as figuras (b) e (d) o PMC.....49

**Figura 2.5.** Curva média diária do NEE ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) em (a) e (b) e velocidade de fricção do vento,  $u^*$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) em (c) e (d) do plantio de palma de óleo, Moju/PA de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical representa o erro padrão. O PC está indicado pelas figuras (a) e (c) e o PMC pelas (b) e (d).....50

**Figura 2.6.** Curva média diária do armazenamento (S;  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) de 2015 a 2018, durante o período chuvoso (a) e período menos chuvoso no plantio de palma de óleo, Moju/PA de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical representa o erro padrão.....51

**Figura 2.7.** Resíduo do Balanço de CO<sub>2</sub> a nível de Ecossistema calculado a partir dos dados de NEE com RFA<sub>in</sub> maior que 800  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  para os anos de 2015 a 2017. O resíduo foi calculado a partir da subtração do NEE observado pelo NEE estimado pela CRL. Os valores abaixo de zero indicam maior fotossíntese ou menor respiração e acima de zero indica menor fotossíntese ou maior respiração.....54

**Figura 2.8.** Curva de resposta à luz (CRL) entre o NEE e a RFA<sub>in</sub> (superior que 10  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) em diferentes níveis de DPV para os anos de 2015 (a), 2016 (b) e 2017 (c) no plantio de palma de óleo no leste amazônico. Os círculos abertos são as medidas de NEE e as linhas sólidas são os ajustes da CRL com seus respectivos níveis de DPV. A cor preta faz referência a todas as medidas de NEE e RFA<sub>in</sub> a cada 30 minutos e todas as medidas de DPV; a cor azul para os dados de NEE e RFA<sub>in</sub> com DPV<3,00 kPa; a cor verde para DPV<2,00 kPa; e a cor vermelha para DPV<1,00 kPa. O número de médias de 30 min utilizado foi de: 6.191 em 2015, 807 em 2016 e 2.804 em 2017.....55

## CAPÍTULO 3

**Figura 3.1.** Precipitação mensal no período de 2015 a 2018 e a média mensal da Normal Climatológica para Belém (1981-2010) (a). E em (b) é a média mensal da  $T_{ar}$  obtida pela torre micrometeorológica de Moju no plantio de palma de óleo no leste da Amazônia. A barra horizontal nas médias mensais de  $T_{ar}$  representa o erro padrão.....98

**Figura 3.2.** Variação sazonal das médias diárias de: ROCin (a), DPV (b), u (c), Usolo a 0,10 m e 0,40 m entre os anos de 2015 a 2018 no plantio de palma de óleo, Moju/PA. O PMC está demarcado com a linha sólida preta.....100

**Figura 3.3.** Valores médios diários sazonais de: Rn (a), G (b), H (c) e LE (d) em um plantio de palma de óleo nos anos de 2015 a 2018, Moju, Pará. O PMC está representado pela linha sólida de cor preta.....102

**Figura 3.4.** Curvas médias diárias de Rn, H, LE, G e  $S_t$  para a palma de óleo. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. O PC está representado pelas formas preenchidas e o PMC pelas formas vazias. A barra vertical indica o erro padrão.....103

**Figura 3.5** Curvas médias diárias de  $S_a$ ,  $S_w$ ,  $S_b$ ,  $S_p$ ,  $G+S_s$ ,  $S_s$  e  $S_t$  para a palma de óleo no período chuvoso. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. A barra vertical indica o erro padrão.....105

**Figura 3.6** Curvas médias diárias de  $S_a$ ,  $S_w$ ,  $S_b$ ,  $S_p$ ,  $G+S_s$ ,  $S_s$  e  $S_t$  para a palma de óleo no período menos chuvoso. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. A barra vertical indica o erro padrão.....106

**Figura 3.7.** Valores médios diários da ET no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018. O PMC está representado pela linha sólida da cor preta. A linha sólida vermelha é a suavização dos dados por média móvel.....110

**Figura 3.8.** Valores médios diários da: Ca com o círculo preenchido e Cs com o círculo vazio (a) e  $\Omega$  (b) no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018. As médias diárias de Ca, Cs e  $\Omega$  correspondem período diurno entre 06-18:00. PMC está representado pela linha sólida da cor preta. A linha sólida vermelha é a suavização dos dados por média móvel.....110

**Figura 3.9.** Curva média diária  $\pm$  erro padrão da  $C_a$  e  $C_s$  do plantio de palma de óleo em Moju, Pará, Brasil. Cada círculo representa as médias de 30 minutos durante o período diurno, 06:00 às 18:00, entre os anos de 2015 a 2018.....112

**Figura 3.10.** Curva média diária  $\pm$  erro padrão do  $\Omega$  do plantio de palma de óleo em Moju, Pará, Brasil. Cada círculo representa as médias de 30 minutos durante o período diurno, 06:00 às 18:00, entre os anos de 2015 e 2018.....113

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO 2

**Tabela 2.1.** Lista de instrumentação da torre de observações micrometeorológicas utilizada no plantio de palma de óleo, Moju, Pará.....38

**Tabela 2.2.** Número de dias e porcentagens em relação aos dados que deveriam ser obtidos durante um ano de medida (em parênteses) após a etapa de controle de qualidade e garantia dos dados para as variáveis meteorológicas e de fluxos.....43

**Tabela 2.3.** Valores médios ( $\pm$  erro padrão) sazonais das variáveis meteorológicas em um plantio de palma de óleo no período de 2015 a 2018, Moju, Pará, Brasil.....47

**Tabela 2.4.** Parâmetros obtidos pelo ajuste da CRL aos dados de NEE em relação a RFA<sub>in</sub> ( $>10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) para o PC e o PMC entre os anos de 2015 e 2018 em um cultivo de palma de óleo no leste da Amazônia. Onde: n é o número de dados utilizados;  $\alpha$  é a eficiência quântica ( $\mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido);  $\Theta$  é a convexidade da curva; A<sub>max</sub> é a taxa máxima de assimilação ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ); R<sub>eco</sub> é a respiração ecossistêmica ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )  $\pm$  erro padrão e r<sup>2</sup> é o coeficiente de determinação. Os parâmetros como o PCL (ponto de compensação luminosa,  $\mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e o PSL (ponto de saturação luminosa,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) foram calculados com base nos ajustes determinados pela CRL.....52

**Tabela 2.5.** Correlação de Pearson entre as médias diárias das variáveis NEE, RFA, DPV, U<sub>solo</sub> e T<sub>solo</sub> a (0,10 m) no plantio de palma de óleo durante os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia. O n o número utilizado das médias diárias.....56

### CAPÍTULO 3

**Tabela 3.1.** Relação dos instrumentos meteorológicos instalados na torre de observações micrometeorológicas em um plantio de palma de óleo, localizado no leste da Amazônia.....90

**Tabela 3.2.** Número de dias e em parênteses estão as porcentagens em relação aos dados que deveriam ser obtidos durante um ano de medida após a etapa de tratamento dos dados.....97

**Tabela 3.3.** Médias dos valores diários  $\pm$  erro padrão do  $R_n$ , G, H, LE,  $\beta$ ,  $H/Rn$  e  $LE/Rn$  em diferentes anos e períodos sazonais em um plantio de palma de óleo, Pará, Brasil.....107

**Tabela 3.4.** Fechamento do balanço de energia e as médias dos valores diários  $\pm$  erro padrão do  $R_e$  e a razão resíduo ( $R_e / (R_n - G)$ ) em diferentes anos e períodos sazonais em um plantio de palma de óleo, Pará, Brasil.....108

**Tabela 3.5.** Correlação de Pearson entre as médias diárias das variáveis H, LE,  $T_{ar}$ , DPV,  $U_{solo}$  a 0,10 e 0,40 m de profundidade no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia.....114

**Tabela 3.6.** Coeficiente linear pela Correlação de Pearson entre as médias diárias da  $C_s$ ,  $T_{ar}$ , DPV,  $U_{solo}$  a 0,10 e 0,40 m de profundidade no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia.....115

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AF	Amarelecimento fatal
ANOVA	Análise de variância
CLA	Camada Limite Atmosférica
CRL	Curva de resposta à luz
CVT	Covariância de Vórtices Turbulentos
Dan	Dia do Ano
DPV	Déficit de Pressão de Vapor
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FBE	Fechamento do balanço de energia
FE	Fração evaporativa
FLONA	Floresta Nacional
GEE	Gases de efeito estufa
GEP	Produtividade bruta do ecossistema
ha	Hectare
HIE	Híbrido Interespecífico
HL	Hora Local
IAF	Índice de Área Foliar
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LBA	Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
Min	Minutos
MPEG	Museu Paraense Emílio Goeldi
NEE	Balanço de CO <sub>2</sub> a nível de Ecossistema
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
O	Oeste
PC	Período chuvoso
PCL	Ponto de compensação à luz
PMC	Período menos chuvoso
PNPB	Programa Nacional de Produção e Uso do Biodiesel

PPL	Produtividade Primária Líquida
PSL	Ponto de saturação luminosa
PSOP	Programa Nacional de Produção Sustentável de Óleo de Palma
PRODES	Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite
S	Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$	Eficiência quântica
$\beta$	Razão de Bowen
$c'$ , $\text{CO}_2$	Flutuações da concentração do escalar
$c(z)$	Concentração de $\text{CO}_2$ a uma altura $z$
$C_a$	Condutância aerodinâmica
$\text{CO}_2$	Dióxido de carbono
$[\text{CO}_2]$	Concentração de $\text{CO}_2$
$C_p$	Calor específico à pressão constante
$C_s$	Condutância da superfície
$\Delta e$	Diferença na tensão atual de vapor atmosférico
$\Delta T$	Diferença da temperatura do ar em dois níveis
$\delta$	Declive da curva de pressão de saturação de vapor d'água
$e_s$	Pressão de saturação de vapor d'água
$F_c$	Fluxo Turbulento de $\text{CO}_2$
$A_{\max}$	Taxa máxima de assimilação
$G$	Fluxo de calor no solo
$g$	Aceleração da gravidade
$\gamma$	Constante psicrométrica
$h$	Altura da medição do fluxo
$H$	Fluxo de calor sensível
$\text{H}_2\text{O}$	Água
$k$	Constante de Von Karmán
$L/\lambda$	Calor latente de vaporização
$LE$	Fluxo de calor latente
$\ln$	Log neperiano
$\Omega$	Fator de desacoplamento
$P$	Pressão atmosférica
$\Psi_m$	Correção para o fluxo de <i>momentum</i>
$\Psi_v$	Correção para o fluxo de calor sensível
$q'$	Quantidade do vapor de água no ar
$r_a$	Resistência aerodinâmica

$R_{\text{eco}}$	Respiração ecossistêmica
$RFA_{\text{in}}$	Radiação fotossinteticamente ativa incidente
$\rho_a$	Densidade do ar
$\rho_w$	Densidade da água
$R_n$	Saldo de radiação
$ROC_{\text{in}}$	Radiação de onda curta incidente
$r_s$	Resistência da superfície
$S$	Armazenamento de $\text{CO}_2$ no dossel
$S_t$	Armazenamento total de energia
$S_a$	Armazenamento de energia no ar
$S_w$	Armazenamento de calor latente ou de água no ar
$S_p$	Calor absorvido via fotossíntese ou perda devida a respiração
$S_b$	Armazenamento de energia na biomassa
$S_s$	Armazenamento de energia no solo
$T_{\text{ar}}$	Temperatura do ar
$\Theta$	Convexidade da curva
$T_{\text{solo}}$	Temperatura do solo
$u$	Velocidade do vento
$u^*$	Velocidade de fricção do vento
$U_{\text{ar}}$	Umidade Relativa do Ar
$U_{\text{solo}}$	Umidade do solo
$w'$	Flutuações da velocidade vertical do vento
$\zeta$	Condições de estabilidade e instabilidade
$Z_0$	Comprimento de rugosidade do <i>momentum</i>
$Z_v$	Comprimento de rugosidade para o vapor d'água

## SUMÁRIO

<b>1. CONTEXTUALIZAÇÃO.....</b>	<b>16</b>
<b>1.1. Questões e hipóteses .....</b>	<b>21</b>
<b>1.2. Objetivo Geral.....</b>	<b>22</b>
<b>1.3. Objetivos específicos .....</b>	<b>22</b>
<b>1.4. Referências Bibliográficas.....</b>	<b>23</b>
<b>2 RESPOSTA DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE CO<sub>2</sub> EM UM PLANTIO DE PALMA DE ÓLEO DURANTE E APÓS O ENOS 2015-2016 NO LESTE DA AMAZÔNIA .....</b>	<b>31</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>31</b>
<b>2.1 Introdução .....</b>	<b>32</b>
<b>2.2 Material e Métodos .....</b>	<b>36</b>
<b>2.2.1 Área de estudo .....</b>	<b>36</b>
<b>2.2.2 Instrumentação.....</b>	<b>37</b>
<b>2.2.3 Variáveis meteorológicas .....</b>	<b>40</b>
<b>2.2.4 Trocas gasosas de CO<sub>2</sub> .....</b>	<b>41</b>
<b>2.2.5 Método da covariância de vórtices turbulentos .....</b>	<b>41</b>
<b>2.2.6 Curva de resposta à luz.....</b>	<b>42</b>
<b>2.2.7 Tratamento dos dados e análises estatísticas .....</b>	<b>42</b>
<b>2.3 Resultados.....</b>	<b>44</b>
<b>2.3.1 Variações sazonais e interanuais dos dados meteorológicos.....</b>	<b>44</b>
<b>2.3.2 Padrões diários e sazonais de RFA<sub>in</sub>, NEE, DPV e u* .....</b>	<b>48</b>
<b>2.3.3 Padrão sazonal da Curva de resposta à luz.....</b>	<b>52</b>
<b>2.3.4 Efeitos das variáveis meteorológicas no NEE .....</b>	<b>55</b>
<b>2.4 Discussão.....</b>	<b>58</b>
<b>2.4.1 Fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> sob efeito do ENOS .....</b>	<b>58</b>
<b>2.4.2 Propriedades fotossintéticas da palma de óleo em relação ao ENOS.....</b>	<b>61</b>

2.4.3	Efeitos das variáveis meteorológicas no NEE.....	64
<b>2.5</b>	<b>Conclusões .....</b>	<b>66</b>
<b>3</b>	<b>VARIAÇÃO INTERANUAL (2015-2018) DOS FLUXOS DE ENERGIA EM UM PLANTIO DE PALMA DE ÓLEO NO LESTE DA AMAZÔNIA .....</b>	<b>84</b>
<b>3.1</b>	<b>Introdução .....</b>	<b>85</b>
<b>3.2</b>	<b>Material e Métodos .....</b>	<b>88</b>
3.2.1	Área de estudo .....	88
3.2.2	Medidas meteorológicas .....	89
3.2.3	Método da covariância de vórtices turbulentos .....	91
3.2.4	Preenchimento de falhas.....	92
3.2.5	Particionamento de energia .....	92
3.2.6	Fechamento do Balanço de energia .....	93
3.2.7	Controle biofísico da Evapotranspiração: Condutância aerodinâmica, condutância da superfície e fator de desacoplamento .....	94
3.2.8	Tratamento e análises dos dados .....	96
<b>3.3</b>	<b>Resultados.....</b>	<b>98</b>
3.3.1	Variações sazonais e interanuais das condições meteorológicas.....	98
3.3.2	Variações diárias e sazonais dos fluxos de energia .....	101
3.3.3	Particionamento e fechamento do balanço de energia.....	107
3.3.4	Variações diárias e sazonais da evapotranspiração e dos controles biofísicos	109
3.3.5	Efeito das variáveis ambientais nos fluxos de energia e na condutância da superfície .....	113
<b>3.4</b>	<b>Discussão.....</b>	<b>115</b>
3.4.1	Os fluxos de energia sob influência do ENOS .....	115
3.4.2	Balanço e particionamento de energia.....	118
3.4.3	Efeito do ENOS nos fluxos de energia e nos controles biofísicos .....	121
<b>3.5</b>	<b>Conclusão.....</b>	<b>125</b>
	<b>Referências Bibliográficas.....</b>	<b>126</b>

**4 CONSIDERAÇÕES FINAIS ..... 142**

## 1. CONTEXTUALIZAÇÃO

As regiões tropicais possuem a maior proporção de área florestada do mundo (CROWTHER et al., 2015). As florestas são fundamentais para a manutenção local e de chuvas regionais, contribuição do ciclo hidrológico (MARENGO et al., 2018), além de atuarem como estoque terrestre de carbono orgânico e hábitat para uma diversidade de organismos (CUSACK et al., 2016). Dentre as regiões tropicais, está localizada a Amazônia que ocupa quase a metade do território brasileiro com 4.196.943 km<sup>2</sup> (49,29%) de extensão e é considerada a maior reserva de biodiversidade biológica do mundo (IBGE, 2004).

A atual paisagem amazônica é uma consequência da medida integrada de distúrbios que ocorreram a partir das diferentes fases de desenvolvimento econômico nos últimos 50 anos (ALVES et al., 2009). Distúrbios que se intensificaram na década de 1970 devido à agricultura, à abertura de estradas e aos programas de colonização (REBELLO; HOMMA, 2005), induzindo o desmatamento desordenado (CÔRTEZ; D'ANTONA, 2014). Em 2014, o Projeto TerraClass estimou uma área de 45.050 km<sup>2</sup> para a agricultura anual, correspondendo a 5,9% de áreas desflorestadas<sup>1</sup>. Somente no ano de 2020, a taxa de desmatamento na Amazônia Legal foi de 11.088 km<sup>2</sup> (INPE, 2020).

O cultivo do dendê tem sido uma alternativa para recuperação de áreas degradadas, visto que pode participar do mercado de sequestro de carbono (BECKER, 2010); apresenta baixa agressão ambiental; se adapta em solos pobres, evitando a lixiviação e erosão, e contribui com o balanço hídrico e climatológico (BARCELOS; SOARES, 2010). Nas regiões tropicais úmidas como Indonésia, Malásia, Colômbia e Brasil, por exemplo, o principal uso da palma de óleo tem sido para o insumo energético como óleo vegetal/biodiesel (BARCELOS; SOARES, 2010), considerada uma cultura agrícola rentável para as economias subdesenvolvidas (SILVEIRA; PICKLER, 2018).

Os incentivos financeiros dos governos e as vantagens dos biocombustíveis na redução da emissão dos gases de efeito estufa (GEE) expandiram o interesse na produção de biodiesel, e com o objetivo de substituir parte dos combustíveis fósseis (SILVEIRA; PICKLER, 2018). O biodiesel foi visto como uma grande oportunidade de alavancar a atividade agronômica com maior agregação de renda e aproveitamento dos subprodutos e resíduos de biomassa (ABREU et al., 2006). Neste contexto, em 2004 foi lançado o Programa Nacional de Produção e Uso do Biodiesel (PNPB) cujas principais diretrizes visaram a implementação de um programa

---

<sup>1</sup> Informação disponível em: [http://www.inpe.br/noticias/arquivos/pdf/TerraClass\\_2012.pdf](http://www.inpe.br/noticias/arquivos/pdf/TerraClass_2012.pdf)

sustentável com a inclusão social (geração de emprego e renda), garantia de preços competitivos com qualidade e suprimento, produção de biodiesel a partir de fontes oleaginosas, como óleo de palma, mamona, soja e entre outros, com a finalidade de destacar o potencial produtivo de cada região do Brasil (MDA, 2018).

Em 2010, para estimular a dendicultura no Brasil (REIS et al., 2017), o Governo Federal criou o Programa Nacional de Produção Sustentável de Óleo de Palma (PSOP)<sup>2</sup>. Com o propósito de expandir a produção do óleo com a aplicação das bases ambientais e sociais sustentáveis, sendo restritas as áreas degradadas na Amazônia Legal e com a inclusão da agricultura familiar. Neste viés, o estado do Pará se tornou o maior produtor nacional, com 93% de área cultivada com dendê (VENTURIERI et al., 2009) e até 2013 o nordeste paraense possuía 146.611 hectares com o cultivo de palma (LAMEIRA et al., 2015). Os municípios como Tailândia (38,93%), Acará (16,82%) e Moju (13,57%) são os maiores participantes na produção de dendê do Pará, correspondendo a 62,39% da produção total (FAPESPA, 2015).

A palma de óleo africana, dendê ou dendezeiro, (*Elaeis guineensis* Jacq.) tem como centro de origem a África Ocidental (WOITIEZ et al., 2017) e em seu estado selvagem também é localizada no sudeste asiático e América Central (CORLEY; TINKER, 2016). A palma de óleo americana, Caiaué, (*Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) é originária da América do Sul e Central (CORLEY; TINKER, 2016). São espécies monocotiledôneas e que pertencem à família Arecaceae (RIOS et al., 2012).

Os aspectos fenológicos gerais da palma de óleo envolvem um crescimento médio do estipe em altura de 25 a 50 cm/ano (dependendo do material genético); as folhas têm um comprimento de cinco a seis metros; as raízes são do tipo fasciculada com as raízes primárias responsáveis pela fixação e sustentação da planta e as secundárias quando não lignificadas podem realizar absorção e as terciárias e as quaternárias absorvem água e nutrientes (MÜLLER; ANDRADE, 2010). É uma planta monoica com média de vida útil em torno de 25 anos (MÜLLER; ANDRADE, 2010).

Na década de 1980, a Embrapa iniciou o programa de melhoramento genético visando o cruzamento entre o Caiaué e o dendezeiro, os resultados mais promissores foram provenientes do acesso da origem Manicoré e os africanos originados de La Mé, nomeado como BRS Manicoré (CUNHA; LOPES, 2010). Os descendentes férteis do híbrido interespecífico (HIE) herdam do Caiaué a tolerância/resistência ao amarelecimento fatal (AF), o menor porte e

---

<sup>2</sup> Informação disponível em: <https://www.mma.gov.br/informma/item/6252-preservacao-do-meio-ambiente-e-prioridade-na-producao-de-palma-de-oleo-no-brasil>

elevado teor de ácidos graxos insaturados que melhoram o incremento e a qualidade da produção de óleo (RIOS et al., 2012). Porém, necessitam de polinização assistida (CUNHA et al., 2010). A produção do HIE fica em torno de 25 a 30 toneladas/cachos/ha/ano, semelhante aos cultivares de dendê africano, com extração entre 18-20% de óleo. O crescimento vertical do estipe é mais lento (17 a 24 cm/ano) em comparação com o dendezeiro tradicional (45 a 60 cm/ano), assim aumentando a vida útil dos plantios comerciais (CUNHA; LOPES, 2010).

O bom desenvolvimento da palma de óleo depende de condições edafoclimáticas ideais. A precipitação pluviométrica anual deve ser bem distribuída e acima de 2.000 mm, temperaturas médias do ar ( $T_{ar}$ ) entre 24 e 28 °C, umidade relativa do ar ( $U_{ar}$ ) variando de 75 a 90% e insolação mínima de 2.000 horas/ano, além de solos profundos e bem drenados (PINA, 2010). O Brasil possui uma grande área em potencial para implantação da cultura (CORLEY; TINKER, 2016).

A vegetação está estritamente correlacionada à atmosfera (CORDEIRO et al., 2008), em que a alteração do uso da terra, seja para empreendimentos agrícolas e/ou florestais, implica na troca dos serviços ecossistêmicos como regulação climática, equilíbrio hidrológico e biodiversidade (DAVIDSON et al., 2012). E os impactos provocados podem ser em grande escala no clima regional e global, intensificando ou modificando os efeitos naturais das mudanças climáticas (MARENGO et al., 2009; COLLINS et al., 2010; CUSACK et al., 2016).

As mudanças climáticas naturais são originárias de diversas causas, como: variações da radiação solar, parâmetros orbitais, quantidade de aerossóis naturais e fenômenos climáticos, como El Niño e La Niña (OLIVEIRA; NOBRE, 2008). O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é caracterizado pelo aquecimento anormal do Oceano Pacífico tropical, ocorrendo a cada três a sete anos (CHYLEK et al., 2018). E resulta em flutuações nos padrões climáticos e de chuva em muitas partes do mundo (COLLINS et al., 2010). Segundo a Administração Nacional Oceânica e Atmosférica dos Estados Unidos (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA) o fenômeno El Niño é a anomalia da temperatura da superfície do mar acima de + 0,5 °C do limiar por três a cinco meses consecutivos na região Niño 3.4<sup>3</sup> (Figura 1.1).

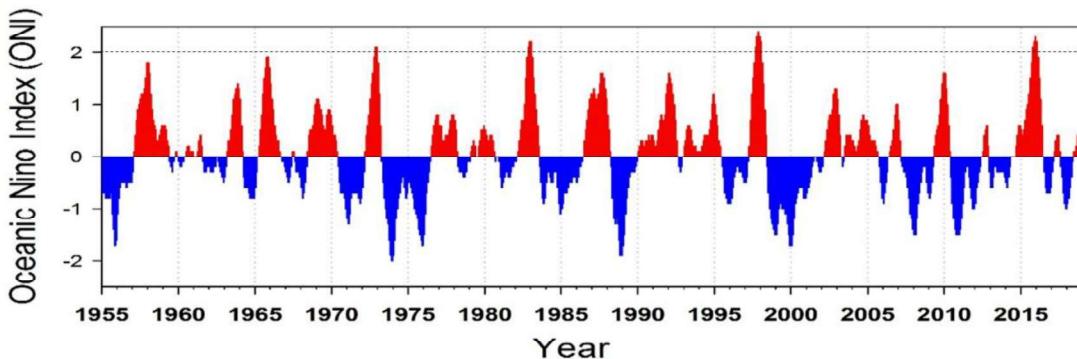
**Figura 1.1.** Variação da temperatura superficial do mar do Oceano Pacífico equatorial na região Niño 3.4 de 1955 até o presente conforme o índice do Niño Oceânico (Oceanic Niño Index, ONI). As áreas em vermelho representam aquecimento (El Niño) e as áreas em azul o resfriamento (La Niña). A

---

<sup>3</sup> Informação disponível em:

[https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)

intensidade e severidade do evento ENOS são determinadas pelos valores maiores que +2, como demonstrado acima da linha pontilhada, cujos anos extremos foram: 1972, 1983, 1998 e 2015-2016.



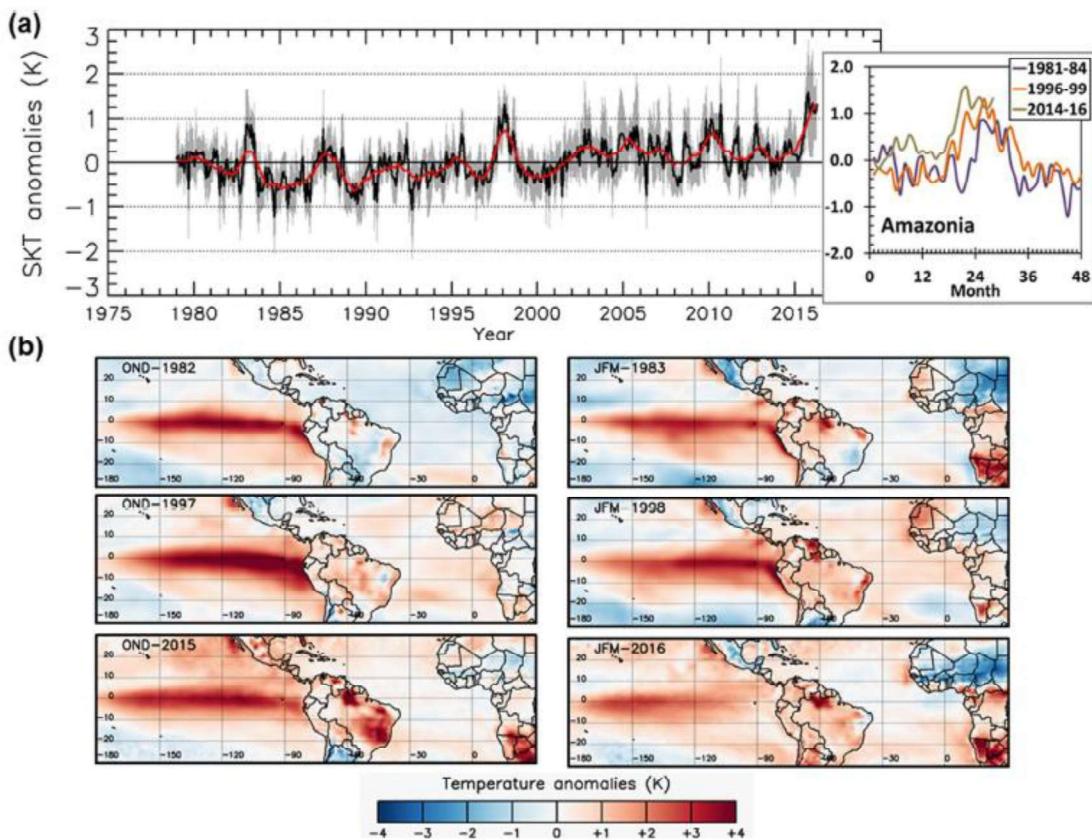
**Fonte:** NOAA Fisheries (<https://www.nwfsc.noaa.gov/research/divisions/fe/estuarine/oeip/cb-mei.cfm>).

Os eventos mais intensos de ENOS ocorreram nos anos de 1971-1972, 1983-1984, 1997-1998 e 2015 (Figura 1.1), conforme o NOAA. O ENOS 2015-2016 começou no final de 2014, com o pico no fim de 2015 e término em maio de 2016 (LIU et al., 2017). Com a duração de 19 meses, apresentou seis meses a mais do que o ENOS de 1997-1998, até então, o mais forte registrado (LIU et al., 2017).

Na Amazônia, o ENOS afeta o padrão de precipitação, principalmente nas áreas centrais e orientais (NOBRE et al., 2016), sobretudo no período chuvoso, PC (MALHI et al., 2008). Embora, a presença do ENOS ocorra, majoritariamente, no PC com precipitações anormalmente mais baixas, o ecossistema não responde imediatamente visto que a disponibilidade de água não é um fator limitante durante a estação (LEVINE et al., 2019).

O ENOS 2015-2016 proporcionou máximas temperaturas e seca extrema no leste amazônico (Figura 1.2) (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016). O déficit máximo de precipitação foi deslocado do Sul para o Leste no trimestre de setembro a novembro (ERFANIAN et al., 2017). Em resposta a redução da precipitação, a umidade do solo ( $U_{\text{solo}}$ ) declinou entre os meses de outubro de 2015 a janeiro de 2016 (van SCHAIK et al., 2018; SOLANDER et al., 2020).

**Figura 1.2.** Anomalias de temperatura da superfície do mar e terrestres nos três eventos mais fortes de El Niño (1982/83, 1997/98, 2015/16) (a). Séries mensais de anomalias da temperatura da superfície terrestre sobre a Amazônia de 1979 a 2016. Os padrões espaciais de anomalias nas estações outubro, novembro e dezembro e janeiro, fevereiro e março em 1982/83, 1997/98 e 2015/16 (b).



**Fonte:** Jiménez-Muñoz et al., 2016.

Os estudos que relacionaram os anos com ocorrência de ENOS e a Amazônia, por meio de modelos de vegetação, relataram que a bacia amazônica foi mais seca que o normal e tornou-se fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (KINDERMANN et al., 1996; TIAN et al., 1998; POTTER et al., 2001; LI et al., 2011). No ENOS 2015-2016, na faixa tropical da América do Sul, Liu et al. (2017), analisando as imagens de satélites, identificaram maior Balanço de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e que foi associada a extrema redução da precipitação e altas temperaturas, ou a combinação de ambos. Koren et al. (2018) observaram a supressão da produtividade primária bruta (PPB) em diferentes tipos de vegetação, assim como van Schaik et al. (2018) na bacia amazônica entre outubro de 2015 a março de 2016.

As pesquisas que envolvem o El Niño e a palma de óleo estão voltadas para a produtividade da cultura, como em Kamil e Omar (2016, 2017) que exibiram a queda da produção de frutos e óleo na Malásia. Em condições de intensificação da seca, baixa U<sub>ar</sub>, alta T<sub>ar</sub> e déficit hídrico no solo a palma de óleo tem redução da fotossíntese, da evapotranspiração e da condutância estomática (HENSON; HARUN, 2005; LAMADE; BOUILLET, 2005; A'FIFAH; HANIFF, 2018). Além do aborto das inflorescências (masculinas e femininas), surgimento de mais inflorescências masculinas, ressecamento e morte dos cachos de frutos e a

produção pode ser afetada negativamente em até três anos após o evento (VERHEYE, 2010; CORLEY; TINKER, 2016).

No ano de ENOS 2015-2016 na Indonésia, Stiegler et al. (2019) observaram que o Balanço de CO<sub>2</sub> a nível de Ecossistema (NEE) da palma de óleo africana foi significativamente menor em 2015 (janeiro a dezembro) e a respiração ecossistêmica (Reco) foi maior em razão do aumento da T<sub>ar</sub> noturna. Ademais, a evapotranspiração (LE) foi reduzida e o calor sensível (H) aumentado devido ao fechamento parcial dos estômatos, menor volume de precipitação e alto valor de déficit de pressão de vapor (DPV). Na Amazônia, o HIE apresentou assimilação de CO<sub>2</sub> superior no PC e, sendo influenciado pela combinação da radiação de onda curta incidente (ROC<sub>in</sub>) e DPV (FONSECA et al., 2018). Entre outubro de 2015 a abril de 2016, Brum et al. (2020) determinaram uma maior transpiração no período menos chuvoso (PMC) com o solo relativamente úmido (sem irrigação) com maior influência pelo DPV.

No entanto, em pesquisas não realizadas em anos com ENOS, demonstraram que os plantios de palma de óleo têm a capacidade de recuperar rapidamente após déficit hídrico. Henson e Harun (2007), observaram a resposta da palma de óleo durante eventos de chuva volumosa no PMC, cujo LE foi aumentado e o H reduzido, coincidindo com os maiores valores de condutância estomática. Bayona-Rodriguez et al. (2016) em plantios adultos de palma de óleo africana e HIE na Colômbia, notaram que a fotossíntese e a transpiração são maiores no PMC quando solo é irrigado. E o HIE tem sido menos sensível ao déficit hídrico em comparação com a palma de óleo africana (MÉNDEZ et al., 2012; BAYONA-RODRIGUEZ et al., 2016). Em estágios de plântulas na Colômbia, alguns genótipos de HIE mantiveram a assimilação de CO<sub>2</sub> com baixo consumo de água em condições severas de déficit hídrico (MÉNDEZ et al., 2012).

Os estudos anteriores demonstram a sensibilidade da palma de óleo ao déficit hídrico e as consequências ocasionadas pela redução da precipitação, destacando a água como um elemento essencial para o cultivo (CARR, 2011). Assim como o déficit hídrico, o excesso de água como em solos mal drenados ou com pouca profundidade, podem reduzir a produção de cachos, a fotossíntese, a condutância estomática e a transpiração em palma de óleo jovem (HENSON et al., 2008).

## **1.1. Questões e hipóteses**

Com base nas poucas informações sobre a palma de óleo na Amazônia, a motivação da tese é avaliar os efeitos do ENOS nos fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e de energia, comparando os

anos com influência do ENOS (2015 e 2016) e os anos normais (2017 e 2018). A tese está dividida em dois artigos. No primeiro artigo (Capítulo 2) são apresentados os dados das trocas gasosas de CO<sub>2</sub> em um plantio de palma de óleo com HIE entre 2015 a 2018. Para este capítulo foi levantada a seguinte questão: Quais as consequências do ENOS nas trocas gasosas de CO<sub>2</sub> em um plantio de palma de óleo? E duas hipóteses foram testadas:

H1: A maior assimilação de CO<sub>2</sub> ocorreu no período chuvoso durante os anos de ENOS (2015 e 2016) e em ano normal (2017) no período menos chuvoso.

H2: As trocas gasosas de CO<sub>2</sub> são mais influenciadas pelo déficit de pressão de vapor do que pela umidade do solo.

No segundo artigo (Capítulo 3) é abordada a influência do ENOS nos fluxos superficiais de energia. Assim como as variáveis ambientais, os fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e de energia também são influenciados pelos controles fisiológicos da planta. Então, destaca-se a importância da avaliação dos controles biofísicos da evapotranspiração (condutância aerodinâmica, condutância da superfície e fator de desacoplamento) que estão intimamente correlacionados com as trocas gasosas. Para este capítulo pretendeu-se responder as seguintes perguntas: Quais as implicações do ENOS 2015-2016 nos fluxos superficiais de energia no plantio de palma de óleo? Quais as variáveis meteorológicas foram mais correlacionadas com os fluxos de energia? Portanto, as hipóteses foram:

H3: O ENOS 2015-2016 não influenciou o LE, mantendo-se elevado durante o período chuvoso e em ano normal durante o período menos chuvoso.

H4: As variáveis meteorológicas como déficit de pressão de vapor e umidade do solo foram determinantes para a sazonalidade dos fluxos de energia durante o ENOS.

## **1.2. Objetivo Geral**

Quantificar os fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e de energia, definindo as variáveis meteorológicas que controlam esses processos sazonal e interanualmente em um plantio de palma de óleo com HIE no leste da Amazônia durante e após El Niño de 2015-2016.

## **1.3. Objetivos específicos**

- Quantificar as trocas gasosas de CO<sub>2</sub> e estimar os parâmetros fotossintéticos em um plantio de palma de óleo com HIE, correlacionando com as variáveis físicas durante e após o ENOS 2015-2016 no leste amazônico.
- Avaliar os fluxos superficiais de energia e determinar os elementos climáticos que podem influenciá-los em uma escala sazonal e interanual durante e após o ENOS 2015-2016 em um plantio de palma de óleo no leste da Amazônia.

#### **1.4. Referências Bibliográficas**

A'FIFAH, A. R.; HANIFF, M. H. Impacts of wet and dry periods on leaf gas exchange, water use efficiency and carbon isotope discrimination in different oil palm materials. **Journal of Palm Oil Research**, p.693-701, 2018.

ABREU, F. R.; VIEIRA, J. N. S.; RAMOS, S. Y. Programa Nacional para a Produção e Uso de Biodiesel: Diretrizes, desafios e perspectivas. **Revista de Política Agrícola**, n.3, p.5-18, 2006.

ALVES, D. S.; MORTON, D. C.; BATISTELLA, M.; ROBERTS, D. A.; SOUZA JÚNIOR, C. The Changing Rates and Patterns of Deforestation and Land Use in Brazilian Amazonia. **Amazon and Global Change Geophysical, Monograph Series 186**, p.11-23, 2009.

BARCELOS, E.; SOARES, M. V. A cultura da palma de óleo como âncora do desenvolvimento da agricultura familiar na Amazônia Ocidental. In: Ramalho Filho, A. et al. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo da cultura de palma de óleo na Amazônia**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2010.

BAYONA-RODRÍGUEZ, C. J.; OCHOA-CAVIDAD, I.; ROMERO, H. M. Impacts of the dry season on the gas exchange of oil palm (*Elaeis guineensis*) and interspecific hybrid (*Elaeis oleifera x Elaeis guineensis*) progenies under field conditions in eastern Colombia. **Agronomía Colombiana**, v.34, n.3, p.329-335, 2016.

BECKER, B. K. Recuperação de áreas desflorestadas da Amazônia: será pertinente o cultivo da palma de óleo (Dendê)? **Confins [Online]**, n.10, 2010.

BRUM, M.; OLIVEIRA, R. S.; LÓPEZ, J. G.; LICATA, J.; PYPKER, T.; CHIA, G. S.; TINÔCO, R. S.; ASBJORNSEN, H. Effects of irrigation on oil palm transpiration during ENSO-induced drought in the Brazilian Eastern Amazon. **Agricultural Water Management**, [pré-impressão]. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106569>>. Acesso em: 18 dezembro 2020.

CARR, M. K. V. The water relations and irrigation requirements of oil palm (*Elaeis guineensis*): a review. **Experimental Agriculture**, v.47, n.4, p.629–652, 2011.

CHYLEK, P.; TANS, P.; CHRISTY, J.; DUBEY, M. K. The carbon cycle response to two El Niño types: an observational study. **Environmental Research Letter**, v.13, p.1-8, 2018.

COLLINS, M.; AN, S.; CAI, W.; GANACHAUD, A.; GUILYARDI, E.; JIN, F.; JOCHUM, M.; LENGAIGNE, M.; POWER, S.; TIMMERMANN, A.; VECCHI, G.; WITTENBERG, A. The impact of global warming on the Tropical Pacific Ocean and El Niño. **Nature Geoscience**, v.3, p.391-397, 2010.

CORDEIRO, S. A.; SOUZA, C. C.; MENDOZA, Z. M. S. H. Florestas brasileiras e as mudanças climáticas. **Revista Brasileira Científica de Engenharia Floresta**, n.11, p.1-20, 2008.

CORLEY, R. H. V.; TINKER, P. B. **The Oil Palm**. 5º Edição. Nova Jersey: Wiley Blackwell, 2016, 627 p.

CÔRTES, J. C.; D'ANTONA, A. O. Dinâmicas no uso e cobertura da terra: perspectivas e desafios da Demografia. **Revista Brasileira de Estudos de População**, v.31, n.1, p.191-210, 2014.

CROWTHER, Thomas W. et al. Mapping tree density at a global scale. **Nature**, v. 525, n.7568, p. 201, 2015.

CUNHA, R. N. V.; LOPES, R. BRS Manicoré: Híbrido Interespecífico entre o Caiauê e o Dendezeiro Africano Recomendado para Áreas de Incidência de Amarelecimento-Fatal. Manaus: Embrapa Amazônia Ocidental. **Comunicado Técnico 85**, 2010, 4p.

CUNHA, R. N. V.; LOPES, R.; GOMES JÚNIOR, R. A.; RODRIGUES, M. R. L.; TEXEIRA, P. C.; ROCHA, R. N. C.; LIMA, W. A. A. Material genético utilizado para a produção sustentável da cultura da palma de óleo na Amazônia. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 2010.

CUSACK, D. F.; KARPMAN, J.; ASHDOWN, D.; CAO, Q.; CIOCHINA, M.; HALTERMAN, S.; LYDON, S.; NEUPANE, A. Global change effects on humid tropical forests: Evidence for biogeochemical and biodiversity shifts at an ecosystem scale. **Reviews of Geophysics**, v.54, p.523–610, 2016.

DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M. C.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA JÚNIOR, C. M.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v.481, p.321-328, 2012.

ERFANIAN, A.; WANG, G.; FOMENKO, L. Unprecedented drought over tropical South America in 2016: significantly under-predicted by tropical SST. **Scientific Reports**, v.7, n.5811, p.1-11, 2017.

FAPESPA- Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas do Pará. **Boletim Agropecuário do Estado do Pará 2015**, n.1, 2015.

FONSECA, L. C. N.; ARAÚJO, A. C.; MANZI, A. O.; CARVALHO, C. J. R.; OLIVEIRA, L. R. Fluxos de CO<sub>2</sub> em Plantio de Palma de Óleo no Leste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.33, n.1, p.181-192, 2018.

HENSON, I. E.; HARUN, M. H. Short-term responses of oil palm to an interrupted dry season in North Kedah, Malaysia. **Journal of Oil Palm Research**, v.19, p.364-372, 2007.

HENSON, I. E.; HARUN, M. H. The influence of climatic conditions on gas and energy exchanges above a young oil palm stand in North Kedah, Malaysia. **Journal of Oil Palm Research**, v.17, p. 73-91, 2005.

HENSON, I. E.; HARUN, M. H.; CHANG, K. C. Some observations on the effects of high water tables and flooding on oil palm, and a preliminary model of oil palm water balance and use in the presence of a high water table. **Oil Palm Bulletin**, v.56, p.14-22, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Mapa de Biomas do Brasil (1: 5.000.000). **Ministério do Meio Ambiente e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, Brasília, DF, 2004.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Mapeamento do desmatamento da Amazônia com Imagens de Satélite**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em: <<http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes>>. Acesso em: 12 dezembro 2020.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; VAN DER SCHERIER, G. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific Reports**, p.1-7, 2016.

KAMIL, N. N.; OMAR, S. F. Climatic variability and its impact on the palm oil industry. **Oil Palm Industry Economic Journal**, v.16, p.18-30, 2016.

KAMIL, N. N.; OMAR, S. F. The impact of El Niño and La Niña on Malaysian Palm Oil, Industry. **Oil Palm Bulletin**, v.74, p.1-6, 2017.

KINDERMANN, J.; WÜRTH, G.; KOHLMAIER, G. H. Interannual variation of carbon exchange fluxes in terrestrial ecosystems. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n.4, p.737-755, 1996.

KOREN, G.; van SCHAIK, E.; ARAÚJO, A. C.; BOERSMA, K. F.; GÄRTNER, A.; KILLAARS, L.; KOOREMAN, M. L.; KRUIJT, B.; van der LAAN-LUIJKX, I. T.; von RANDOW, C.; SMITH, N. E.; PETERS, W. Widespread reduction in sun-induced fluorescence from the Amazon during the 2015/2016 El Niño. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v.373: 20170408, p.1-10, 2018.

LAMADE, E.; BOUILLET, J. Carbon storage and global change: the role of oil palm. **Oleagineux Corps Gras Lipides**, v.12, n.2, p.154-160, 2005.

LAMEIRA, W. J. D. M.; VIEIRA, I. C. G.; TOLEDO, P. M. D. Análise da expansão do cultivo da palma de óleo no Nordeste do Pará. **Novos Cadernos NAEA**, v.18, n.2, p.185–197, 2015.

LEVINE, P. A.; RANDERSON, J. T.; CHEN, Y.; PRITCHARD, M. S. Soil Moisture Variability Intensifies and Prolongs Eastern Amazon Temperature and Carbon Cycle Response to El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v.32, p.1273-1292, 2019.

LI, W.; ZHANG, P.; YE, J.; LI, L.; BAKER, P. A. Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. **Journal of Plant Ecology**, v.4, n.1-2, p.91-99, 2011.

LIU, J.; BOWMAN, K. W.; SCHIMEL, D. S.; PARAZOO, N. C.; JIANG, Z.; LEE, M.; BLOOM, A. A.; WUNCH, D.; FRANKENBERG, C.; SUN, Y.; O'DELL, C. W.; GURNEY, K. R.; MENEMENLIS, D.; GIERACH, M.; CRISP, D.; ELDERING, A. Contrasting carbon cycle responses of the tropical continents to the 2015–2016 El Niño. **Science**, v.358, p.1-7, 2017.

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, A. C. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**, v.319, p.169-172, 2008.

MARENGO, J., NOBRE, C. A.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Global warming and climate change in Amazonia: Climate-vegetation feedback and impacts on water resources. **Amazon and Global Change Geophysical**, Monograph Series 186, p.273-292, 2009.

MARENGO, J. A.; SOUZA JÚNIOR, C. M.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R. Changes in climate and land use over the Amazon Region: Current and future variability and trends. **Frontiers in the Earth Science**, v.6, n.228, p.1-21, 2018.

MÉNDEZ, Y. D. R.; CHACÓN, L. M.; BAYONA, C. J., ROMERO, H. M. Physiological response of oil palm interspecific hybrids (*Elaeis oleifera* H.B.K. Cortes versus *Elaeis guineensis* Jacq.) to water deficit. **Brazilian Journal of Plant Physiology**, v.24, n.4, p.273-280, 2012.

MINISTÉRIO DO DESENVOLVIMENTO AGRÁRIO - MDA. Secretaria da Agricultura Familiar. Programa nacional de produção e uso do biodiesel: inclusão social e desenvolvimento territorial. Brasília: MDA, 2018. 48p. Disponível:<<https://ubrabio.com.br/sites/1700/1729/00000503.pdf>>. Acesso em: 22 setembro 2020.

MÜLLER, A. A.; ANDRADE, E. B. Aspectos gerais sobre a fenologia da cultura da palma de óleo. In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 2010.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; BORMA, L. S.; CASTILLA-RUBIO, J. C.; SILVA, S. J.; CARDOSO. M. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. **PNAS**, v.113, n.39, p.10759-10768, 2016.

OLIVEIRA, G. S.; NOBRE, C. A. Mudanças Climáticas. In: TASSARA, E. O.; RUTKOWSKI, E. W. **Mudanças climáticas e mudanças socioambientais globais: reflexões sobre alternativas de futuro**. Brasília: UNESCO, IBECC, 2008. 184p.

PINA, A. J. A. Experiências na produção para a cultura de palma de óleo na Amazônia: relato de experiências da Marborges Agroindústria S.A. (Moju – Pará). In: RAMALHO FILHO, A. **Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia**. Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 2010.

POTTER, C.; KLOOSTER, S.; CARVALHO, C. R.; GENOVESE, V. B.; TORREGROSA, A.; DUNGAN, J.; BOBO, M.; COUGHLAN, J. Modeling seasonal and interannual variability in ecosystem carbon cycling for the Brazilian Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.D10, p.10.423-10.446, 2001.

REBELLO, F. K.; HOMMA, A. K. O. Uso da terra na Amazônia: Uma proposta para reduzir os desmatamentos e queimadas. **Amazônia: Ciência & Desenvolvimento**, Belém, v.1, n.1, p.197-234, 2005.

REIS, H. F. A. F.; LIMA, L. P.; PEREZ, R. Palma no Brasil: Viabilidade da produção de óleo ou biodiesel?. **Revista de Política Agrícola**, n.2, p.20-30, 2017.

RIOS, S. A.; CUNHA, R. N. V.; LOPES, R.; BARCELOS, E. Recursos Genéticos de Palma de Óleo (*Elaeis guineensis* Jacq.) e Caiauê (*Elaeis oleifera* (H.B.K.) Cortés). Manaus: Embrapa Amazônia Ocidental. **Documentos 96**, 2012, 39p.

SILVEIRA, F. E. B.; PICKLER, C. M. A possibilidade de aumentar a produção de óleo de palma no Brasil para biocombustíveis. **Revista de Economia Agrícola**, v.65, n.2, p.5-20, 2018.

SOLANDER, K. C.; NEWMAN, B. D.; ARAÚJO, A. C.; BARNARD, H. R.; BERRY, Z. C.; BONAL, D.; BRETFELD, M.; BURBAN, B.; CANDIDO, L. A.; CÉLLERI, R.; CHAMBERS, J. Q.; CHRISTOFFERSEN, B. O.; DETTO, M.; DORIGO, W. A.; EWERS, B. E.; FERREIRA, S. J. F.; KNOHL, A.; LEUNG, L. R.; McDOWELL, N. G.; MILLER, G. R.; MONTEIRO, M. T. F.; MOORE, G. R.; NEGRON-JUAREZ, R.; SALESKA, S. R.; STIEGLER, C.; TOMASELLA, J.; XU, C. The pantropical response of soil moisture to El Niño. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.24, p.2303-2322, 2020.

STIEGLER, C.; MEIJIDE, A.; FAN, Y.; ALI, A. A.; JUNE, T.; KNOHL, A. El Niño–Southern Oscillation (ENSO) event reduces CO<sub>2</sub> uptake of an Indonesian oil palm plantation. **Biogeosciences**, v.16, p.2873–2890, 2019.

TIAN, H.; MELILLO, J. M.; KICKLIGHTER, D. W.; McGUIRE, A. D.; HELFRICH III, J. V. K.; MOORE II, B.; VÖRÖSMARTY, C. J. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. **Nature**, v.396, p.664-667, 1998.

van SCHAIK, E.; KILLAARS, L.; SMITH, N. E.; KOREN, G., van BEEK, L. P. H.; PETERS, W.; van der LAAN-LUIJKX, I. T. Changes in surface hydrology, soil moisture and gross primary production in the Amazon during the 2015/2016 El Niño. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, v. 373:20180084, p.1-9, 2018.

VENTURIERI, A.; FERNANDES, W. R.; BOARI, A. J.; VASCONCELOS, M. A. relação entre ocorrência do amarelecimento fatal do dendêzeiro (*Elaeis guineensis* jacq.) e variáveis ambientais no Estado do Pará. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, INPE, p.523-530, 2009.

VERHEYE, W. Growth and Production of Oil Palm. In: Verheyen, W. (ed.). **Land Use, Land Cover and Soil Sciences**. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), UNESCO-EOLSS Publishers, Oxford, UK, 2010.

WOITTEZ, L. S.; van WIJK, M. T.; SLINGERLAND, M.; van NOORDWIJK, M.; GILLER, K. E. Yield gaps in oil palm: A quantitative review of contributing factors. **European Journal of Agronomy**, v.83, p.57-77, 2017.

## **2 RESPOSTA DOS FLUXOS SUPERFICIAIS DE CO<sub>2</sub> EM UM PLANTIO DE PALMA DE ÓLEO DURANTE E APÓS O ENOS 2015-2016 NO LESTE DA AMAZÔNIA**

Julie Andrews de França e Silva<sup>1</sup>, Alessandro Carioca de Araújo<sup>2</sup>, Celso von Randow<sup>3</sup>, Antônio Ocimar Manzi<sup>3</sup>, Osvaldo Machado Rodrigues Cabral<sup>4</sup> e Leonardo Ramos de Oliveira<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Curso de Pós-Graduação em Ciências Florestais, UFRA

<sup>2</sup>EMBRAPA Amazônia Oriental

<sup>3</sup>Coordenação Geral de Ciências da Terra, CGCT/INPE

<sup>4</sup> EMBRAPA Meio Ambiente

<sup>5</sup>Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, LBA/INPA

### **RESUMO**

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) de 2015-2016, daqui em diante será mencionado como ENOS 15-16, foi o mais severo já registrado desde a década de 1950. O fenômeno atingiu a Amazônia, principalmente na parte leste. Para a palma de óleo, as condições ocasionadas pelo ENOS como alta temperatura ( $T_{ar}$ ) e déficit de pressão de vapor (DPV), baixa umidade relativa do ar ( $U_{ar}$ ) e disponibilidade hídrica do solo, resultantes da diminuição de precipitação, podem reduzir a fotossíntese e a evapotranspiração. Dessa forma, foram quantificadas as trocas gasosas de CO<sub>2</sub> e estimados os parâmetros fotossintéticos em um plantio de palma de óleo com híbrido interespecífico (HIE), Pará, Brasil. Buscou-se correlacionar as trocas gasosas de CO<sub>2</sub> com as variáveis físicas durante os anos de ENOS (2015 e 2016) e após o evento (2017 e 2018). Foi utilizado o método da covariância de vórtices turbulentos para estimar os fluxos de CO<sub>2</sub>. Os parâmetros fotossintéticos como taxa máxima de assimilação de CO<sub>2</sub> ( $A_{max}$ ), eficiência quântica ( $\alpha$ ), respiração ecossistêmica ( $R_{eco}$ ) e convexidade ( $\Theta$ ) foram estimados pelo ajuste da curva de resposta à luz (CRL) por meio de um modelo da hipérbole não retangular. Os maiores valores diurnos do balanço de CO<sub>2</sub> do ecossistema (NEE), os mais negativos, ocorreram nos períodos chuvosos (PC) de 2015 e 2016, sobretudo em 2016 ( $-26,01 \pm 1,00 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), e no período menos chuvoso (PMC) de 2017 ( $-20,50 \pm 0,41 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). Os parâmetros fotossintéticos sazonais corroboraram com os valores médios diurnos encontrados, com  $A_{max}$  superiores nos anos de 2015-2016, bem como elevadas  $R_{eco}$  durante o PC, e maior  $A_{max}$  no PMC de 2017. As variáveis como radiação fotossinteticamente ativa incidente (RFA<sub>in</sub>), DPV e umidade do solo

( $U_{\text{solo}}$ ) foram as medidas físicas que apresentaram correlação com o NEE, entre muito fraca a moderada, ao longo dos períodos sazonais. Com base nos dados, durante o ENOS 15-16, o HIE apresentou maiores NEE, ainda que tenha ocorrido a redução da precipitação, déficit hídrico do solo não prolongado, alta  $T_{\text{ar}}$  e DPV.

**Palavras-chave:** Trocas gasosas de CO<sub>2</sub>. Parâmetros fotossintéticos. Híbrido interespecífico. El Niño. Amazônia.

## 2.1 Introdução

Os ecossistemas terrestres são fundamentais para o ciclo global do carbono, sobretudo as florestas que são grandes armazenadoras, a longo prazo, de carbono na vegetação e nos solos (Kramer et al., 2002). Porém, as mudanças climáticas que estão associadas com o aumento na frequência, intensidade e duração da seca e do estresse térmico, por exemplo, têm ameaçado o funcionamento do ecossistema e a biodiversidade (Toochi, 2017). O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno climático que vem se tornando mais frequente e extremo nos últimos anos (Cai et al., 2014).

O ENOS, em sua fase positiva, aumenta a temperatura da superfície do mar do Oceano Pacífico Central e Oriental (Levine et al., 2019). Sob esse efeito, os regimes de precipitação são alterados, principalmente, na parte norte e leste da Amazônia (Malhi et al., 2008). Ainda que presente, em maior parte no período chuvoso com precipitações anormalmente mais baixas, a disponibilidade hídrica não é um fator limitante para o ecossistema durante essa estação (Levine et al., 2019).

A Amazônia tem um papel importante na mitigação das mudanças climáticas em curso (Artaxo et al., 2014). É a floresta com o maior e o mais intenso centro convectivo terrestre do planeta (Coe et al., 2016), que tem por função auxiliar a regulação do sistema climático, a manutenção do equilíbrio hídrico e energético (Marengo et al., 2017). Com um grande potencial para o ciclo do carbono global devido à elevada quantidade de carbono armazenado na biomassa e no solo, e os fluxos anuais da fotossíntese, respiração, decomposição e incêndios florestais (Ometto et al., 2005; Marques et al., 2017).

Pesquisas como de Malhi et al. (2006) determinaram um estoque de biomassa lenhosa acima do solo de  $93 \pm 23$  Pg C e Saatchi et al. (2007) com um total de carbono (acima e abaixo do solo) de 86 Pg. Contudo, a modificação do uso da terra tem implicado nas alterações dos

serviços ecossistêmicos, na mudança climática regional e global e aumentando a vulnerabilidade da degradação dos ecossistemas florestais (Davidson et al., 2012).

A atual economia da Amazônia brasileira é baseada no desmatamento, voltado para a exploração madeireira, pastagem e, em algumas regiões, para a cultura de soja (Fearnside, 2008), sendo considerados usos tradicionais da terra (Fearnside, 2009). As pastagens representam cerca de 70% das áreas desmatadas (Cerri et al., 2018) e somente no ano de 2021 (até novembro), a taxa de desmatamento na Amazônia Legal era de 13.235 km<sup>2</sup> (Inpe, 2022). E por ser uma atividade improdutiva e danosa ao meio ambiente (Dias-Filho, 2015) contribui com a emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (Baccini et al., 2012) em decorrência do surgimento de novas pastagens em áreas de florestas e cerrado (Dias-Filho, 2014) como consequência da má gestão (Cerri et al., 2018) e da falta de capacidade de manter a alta produção a longo prazo (Dias-Filho, 2014). Dessa forma, a recuperação de áreas degradadas, como as pastagens abandonadas, tem sido uma maneira de reduzir os impactos negativos do desmatamento com o aumento das áreas de cultivo (Alves et al., 2009), como com a utilização da palma de óleo, por exemplo.

Em 2010, no Brasil foi criado o projeto de lei nº 7.326/2010 para o Programa Nacional de Produção Sustentável de Óleo de Palma (PSOP), estabelecendo a implantação dos novos plantios de palma de óleo em áreas com diferentes níveis de degradação e com a inclusão da agricultura familiar (Brasil, 2010). Na Amazônia brasileira existem cerca de 417 milhões de hectares que atendem às condições edafoclimáticas ideais para a cultura (Pirker et al., 2016). Com a vida útil média de 25 anos (Müller; Andrade, 2010), o plantio comercial é voltado para a produção de biocombustíveis (Becker, 2010), tem potencial para sequestrar carbono (Furlan Júnior; Müller, 2004; Becker, 2010), pode ser cultivado em solos pobres, e assim evitando a erosão e a lixiviação (Furlan Júnior; Müller, 2004).

Estudos realizados nas áreas tropicais como de Lamade e Boullet (2005), Fowler et al. (2011) e Frazão et al. (2012) destacam o maior estoque de carbono em plantios de palma de óleo em relação às florestas, no solo e na vegetação, com maior produção de biomassa, fixação de CO<sub>2</sub> e fotossíntese. Os principais usos do óleo de palma são voltados para a culinária, os cosméticos (Corley; Tinker, 2016) e o insumo energético como o óleo vegetal/biodiesel (Barcelos; Soares, 2010). O estado do Pará possui a maior área de terras adequadas para a expansão da cultura (Yui; Yeh, 2013), e corresponde por mais de 90% da produção nacional de óleo (IOS, 2013).

O ENOS 2015-2016 (ENOS 15-16) foi o mais forte dentre os que ocorreram após os anos de 1982-1983 (Jiménez-Muñoz et al., 2016; Malhi et al., 2018). Na Amazônia, as temperaturas da superfície terrestre foram recordes, associada com a supressão da precipitação, indicaram que um terço da floresta pode ter sido atingido por condições de seca moderada a severa (Jiménez-Muñoz et al., 2016). Adicionalmente, as águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical Central e do Leste mantiveram-se mais aquecidas durante todo o ano de 2016. O que, mesmo após o término da duração do ENOS 15-16 (fim em abril), promoveu uma redução da precipitação no período menos chuvoso em grande parte das regiões amazônicas (Erfanian et al., 2017).

As florestas amazônicas localizadas próximas a linha do equador durante o período menos chuvoso, e em anos sem o ENOS, apresentaram os valores mais negativos para o balanço de CO<sub>2</sub> do ecossistema (*Net Ecosystem CO<sub>2</sub> Exchange*, NEE em inglês), sendo consideradas fortes sumidouros do CO<sub>2</sub> atmosférico. As raízes profundas e ontologia foliar (senescênciа e surgimento de novas folhas) estão entre os mecanismos responsáveis por essa resposta da vegetação (Goulden et al., 2004; Hutyra et al., 2007; Saleska et al., 2009; Restrepo-Coupe et al., 2013; 2016; Wu et al., 2016). No entanto, ao longo dos eventos extremos do ENOS, esses mecanismos podem não ser suficientes para suprimir a diminuição do NEE e da produtividade primária bruta (PPB) da vegetação, reduzindo a absorção do CO<sub>2</sub> atmosférico (Malhi et al., 1998; Saleska et al., 2003; Zeri et al., 2014). Como em três regiões dominantes (florestas perenes com altas precipitações, floresta perene sazonalmente seca e cerrado) em que houve a diminuição da PPB no ENOS 15-16 (Koren et al., 2018).

Em contrapartida, caso não ocorra uma redução drástica da umidade do solo ( $U_{\text{sol}}_o$ ), é possível haver aumento da produtividade primária líquida (PPL) durante o período do ENOS (Brando et al., 2008). Em uma floresta primária no leste da Amazônia, Brum et al. (2018) observaram que a vegetação foi resiliente ao ENOS 15-16, ressaltando maiores valores de transpiração no período menos chuvoso cuja redução da umidade do solo ocorreu somente na camada superficial.

No ENOS 15-16, a palma de óleo africana apresentou um NEE significativamente menor para todo o ano de 2015 na Indonésia. E, maior respiração ecossistêmica ( $R_{\text{eco}}$ ) em resposta ao aumento da temperatura noturna do ar (Stiegler et al., 2019). Em 2015, na Amazônia, em um plantio de palma de óleo com HIE, os menores valores de NEE foram observados no período menos chuvoso. Enquanto, a  $R_{\text{eco}}$  não apresentou diferenças sazonais (Fonseca et al., 2018). Em condições de secas severas na África, com elevada temperatura do

ar ( $T_{ar}$ ) e DPV e baixa  $U_{solo}$ , a fotossíntese do plantio foi diminuída (Lamade; Bouillet, 2005). Adicionalmente, também ocorre o declínio da produção potencial de frutos (A'Fifah; Haniff, 2018), como foi reportado durante o ENOS 1997-1998 na Malásia (Kamil; Omar, 2017).

A água é um elemento essencial para o cultivo de palma de óleo (Carr, 2011), seja em condições de déficit ou excesso hídrico (Dufrene; Saugier, 1993; Lamade; Bouillet, 2005; Henson et al. 2008; Jazayeri et al., 2015; Rivera-Mendés et al., 2016). O déficit hídrico associado com o alto déficit de pressão de vapor (DPV) induzem o fechamento estomático, como um mecanismo protetivo para reduzir a perda de água para a atmosfera, o qual também implica na diminuição da taxa fotossintética (Dufrene; Saugier, 1993; Reddy et al., 2004; Jazayeri et al., 2015).

Contudo, a palma de óleo pode apresentar resistência ao déficit hídrico como foi encontrado em plântulas de genótipos de híbridos interespecíficos, HIE (*Elaeis oleifera* H.B.K. Cortes x *Elaeis guineensis* Jacq.) que foram submetidos a condições severas de déficit hídrico na Colômbia, e mantiveram a assimilação de CO<sub>2</sub> com baixo consumo de água (Méndez et al., 2012). Ainda na Colômbia, Bayona-Rodríguez et al. (2016) demonstraram que os plantios adultos de HIE são menos sensíveis ao déficit hídrico do que a palma de óleo africana (*Elaeis guineensis* Jacq.). No entanto, a absorção de CO<sub>2</sub> foi menor na estação seca em solo não irrigado em relação ao solo irrigado. Resultado similar ao observado por Henson e Harun (2005) e A'Fifah e Haniff (2018), em plantios de palma de óleo africana na Malásia.

Por outro lado, eventos intensos de precipitação no período menos chuvoso podem elevar a evapotranspiração da palma de óleo, coincidindo com maiores valores da condutância estomática (Henson; Harun, 2007). Porém, o excesso hídrico no solo, pode reduzir a produção da palma de óleo, a qual resiste temporariamente (Koon; Kun., 2006). Com o maior fluxo de chuvas, durante a inundação, as raízes são afetadas pela diminuição da aeração (Mutert et al., 1999), limitando a respiração das raízes (Kamil; Omar, 2016), e assim resultando na morte das raízes e no fechamento estomático (Corley; Tinker, 2016). Os mecanismos de tolerância a inundação foram encontrados em mudas de palma de óleo africana na Colômbia, em solos parcialmente e constantemente inundados, que desenvolveram pneumatóforos e aerênquimas em raízes submersas (Rivera-Mendes et al., 2016). Em um plantio jovem de palma de óleo africana na Malásia, Henson et al. (2008) observaram uma redução de mais de 60% na fotossíntese, condutância estomática e transpiração nas medidas foliares.

Os estudos sobre as trocas gasosas na Amazônia são mais abundantes em florestas (Fonseca et al., 2018). Em plantios de palma de óleo, o tema tem sido mais explorado no sudeste

asiático (Henson, 1991; Henson; Harun, 2005; 2007; Fowler et al., 2011; Meijide et al., 2017; Stiegler et al., 2019). Com o crescente interesse pela palma de óleo e diante de eventos climáticos extremos que estão mais frequentes e intensos, torna-se importante observar as respostas de uma cultura com uma importância ambiental e global no mercado das oleaginosas. O objetivo foi quantificar as trocas gasosas de CO<sub>2</sub> e estimar os parâmetros fotossintéticos em um plantio de palma de óleo com HIE, correlacionando-os com variáveis físicas durante e após o ENOS 15-16 no leste amazônico. Pretende-se testar as seguintes hipóteses: i) durante o período do ENOS 15-16, não haverá impacto nos fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> da palma de óleo; ii) nos anos de 2015 e 2016, um maior NEE da palma de óleo será observada durante o período chuvoso; iii) no ano de 2017, a maior assimilação de CO<sub>2</sub> da palma de óleo será observada no período menos chuvoso; e, iv) o DPV e U<sub>solo</sub> serão as variáveis físicas com maior influência sobre o NEE.

## 2.2 Material e Métodos

### 2.2.1 Área de estudo

As medidas foram realizadas na empresa Marborges Agroindústria S.A. (01°59'29" S e 048°36'34" O), localizada na Vila de Bacuriteua, no município de Moju (Pina, 2010). A sede da empresa está localizada no km 56 da rodovia estadual PA-252, que liga os municípios de Moju e Acará, na microrregião de Tomé-Açu, Pará (Pina, 2010) e distante cerca de 130 km em linha reta da cidade de Belém (Jardine et al., 2016).

O município de Moju apresenta solos com classificação de Latossolos e solos Concrecionários Lateríticos (Fapespa, 2016). Na Marborges, o tipo de solo predominante é Latossolo Distrófico franco arenoso (Gomes Júnior et al., 2015). A classificação climática conforme Köppen é do subtipo “Af” (Andrade et al., 2017), com ausência de meses com precipitação abaixo de 60 mm (Bastos, 1982). O clima é tropical quente e úmido com precipitação anual entre 2.000 e 3.000 mm (Silva et al., 2001).

O período chuvoso (a partir daqui referido por PC) é influenciado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), com início em dezembro de um ano e termina em maio do ano seguinte (Bastos et al., 2002). E, o período menos chuvoso (a partir daqui referido por PMC), inicia em junho e termina em novembro com chuvas originárias por efeitos locais (Bastos et al., 2002), época em que a ZCIT é deslocada para o Hemisfério Norte (Albuquerque et al., 2010). Ambos os períodos sazonais descritos são para a cidade de Belém, que possui a

mesma classificação climática que Moju (Bastos et al., 2002). A temperatura do ar varia entre 21,3 °C e 32,5 °C (Serrão et al., 2003).

A distribuição dos meses para o PC e PMC foi definida conforme Verheyen (2010) e Carr (2011). Ou seja, nos meses em que a precipitação total foi inferior a 150 mm, a palma de óleo estava sob déficit hídrico, considerando que em condições ótimas a palma de óleo apresenta uma evapotranspiração diária de 3 a 5 mm (Lim et al., 2011). Logo, os meses com precipitação abaixo desse limiar foram considerados como PMC. O ano de 2015 teve como PC os meses janeiro a junho e dezembro e o PMC os meses de julho a novembro. Os anos de 2016 a 2018 tiveram o PC composto por janeiro a maio e dezembro e o PMC de junho a novembro.

A empresa possui diversos módulos agrícolas com plantios de palma de óleo, no entanto para este estudo foi utilizada a parcela C<sub>22</sub>. Anteriormente, a C<sub>22</sub>, apresentava um plantio de *Elaeis guineensis* Jacq. o qual foi dizimado pela anomalia amarelecimento fatal (AF). Em fevereiro de 2007, por meio do Projeto Pró-Dendê, foi feito o plantio de palma de óleo com híbrido interespecífico (HIE) (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) onde há a competição de quarenta e dois híbridos de cruzamentos diferentes. A área total da parcela é de 25 hectares (250 x 1000 m) com os indivíduos espaçados em 9 m x 9 m em um formato de triângulo equilátero e com o total de 3.575 plantas (Fonseca et al., 2018).

As práticas culturais aplicadas na parcela C<sub>22</sub> foram o coroamento (duas vezes por ano), a poda das folhas (uma vez ao ano) e polinização assistida de forma manual (a cada dois dias), visto que o pólen do HIE apresenta baixo nível de fertilidade. A adubação foi mecanizada por meio de adubadeiras atreladas a tratores e, manual para a reposição de baixas dosagens de fertilizantes, quando necessário. A colheita, após 2,5 anos do plantio, foi realizada a cada 12-15 dias, cujos cachos colhidos eram removidos do plantio por tração animal. (PIN, 2010).

### 2.2.2 Instrumentação

Em dezembro de 2013, foi construída na parcela C<sub>22</sub> uma torre de observações micrometeorológicas (01°58'43,2" S; 048°36'52,8" O) com 23 m de altura, estrutura em alumínio e seção de 1,40 m x 1,0 m e 1,83 m de altura. Os instrumentos instalados estão descritos na Tabela 2.1.

**Tabela 2.1** Lista de instrumentação da torre de observações micrometeorológicas utilizada no plantio de palma de óleo, Moju, Pará.

Medidas	Unidades	Instrumento	Altura/Profundidade (m)	Tempo de amostragem
<b>Radiação de onda curta incidente</b>	$\text{W m}^{-2}$	Piranômetro (CNR4, Kipp&Zonen B.V.)	18,21	60 segundos (seg)
<b>Radiação fotossinteticamente ativa incidente</b>	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Quantômetro (LI-190, LI- COR, Inc.)	22,90	60 seg
<b>Temperatura e umidade relativa do ar</b>	$^{\circ}\text{C}, \%$	Termohigrômetro (HC2S3, Rotronic Instrument Corp.)	22,70; 15,94; 10,40; 6,75; 2,25	60 seg
<b>Precipitação</b>	mm	Pluviômetro (TB4, Hydrological Services Pty. Ltd.)	22,65	60 seg
<b>Concentração de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O</b>	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , $\text{mmol s}^{-1} \text{m}^{-2}$	Analisador de gases por infravermelho de caminho aberto (IRGASON, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA)	12,40	10 Hz

<b>Componentes da velocidade do vento (u,v,w)</b>	$\text{m s}^{-1}$	Anemômetro ultrassônico 3D (CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan Utah, EUA)	12,40	10 Hz
<b>Perfil de concentração de CO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>O</b>	ppm	Analisador de gases por infravermelho de caminho fechado (LI-820, LI-COR, Inc.)	22,20; 15,40; 9,90; 5,80; 2,10; 0,50	150 seg
<b>Umidade do solo</b>	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	Reflectômetro no domínio do tempo (CS615, CS650, Campbell Scientific, Inc.)	0,10; 0,20; 0,30; 0,40	60 seg
<b>Temperatura do solo</b>	°C	Reflectômetro no domínio do tempo (CS650, Campbell Scientific, Inc.)	0,10; 0,20	60 seg

---

**Fonte:** A autora.

A quantificação do fluxo de CO<sub>2</sub> na interface vegetação-atmosfera foi realizada pelo Método da Covariância de Vórtices Turbulentos (CVT) por um sistema de fluxo composto por um analisador de gases por infravermelho de caminho aberto (IRGASON, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) e um anemômetro ultrassônico tridimensional. O sistema de fluxo mede simultaneamente as flutuações da concentração de CO<sub>2</sub> [CO<sub>2</sub>] e vapor de água, temperatura do ar, pressão barométrica e velocidade tridimensional do vento. Este foi instalado a 12,4 m de altura acima do solo e direcionado ao nordeste, sendo a direção predominante do vento.

Para medir o perfil vertical de [CO<sub>2</sub>] atmosférico foi instalado um analisador de gases por infravermelho do tipo caminho fechado (LI-820, LI-COR Inc., Lincoln, NE, EUA) medindo acima e abaixo do dossel, em seis alturas (Tabela 2.1). Os valores eram registrados cada 150 segundos por altura. O ciclo com o registro das médias de todas as alturas de [CO<sub>2</sub>] era de 15 minutos (min), e posteriormente, para comparar com as demais variáveis foram convertidos em médias a cada 30 min.

O perfil vertical da [CO<sub>2</sub>] foi medido por um sistema composto por um conjunto de tubos de polietileno com baixíssima permeabilidade (M6/4P(BK)R, Detroit Fluid Power, Diadema, SP, Brasil) de diversos comprimentos e com entradas dispostas em várias alturas. Havia um conjunto de seis válvulas solenoides (EVO-3-12, Clippard, Cincinnati, OH, EUA) que permitia a troca entre as alturas de entrada e eram acionadas por um dispositivo síncrono (SDM-CD8S, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA). E a microbomba de ar (NMP 850 KNDC B, KNF, Neuberger, Alemanha) com vazão máxima ajustada para 0,8 litro min<sup>-1</sup> que coletava e conduzia o ar até o analisador.

### 2.2.3 Variáveis meteorológicas

As variáveis meteorológicas acima do solo utilizadas foram: precipitação, radiação de onda curta incidente (ROC<sub>in</sub>), radiação fotossinteticamente ativa incidente (RFA<sub>in</sub>), temperatura (T<sub>ar</sub>) e umidade relativa do ar (U<sub>ar</sub>), Tabela 2.1. O déficit de pressão de vapor (DPV) foi calculado com base nas medidas de temperatura e umidade relativa do ar com as médias registradas a 10,4 m (altura mais próxima do dossel da palma de óleo, de aproximadamente oito metros) pela equação de Tetens, descrita em Rodrigues et al. (2011).

As variáveis do solo foram: umidade do solo (U<sub>solo</sub>) em duas profundidades (0,10 e 0,40 m) e temperatura do solo (T<sub>solo</sub>) a 0,10 m, ambas foram obtidas a uma distância de 0,5 m do estipe da palma (Tabela 2.1).

As medidas meteorológicas foram registradas em microcontroladores eletrônicos (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA), armazenadas em sua memória interna e igualmente salvas em cartões de memória de alta performance (CFM2G, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) conforme os tempos de amostragens na Tabela 2.1. Os dados meteorológicos e de solos foram convertidos de arquivos binários para ascii pelo Programa LoggerNet 4.5 (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA) criando arquivos de 30 min para meteorológicos acima do solo e de 10 min para o solo. E para análise dos dados, todas as médias foram padronizadas em 30 min.

#### 2.2.4 Trocas gasosas de CO<sub>2</sub>

Os dados coletados pelo sistema de fluxo foram gravados em formato de arquivos binários a uma frequência de 10 Hz. E, após coletas de campo, a conversão aplicada foi a mesma que para os dados meteorológicos, gerando arquivos de 30 min. As medidas em ascii foram processadas pelo programa EddyPro 6.2.1, desenvolvido pela LI-COR Inc, que calcula as médias e covariâncias dos fluxos.

No programa EddyPro 6.2.1 os fluxos foram calculados com a rotação dupla, o bloco de médias para eliminar tendência, a covariância máxima com padrão para compensação do tempo de atraso e a compensação para flutuações de densidade por Webb et al. (1980). Para a qualidade dos fluxos foi aplicado Mauder e Foken (2006), a estimativa de Footprint por Kljun et al. (2004) e para remoção e contagem de picos o Mauder et al. (2013). O critério de processamento dos arquivos de 30 min no EddyPro 6.2.1 foi a presença de no mínimo 60% de dados possíveis.

#### 2.2.5 Método da covariância de vórtices turbulentos

O fluxo turbulento de CO<sub>2</sub> ( $F_c$ ) foi calculado conforme a eq.1, detalhada por Baldocchi et al. (2003):

$$F_c = \overline{\rho_a} \overline{w'c'} \quad (1)$$

onde as barras superiores representam as médias temporais,  $\rho_a$  é a densidade do ar,  $w'$  flutuações em relação ao valor médio da velocidade vertical do vento e  $c'$  flutuações em relação ao valor médio da concentração de CO<sub>2</sub>.

O balanço de CO<sub>2</sub> do ecossistema (*Net Ecosystem CO<sub>2</sub> Exchange*, NEE sigla em inglês) foi determinado de acordo com Wofsy et al. (1993), como descrito na eq.2:

$$NEE = F_c + \frac{dc}{dt} \quad (2)$$

onde  $F_c$  é o fluxo de CO<sub>2</sub> obtido pelo método de CVT e o segundo termo (eq.3) é o perfil vertical de concentração que fornece a medida direta de NEE.

$$\frac{dc}{dt} \cong \frac{d}{dt} \int_0^h c(z) d(z) \quad (3)$$

onde  $c(z)$  é a concentração de CO<sub>2</sub> a uma altura  $z$  e a mudança na taxa de CO<sub>2</sub> entre 0 e a altura  $h$  do sensor, sendo considerado o armazenamento do dossel (S).

Por convenção, os sinais referentes às medidas dos fluxos de CO<sub>2</sub> são negativos quando indicam assimilação de CO<sub>2</sub> e positivos quando fazem referência à liberação de CO<sub>2</sub>, como a respiração do ecossistema.

### 2.2.6 Curva de resposta à luz

A curva de resposta à luz (CRL) auxilia a descrever a assimilação de CO<sub>2</sub> pelas folhas da planta em função do aumento da radiação fotossinteticamente ativa, a partir da ausência total até os níveis mais altos de luz (Lobo et al., 2013). E o modelo aplicado para a CRL foi da hipérbole não retangular segundo Gilmanov et al. (2003), eq.4:

$$NEE(RFA_{in}) = \frac{1}{2\theta} (\alpha RFA_{in} + A_{max} - \sqrt{\alpha RFA_{in} + A_{max}})^2 - 4\alpha A_{max}\theta RFA_{in} + R_{eco} \quad (4)$$

onde  $\alpha$  é a eficiência quântica aparente do ecossistema ( $\mu\text{mol CO}_2 \text{ mol}^{-1}$  fóton absorvido);  $A_{max}$  é a taxa de assimilação máxima a luz saturante ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ );  $R_{eco}$  é a respiração ecossistêmica ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) e  $\Theta$  é a convexidade da curva ( $0 \leq \Theta \leq 1$ ), adimensional.

Os dados de NEE correspondentes a RFA<sub>in</sub> menores do que 10  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  foram excluídos conforme Goulden et al. (2004). São dados que equivalem aos horários com baixa turbulência mudam rapidamente de acordo com o nível de luz e assim geram incertezas (Hutyra et al., 2007).

Para as análises foi utilizado um programa computacional (SigmaPlot 11.0, SYSTAT Inc., San Jose, CA, EUA) inserindo os dados em regressão não linear.

O ponto de compensação luminosa (PCL) foi calculado pela razão da respiração ecossistêmica com a eficiência quântica ( $PCL = R_{eco}/\alpha$ ), em  $\mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , conforme Dias-Filho (2002). E o ponto de saturação luminosa (PSL), em  $\mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , foi estimado de acordo com Gomes (2012) na eq.5:

$$PSL = [(A_{max} + R_{eco}) / -\alpha] * \ln\{-[(0.9 A_{max} + R_{eco}) / (A_{max} + R_{eco})] + 1\} \quad (5)$$

### 2.2.7 Tratamento dos dados e análises estatísticas

Após a conversão dos dados, foi realizado um controle de qualidade e garantia para a retirada das medidas espúrias seguindo um protocolo estabelecido para as torres de fluxos do Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA).

As falhas no banco de dados foram ocasionadas por mau funcionamento dos instrumentos, problema no sistema de alimentação e, no caso do sistema de fluxo de caminho aberto pelos horários com chuva que podem ter gerado dados equivocados.

O preenchimento de falhas ocorreu para as medidas ausentes de precipitação. Os dados foram preenchidos com os valores diários fornecidos pela empresa Marborges Agroindústria S.A, coletados a 1 km de distância da torre.

O período de dados compreende de janeiro de 2015 a dezembro de 2018 (Tabela 2.2). A Tabela 2.2 demonstra a quantidade de medidas após o controle de qualidade e garantia dos dados. Para as variáveis meteorológicas foram utilizados os dias que apresentavam 100% dos pontos (48 pontos/dia), enquanto para os dados de fluxos foram considerados os dias que continham no mínimo 75% (36 pontos/dia).

**Tabela 2.2.** Número de dias e porcentagens em relação aos dados que deveriam ser obtidos durante um ano de medida (em parênteses) após a etapa de controle de qualidade e garantia dos dados para as variáveis meteorológicas e de fluxos.

Variáveis	2015	2016	2017	2018
<b>ROC<sub>in</sub></b>	316 (86,57%)	357 (97,81%)	349 (95,61%)	231 (63,29%)
<b>RFA<sub>in</sub></b>	317 (86,85%)	357 (97,81%)	350 (95,89%)	178 (48,77%)
<b>T<sub>ar</sub>, U<sub>ar</sub>, DPV</b>	318 (87,12%)	214 (58,63%)	288 (78,90%)	335 (91,78%)
<b>U<sub>solo</sub> e T<sub>solo</sub></b>	340 (93,15%)	336 (92,05%)	325 (89,04%)	349 (95,62%)
<b>NEE</b>	274 (75,07%)	38 (10,38%) <sup>2</sup>	170 (46,57%) <sup>3</sup>	48 (13,15%) <sup>4</sup>
<b>u<sup>*1</sup></b>	322 (88,22%)	111 (30,33%) <sup>2</sup>	196 (53,70%) <sup>3</sup>	47 (12,88%) <sup>4</sup>

<sup>1</sup> u<sup>\*</sup> refere-se à velocidade de fricção do vento nos meses de janeiro a abril, <sup>2</sup>Dias referentes aos meses de janeiro e abril. Sem dados para o PMC; <sup>3</sup> quantidade de dias nos meses de junho a dezembro; <sup>4</sup> medidas dos meses de janeiro e fevereiro.

**Fonte:** A autora.

No período estudado, o ENOS estava presente durante todo o ano de 2015 (Jiménez-Muñoz et al., 2016) com término em abril de 2016, no entanto os efeitos do evento climático continuaram ao longo do PMC (Erfanian et al., 2017). Os anos de 2017 e 2018 foram anos sem ocorrência do ENOS, portanto considerados normais.

As análises estatísticas descritivas aplicadas foram: médias, erro padrão e tamanho da amostragem. A comparação intra-anual e interanual das variáveis meteorológicas e dos fluxos foi realizada por meio de uma análise de variância (ANOVA) com dois fatores. E para indicar as possíveis diferenças entre os grupos foi conduzido o teste *post hoc* de Tukey com o nível de significância de 5% utilizando a base temporal mensal.

Para quantificar a associação das variáveis meteorológicas (RFA<sub>in</sub>, DPV, U<sub>solo</sub> e T<sub>solo</sub>) e NEE foi aplicada a correlação de Pearson e a regressão linear múltipla (RLM) para prever o NEE a partir das variáveis meteorológicas com dados na base diária. As análises estatísticas

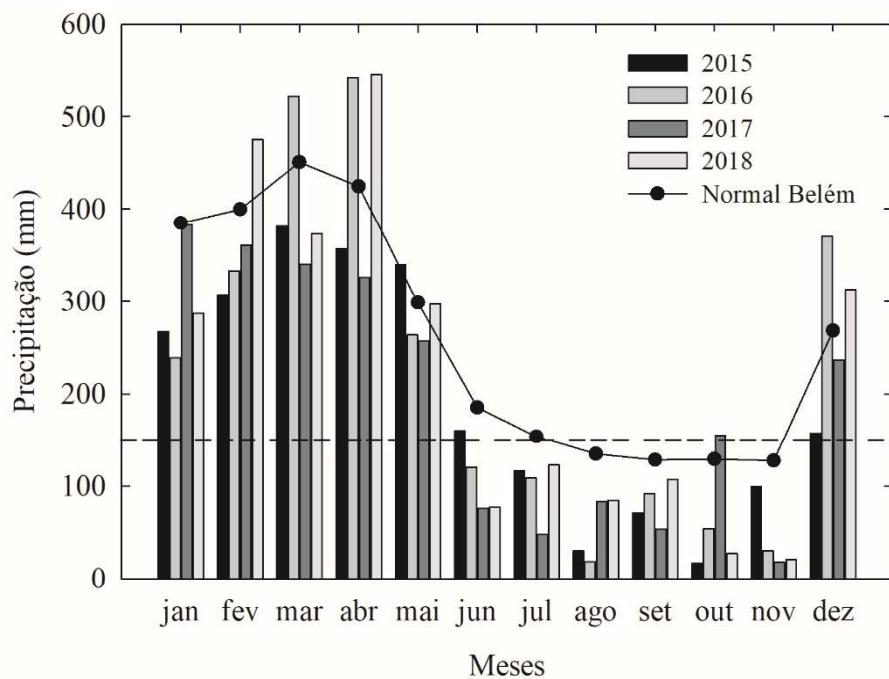
foram executadas usando um programa computacional (SigmaPlot 11.0, SYSTAT Inc., San Jose, CA, EUA).

## 2.3 Resultados

### 2.3.1 Variações sazonais e interanuais dos dados meteorológicos

A precipitação total de 2015 a 2018 foi de 2.303,60 mm, 2.692,74 mm, 2.337,78 mm e 2.732,56 mm, respectivamente. O PC correspondeu mais de 81% do total anual em todos os anos.

Os dados de precipitação obtidos no plantio de palma de óleo foram comparados com a Normal Climatológica de Belém no período de 1981-2010, sendo a cidade mais próxima de Moju que possui os dados de normais climatológicas (Fig. 2.1). De acordo com Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a precipitação total de Belém é 3.084 mm.



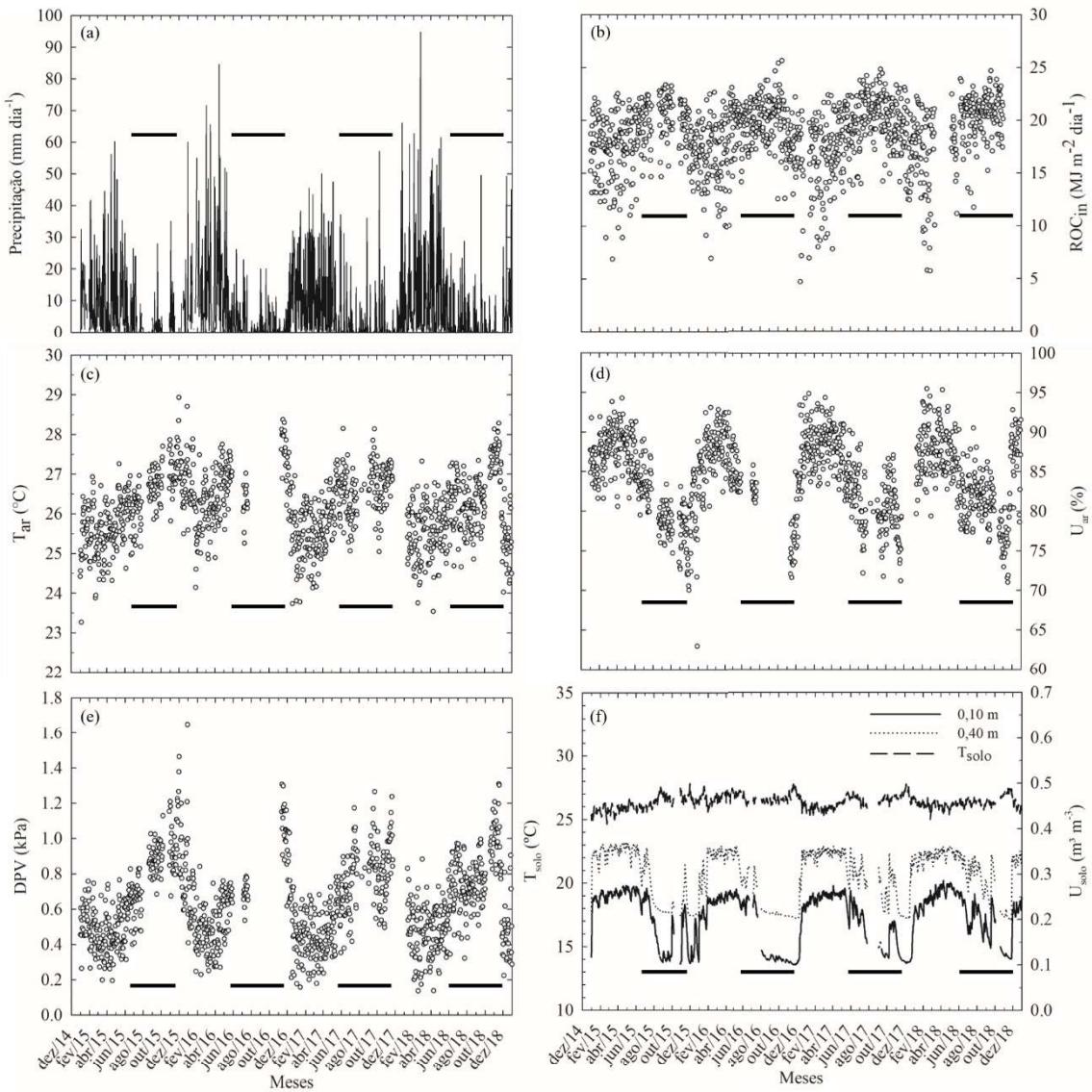
**Figura 2.1.** Precipitação mensal para os anos de 2015 a 2018 na torre de observação micrometeorológica de Moju comparada com a média da Normal climatológica de Belém (1981-2010). A linha tracejada indica o limite de 150 mm.

**Fonte:** Torre de observações micrometeorológicas (2015 a 2018) e Instituto Nacional de Meteorologia, INMET (1981-2010).

O ano de 2015 apresentou a maior redução da precipitação anual em comparação com a normal climatológica com 25,30% (780,40 mm), assim como no PC com 18,28% (255,3 mm). O ano de 2018 exibiu a menor perda de chuva anual com 11,40% (351,44 mm) e um aumento de 2,92% no PC (66,82 mm), Fig. 2.1.

A maior diminuição da precipitação ocorreu no PMC em todos os anos, com mais de 48% quando comparados com a normal climatológica de Belém. Os anos que demonstraram os maiores decréscimos foram 2015 (50,46%), 2016 (50,59%) e 2017 (50,57%), valores detalhados na Tabela 2.3. No ano de 2017, o mês de outubro apresentou precipitação de 155,38 mm. No entanto, foi considerado como PMC visto que o valor mensal de chuva do mês de novembro estava abaixo de 150 mm (Fig. 2.1).

A Figura 2.2 apresenta os valores diários das variáveis meteorológicas no PC e no PMC. As médias diárias apresentaram maiores amplitudes no PC, enquanto o PMC exibe maiores médias e menor variabilidade entre os máximos e mínimos (Fig. 2.2).



**Figura 2.2.** Variação sazonal do total diário da: Precipitação (a) e  $ROC_{in}$  (b). E dos valores médios diários de:  $T_{ar}$  (c),  $U_{ar}$  (d), DPV (e) e  $U_{solo}$  (0,10 e 0,40 m) e  $T_{solo}$  (0,10 m) (f) durante os anos de 2015 a 2018 no plantio de palma de óleo, Moju/PA. O PMC está indicado com o traço sólido preto.

O ano de 2015 apresentou o maior valor de  $ROC_{in}$  no PC, com uma diferença de mais de 3,40% do menor registro que foi no PC de 2018. A diferença nos valores do PMC foi de 4,39% entre o ano de 2016 e 2018 (Tabela 2.3). O valor médio diário variou entre  $4,70 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  em dezembro a  $25,63 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  em outubro, ambos em 2016 (Fig. 2.2b). A  $ROC_{in}$  apresentou diferença significativa entre PC e PMC ( $P<0,001$ ). No entanto, nas médias interanuais e na interação dos períodos sazonais com os anos foram iguais com  $P=0,760$  e  $P=0,620$ , respectivamente.

**Tabela 2.3.** Valores médios ( $\pm$  erro padrão) sazonais das variáveis meteorológicas em um plantio de palma de óleo no período de 2015 a 2018, Moju, Pará, Brasil.

Variáveis	2015		2016		2017		2018	
	PC	PMC	PC	PMC	PC	PMC	PC	PMC
<b>Total</b>								
<b>precipitação (mm)</b>	1.970	333,60	2.268,48	424,26	1.903,74	434,04	2.292,12	440,44
<b>ROC<sub>in</sub> (MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>)</b>	17,49	20,25	17,40	19,62	17,02	20,12	16,88	20,52
<b>T<sub>ar</sub> (°C)</b>	$\pm 0,20$	$\pm 0,19$	$\pm 0,25$	$\pm 0,17$	$\pm 0,26$	$\pm 0,17$	$\pm 0,04$	$\pm 0,01$
<b>U<sub>ar</sub> (%)</b>	25,84	26,72	26,36	27,03	25,67	26,63	25,51	26,49
<b>DPV (kPa)</b>	$\pm 0,03$	$\pm 0,05$	$\pm 0,03$	$\pm 0,09$	$\pm 0,03$	$\pm 0,03$	$\pm 0,03$	$\pm 0,04$
<b>U<sub>solo 0,10 m</sub> (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)</b>	86,00	79,32	86,44	79,00	88,11	80,54	87,69	80,87
<b>U<sub>solo 0,40 m</sub> (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)</b>	$\pm 0,13$	$\pm 0,22$	$\pm 0,13$	$\pm 0,39$	$\pm 0,13$	$\pm 0,19$	$\pm 0,13$	$\pm 0,17$
<b>T<sub>solo</sub> (°C)</b>	0,55	0,86	0,54	0,89	0,45	0,80	0,47	0,79
<b>U<sub>solo 0,10 m</sub> (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)</b>	0,24	0,16	0,23	0,14	0,23	0,17	0,25	0,18
<b>U<sub>solo 0,40 m</sub> (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>)</b>	0,32	0,24	0,32	0,23	0,33	0,27	0,34	0,28
<b>T<sub>solo</sub> (°C)</b>	25,91	$25,56 \pm 0,02$	26,73	26,65	26,20	26,60	26,12	26,48

**Fonte:** A autora.

Assim como a ROC<sub>in</sub>, as variáveis como T<sub>ar</sub>, U<sub>ar</sub>, DPV e U<sub>solo</sub> apresentaram valores extremos ao longo do ENOS 15-16 (Tabela 2.3). Entre os anos de 2016 (maior média) e 2018 (menor), a T<sub>ar</sub> aumentou 3,22% no PC e 2% no PMC. A U<sub>ar</sub> reduziu 2,40% no PC (2015 e 2017) e 2,31% no PMC nos anos de 2016 e 2018. E o DPV no PC reduziu 18,18% (2015 e 2017) e no PMC foi de 11,24% entre 2016 e 2018 (Tabela 2.3).

As médias interanuais de T<sub>ar</sub>, U<sub>ar</sub> e o DPV foram iguais com valores de P=0,054, P=0,275 e P=0,258, respectivamente. E o mesmo resultado foi encontrado comparando os períodos sazonais entre os anos, com os seus respectivos valores de P=0,802, P=0,976 e P=0,988. A diferença significativa das médias ocorreu entre o PC e PMC (P<0,001).

A U<sub>solo</sub> a 0,10 m apresentou diferença de 8% e 22,22% no PC e PMC, respectivamente, entre os valores extremos presentes nos anos de 2016, 2017 e 2018. A 0,40 m a diferença foi menor no PC (5,89%) e PMC (17,86%) entre 2015, 2016 e 2018 (Tabela 2.3). O valor diário

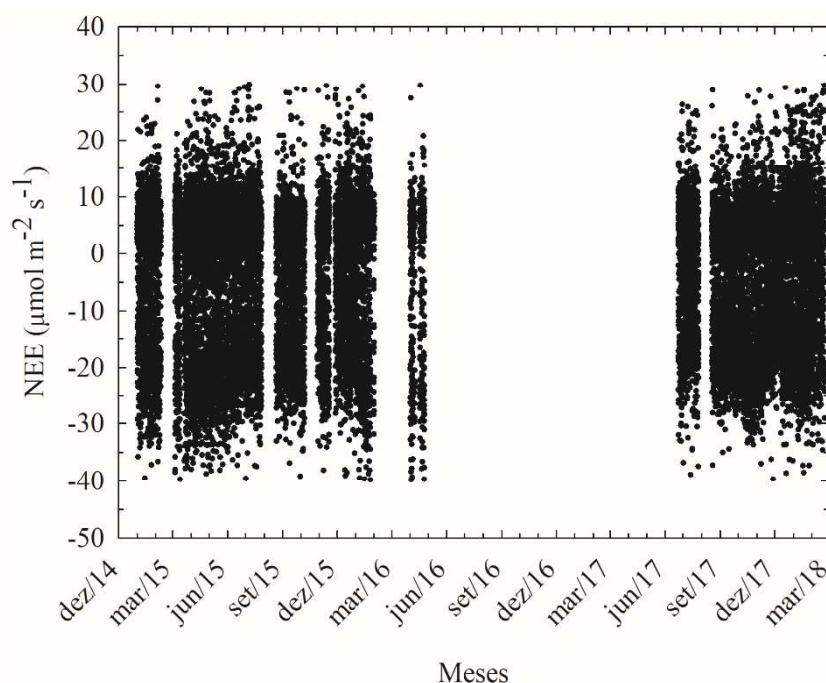
de  $U_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  a 0,10 m exibiu uma variação de  $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (novembro de 2016) a  $0,29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (abril de 2018), linha sólida na Fig. 2.2f. A média diária de  $U_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  a 0,40 m variou entre  $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (novembro de 2018) a  $0,37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (abril de 2015), linha pontilhada na Fig. 2.2f.

As médias interanuais de  $U_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  a 0,10 m ( $P=0,575$ ) e a 0,40 m ( $P=0,322$ ) foram iguais. Da mesma forma que para a comparação dos períodos sazonais e os respectivos anos com valores de  $P=0,990$  (0,10 m) e  $P=0,817$  (0,40 m). A diferença significativa das médias de  $U_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  ocorreu entre o PC e PMC ( $P<0,001$ ). E com a inclusão do fator profundidade (ANOVA três fatores), as médias da  $U_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  entre 0,10 e 0,40 m são significativas ( $P<0,001$ ).

A  $T_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  a 0,10 m no PC obteve uma diferença de 3,07% no PC e 4,09% no PMC (2015 e 2016) entre os extremos das médias sazonais, Tabela 2.3. O valor diário foi de  $24,63 \text{ }^{\circ}\text{C}$  em fevereiro a  $27,81 \text{ }^{\circ}\text{C}$  em dezembro, ambos em 2015 (linha tracejada na Fig. 2.2f). A  $T_{\text{sol}}^{\text{solo}}$  não variou muito entre os anos, a amplitude dos dados diários foi de, aproximadamente  $3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . No entanto, apresentou médias interanuais ( $P<0,05$ ), intra-anuais ( $P<0,001$ ) e as interações entre a sazonalidade e os anos ( $P<0,01$ ) diferentes estatisticamente.

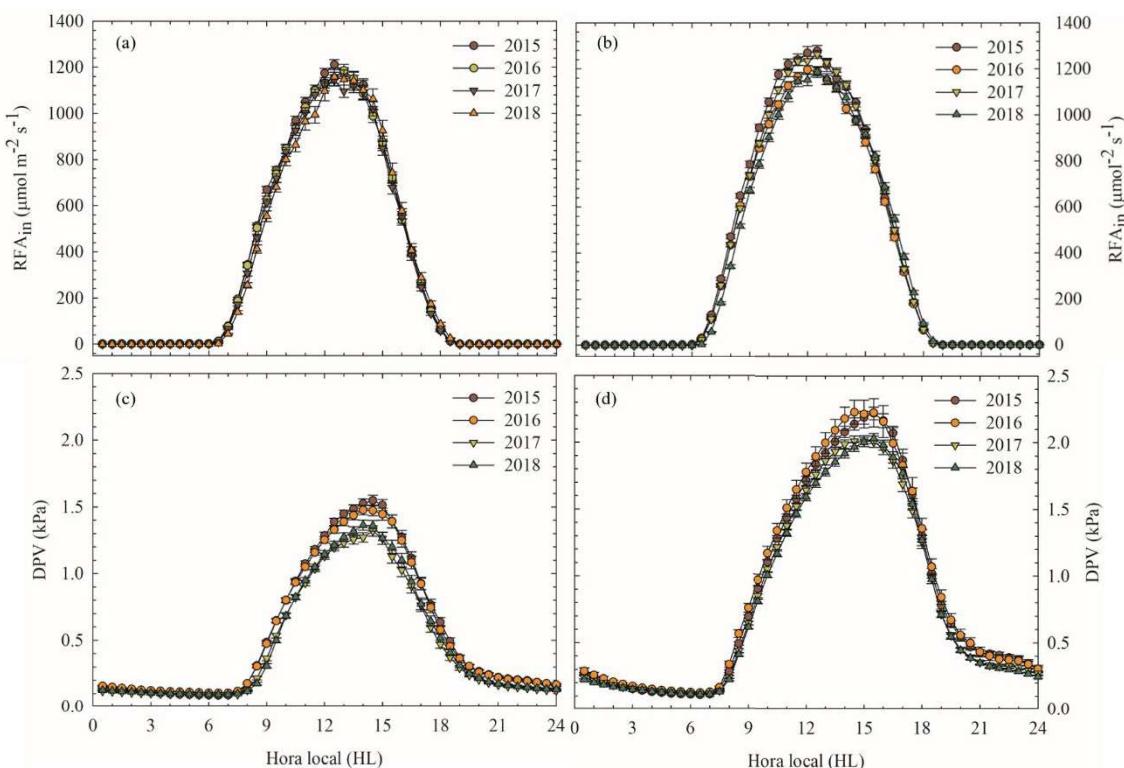
### 2.3.2 Padrões diários e sazonais de $\text{RFA}_{\text{in}}$ , NEE, DPV e $u^*$

Foram utilizadas 23.791 medidas válidas a cada 30 minutos de NEE entre janeiro de 2015 a fevereiro de 2018, variando entre  $-39,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (março de 2015) a  $29,58 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  (fevereiro de 2015), Fig. 2.3.



**Figura 2.3.** Série temporal do Balanço de CO<sub>2</sub> do Ecossistema (NEE;  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) com 23.791 medidas a cada 30 min durante janeiro de 2015 a fevereiro de 2018 em um plantio de palma de óleo, Moju/PA.

As curvas médias diárias estão dispostas em horário local (HL). A RFA<sub>in</sub> foi presente das 06:30 até às 18:30, Fig. 2.4a e b. Os picos de RFA<sub>in</sub> ocorreram entre 12:30 e 13:00, com as médias variando entre  $1.143,28 \pm 25,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2017) a  $1.209,98 \pm 21,38 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2015) no PC (Fig. 2.4a). E no PMC foi de  $1.186,44 \pm 24,35 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2018) a  $1.278,14 \pm 23,39 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2015), Fig. 2.4b.

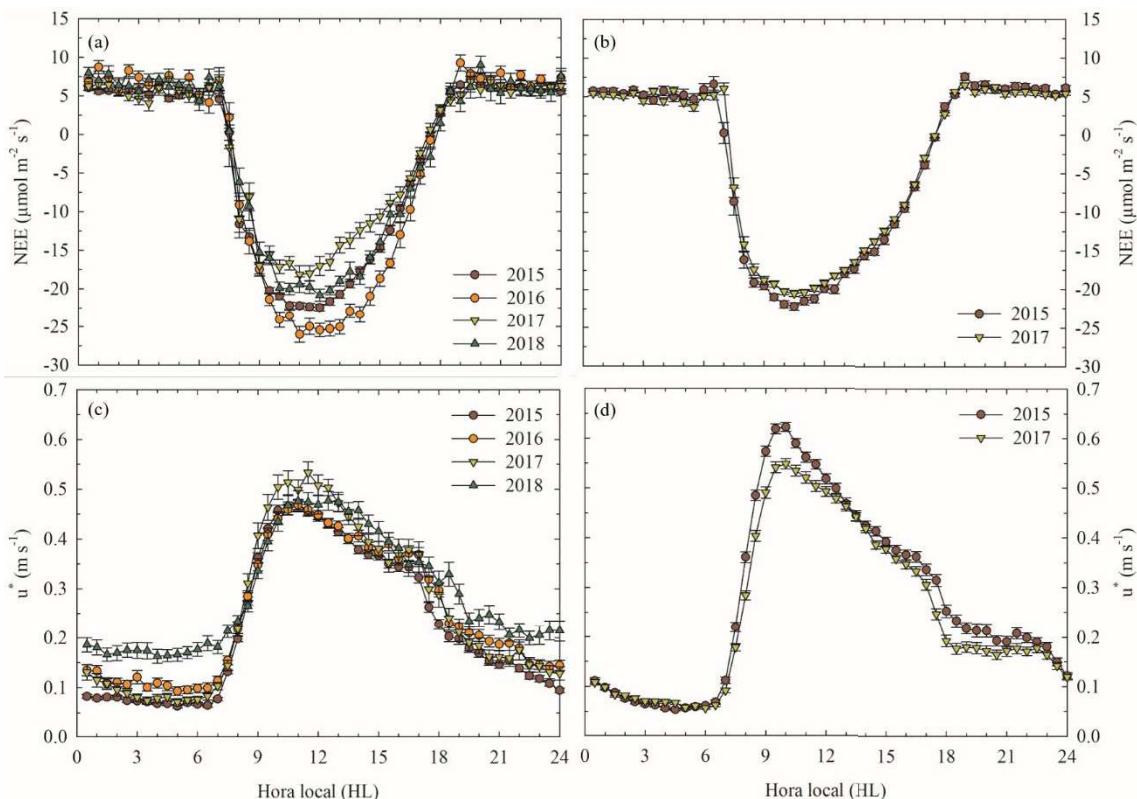


**Figura 2.4.** Curva média diária de RFA<sub>in</sub> ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) (em (a) e (b)) e DPV (kPa) em (c) e (d) em um plantio de palma de óleo, Moju/PA no período de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical indica o erro padrão. As figuras (a) e (c) representam o PC e as figuras (b) e (d) o PMC.

O DPV apresentou valores máximos no PC e PMC das 14:00 às 15:30. No PC, as médias variaram entre  $1,32 \pm 0,04 \text{ kPa}$  (em 2017) a  $1,55 \pm 0,04 \text{ kPa}$  (em 2015) (Fig. 2.4c). E no PMC, as maiores médias foram de  $2,01 \pm 0,04 \text{ kPa}$  (em 2017) a  $2,23 \pm 0,09 \text{ kPa}$  (em 2016), Fig. 2.4d. Na parte da tarde o declínio do DPV deu-se de forma mais rápida no PMC (Fig. 2.4d).

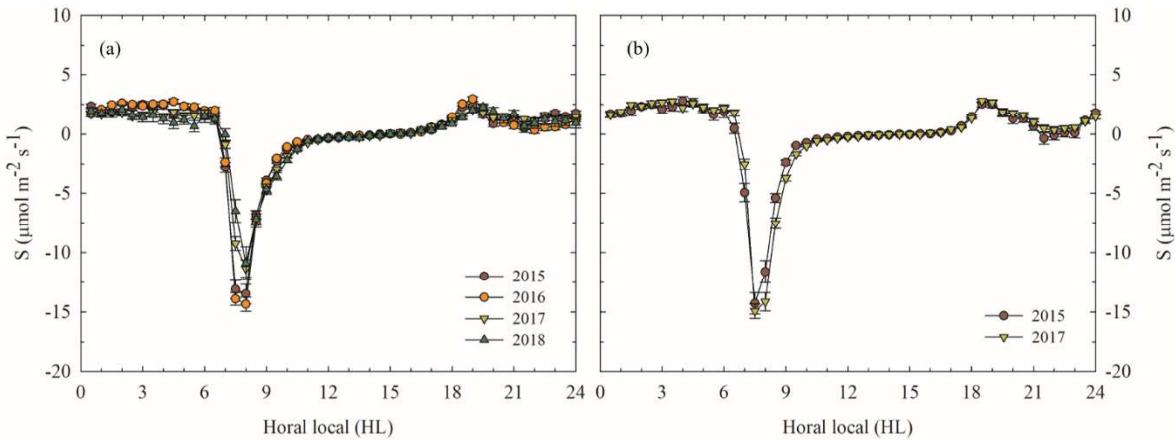
No início da manhã o NEE tornou-se negativo, indicando assimilação de CO<sub>2</sub>, mais rapidamente no PMC (Fig. 2.5b). Os primeiros registros de NEE negativos no PMC ocorreram às 07:30 com  $-8,75 \pm 1,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  a um valor correspondente de RFA<sub>in</sub> de  $287,90 \pm 6,99$

$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2015 e  $-6,77 \pm 1,26 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  a uma RFA<sub>in</sub> equivalente a  $260,07 \pm 6,71 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017. No PC foi observado o início da assimilação entre 07:30 (em 2017) e 08:00 (demais anos), com variação de  $-1,69 \pm 2,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  a RFA<sub>in</sub> equivalente de  $171,80 \pm 6,21 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2017) a  $-11,60 \pm 1,05 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  a um valor de RFA<sub>in</sub> de  $345,16 \pm 9,65 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2015), Fig. 2.5a.



**Figura 2.5.** Curva média diária do NEE ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) em (a) e (b) e velocidade de fricção do vento,  $u^*$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) em (c) e (d) do plantio de palma de óleo, Moju/PA de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical representa o erro padrão. O PC está indicado pelas figuras (a) e (c) e o PMC pelas (b) e (d).

O registro da assimilação de CO<sub>2</sub>, em ambos os períodos, coincidiram com os máximos negativos de armazenamento de CO<sub>2</sub>, que expressa a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera abaixo do ponto de medida da CVT. No PC, às 08:00, os valores estavam entre  $-10,91 \pm 1,38 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2018) a  $-14,34 \pm 0,59 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2016), Fig. 2.6a. No PMC, às 07:30, foi  $-14,28 \pm 0,88 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2015 e  $-14,92 \pm 0,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017 (Fig. 2.6b).



**Figura 2.6.** Curva média diária do armazenamento ( $S$ ;  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) de 2015 a 2018, durante o período chuvoso (a) e período menos chuvoso no plantio de palma de óleo, Moju/PA de 2015 a 2018. Cada círculo é a média de 30 minutos e a barra vertical representa o erro padrão.

Os picos negativos de NEE no PC foram entre  $-18,16 \pm 1,15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017 a  $-26,01 \pm 1,00 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2016, ambos às 11:00 (Fig. 2.5a). No PMC, o NEE foi de  $-22,18 \pm 0,49 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2015 e de  $-20,50 \pm 0,41 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017 às 10:30 (Fig. 2.5b). As curvas médias diárias demonstraram que os maiores valores de NEE ocorreram no PC de 2015 e 2016, anos com a influência do ENOS (Fig. 2.5a). Em compensação, o ano de 2017, em uma comparação intra-anual, o NEE é maior no PMC em detrimento do PC (Fig. 2.5a e b).

No período de 2015 a 2018, as médias interanuais do NEE, no período diurno, foram diferentes estatisticamente ( $P<0,001$ ) e as intra-anuais (PC e PMC) não diferiram entre si ( $P=0,121$ ). Os valores noturnos de NEE, entre 18:00 e 06:00 com dados de  $u^*$  filtrados acima de  $0,10 \text{ m s}^{-1}$ , no PC variaram de  $5,61 \pm 0,23 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2017) a  $7,39 \pm 0,24 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (em 2016). E no PMC de 2015 foi de  $6,23 \pm 0,13 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e  $5,64 \pm 0,11 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017. As médias mensais noturnas de NEE entre os anos ( $P=0,027$ ) foram diferentes entre si e períodos sazonais ( $P=0,812$ ) foram iguais.

A  $u^*$  apresenta valores noturnos abaixo de  $0,33 \text{ m s}^{-1}$  nos dois períodos (Fig. 2.5c e d). O rápido aumento da  $u^*$  foi após as 07:30, coincidindo com o início da elevação da RFA<sub>in</sub> (Fig. 2.4a e b) e os picos de armazenamento de CO<sub>2</sub> (Fig. 2.6). Os máximos atingidos no PC variaram de  $0,47 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  (em 2015 e 2016) a  $0,53 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$  (em 2017) entre 11:00 e 11:30, Fig. 2.5c. E no PMC os valores superiores foram  $0,62 \text{ m s}^{-1}$  em 2015 e  $0,55 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  em 2017 às 10:00, Fig. 2.5d.

### 2.3.3 Padrão sazonal da Curva de resposta à luz

Os parâmetros fotossintéticos obtidos pela CRL demonstraram que os anos sob influência do ENOS apresentaram valores mais elevados de  $A_{\max}$  e  $R_{\text{eco}}$  (Tabela 2.4). No PC, a  $A_{\max}$  em 2015 foi de  $36,19 \pm 1,92 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e em 2016 com  $36,79 \pm 2,32 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . E a  $R_{\text{eco}}$  foi de  $6,75 \pm 0,45 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2015 e  $7,44 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2016. Os dados do ano de 2018 não apresentaram bons ajustes na CRL, os parâmetros como  $\alpha$  foi acima do que o encontrado para plantas  $C_3$ , definido como  $\alpha$  máxima teórica alcançada pelas folhas no valor de  $0,06 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fôton absorvido (Farquhar et al., 1980). E a  $\Theta$  foi muito inferior aos melhores valores de convexidade que estão entre 0,70 e 0,99 (Ogren, 1993).

**Tabela 2.4.** Parâmetros obtidos pelo ajuste da CRL aos dados de NEE em relação a  $RFA_{\text{in}} (>10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1})$  para o PC e o PMC entre os anos de 2015 e 2018 em um cultivo de palma de óleo no leste da Amazônia. Onde: n é o número de dados utilizados;  $\alpha$  é a eficiência quântica ( $\mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fôton absorvido);  $\Theta$  é a convexidade da curva;  $A_{\max}$  é a taxa máxima de assimilação ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ );  $R_{\text{eco}}$  é a respiração ecossistêmica ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )  $\pm$  erro padrão e  $r^2$  é o coeficiente de determinação. Os parâmetros como o PCL (ponto de compensação luminosa,  $\mu\text{mol fôtons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e o PSL (ponto de saturação luminosa,  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) foram calculados com base nos ajustes determinados pela CRL.

Anos	Períodos	n	$\alpha$	$\Theta$	$A_{\max}$	$R_{\text{eco}}$	PCL	PSL	$r^2$
2015	PC	4.0	0,055	0,62	36,19	$6,75 \pm$	123,20	509,50	0,62
		27	$\pm 0,005a$	$\pm 0,12a$	$\pm 1,92a$	$0,45a$	a	a	
	PMC	2.1	0,054	0,67	33,04	$7,42 \pm$	136,70	485,50	0,61
		64	$\pm 0,006a$	$\pm 0,13a$	$\pm 1,99a$	$0,64a$	a	a	
	ANUAL	6.1	0,054	0,65	34,64	$6,92 \pm$	127,14	496,94	0,61
		91	$\pm 0,004$	$\pm 0,09$	$\pm 1,37$	0,37			
2016	PC	807	0,052	0,87	36,79	$7,44 \pm$	143,60	555,60	0,74
			$\pm 0,006a$	$\pm 0,07a$	$\pm 2,32a$	$0,76a$	a	a	
	PC	717	0,040	0,98	21,35	$5,65 \pm$	144,01	449,50	0,51
			$\pm 0,005a$	$\pm 0,02a$	$\pm 1,19a$	$0,79a$	a	a	
2017	PMC	3.2	0,047	0,85	28,12	$6,86 \pm$	145,58	484,30	0,60
			$\pm 0,004a$	$\pm 0,05a$	$\pm 1,06a$	$0,45a$	a	a	
	ANUAL	3.9	0,046	0,88	26,81	$6,64 \pm$	144,67	475,40	0,58
		20	$\pm 0,003$	$\pm 0,04$	$\pm 0,86$	0,40			

<sup>1</sup> CRL referente aos meses de janeiro e abril. Sem dados para o PMC; <sup>2</sup> PC de 2017 sendo representado apenas pelo mês de dezembro.

Médias com a mesma letra não são estatisticamente diferentes,  $P<0,05$  (Tukey).

**Fonte:** A autora.

Os anos de 2015 e 2016 exibiram elevados valores de  $\alpha$ . O PC de 2015 apresentou  $0,055 \pm 0,005 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido ou 18,18 fótons absorvidos para fixar uma molécula de  $\text{CO}_2$  (91,67%  $\alpha$  teórica máxima). No ano de 2016 a  $\alpha$  foi  $0,052 \pm 0,006 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido, correspondendo a 19,23 fótons absorvidos (86,67% da  $\alpha$  teórica). E o menor registro de  $\alpha$  foi no PC de 2017 com  $0,040 \pm 0,005 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido, equivalente a 25 fótons absorvidos (66,67%  $\alpha$  teórica máxima), Tabela 2.4.

Os ajustes no PMC, demonstraram que o ano de 2015 apresentou maior  $A_{\max}$  com  $33,04 \pm 1,99 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em relação ao ano de 2017 com  $28,12 \pm 1,06 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . As medidas de  $\alpha$  foram semelhantes com  $0,054 \pm 0,006 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido, correspondendo a 18,52 fótons absorvidos (90%  $\alpha$  teórica máxima) em 2015 e  $0,047 \pm 0,004 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido, equivalente a 21,28 fótons absorvidos (78,83%  $\alpha$  teórica máxima) em 2017. Analisando somente o ano de 2017, a  $A_{\max}$  no PMC foi superior em aproximadamente  $7,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  do que o PC. (Tabela 2.4).

Os maiores valores de  $R_{\text{eco}}$  foram presentes nos anos de 2015 e 2016. No PC de 2016 com  $7,44 \pm 0,76 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  e PMC em 2015 com  $7,42 \pm 0,64 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Tabela 2.4).

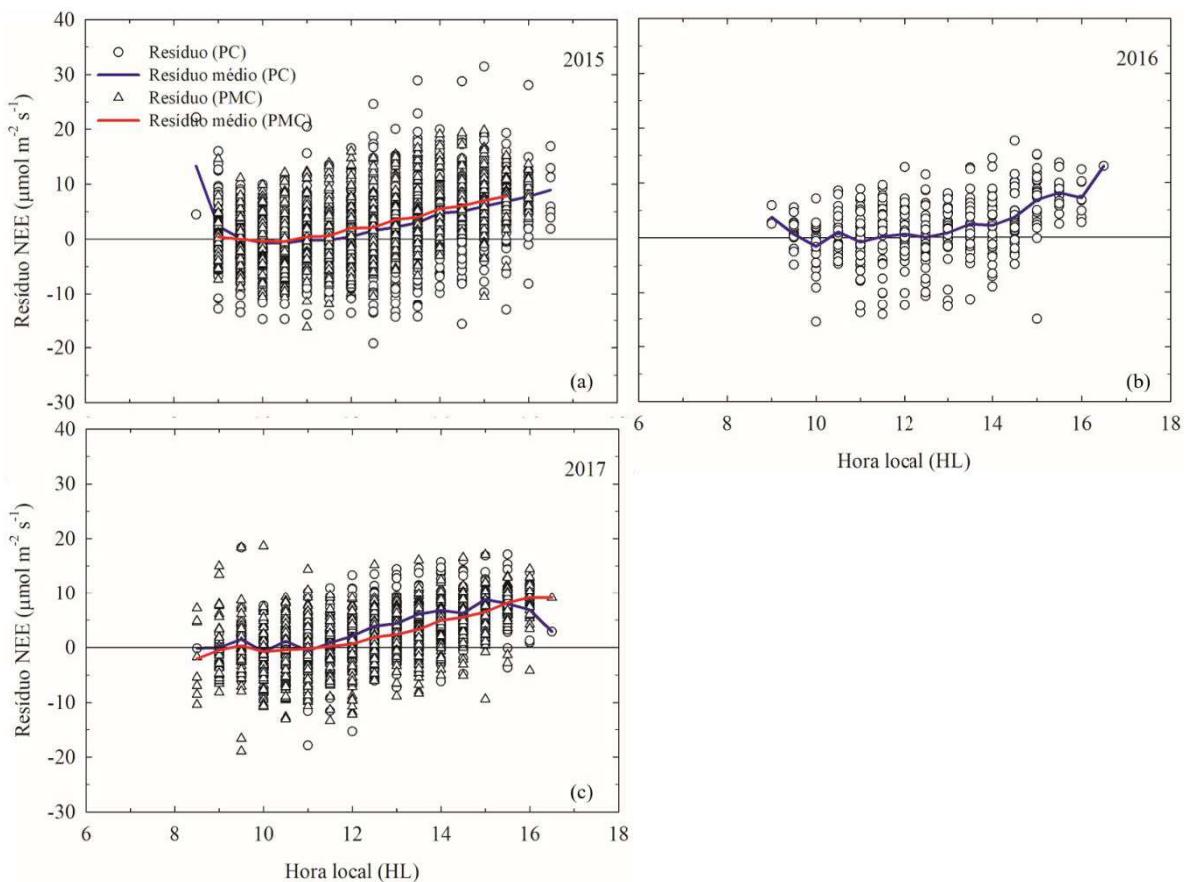
Nos anos de 2015 e 2016, o PCL variou de  $123,20 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (PC de 2015) a  $143,60 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (PC de 2016), logo as medidas de radiação acima desses valores indicam o início da assimilação de  $\text{CO}_2$ . As medidas do PCL foram menores do que o encontrado para  $RFA_{\text{in}}$  equivalente nos primeiros registros de NEE (Fig. 2.4a e b; Fig. 2.5a e b). Dessa forma, observou-se que os níveis de radiação para o início da assimilação de  $\text{CO}_2$  foram mais baixos. A fotossíntese tornou-se saturada mais rapidamente no PMC de 2015 ( $485,50 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e necessitou de mais radiação no PC de 2016 ( $555,60 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ). O ano de 2017 exibiu medidas similares do PCL entre ambos os períodos sazonais e PSL superior no PMC (Tabela 2.4).

Os melhores ajustes de  $\Theta$  foram no PC de 2016 e 2017. Os parâmetros obtidos pela CRL e os calculados foram submetidos a ANOVA de dois fatores, logo, todos os parâmetros fotossintéticos foram iguais interanual e intra-anualmente. E por fim, o modelo de hipérbole não retangular aplicado demonstrou, pelo valor de  $r^2$ , que os valores de NEE são explicados entre 51-74% em função  $RFA_{\text{in}}$  (Tabela 2.4).

Para observar os horários ao longo do dia, que apresentaram maior fotossíntese ou menor respiração, foi realizado o cálculo de resíduo de NEE conforme Goulden et al. (2004).

O resíduo é resultado da subtração entre o NEE observado (CVT) e o estimado (CRL) sob alta irradiação.

Os valores médios do resíduo, dos anos com ENOS em ambos os períodos, no início da manhã são positivos, indicando que está ocorrendo menor fotossíntese ou maior respiração (Fig. 2.7). No ano de 2017 (PC e PMC), às 08:30 os resíduos demonstram maior fotossíntese ou menor respiração (valores negativos), Fig. 2.7c. Em todos os anos, durante a manhã, os resíduos ficam próximos a zero. Tornaram-se positivos após as 10:30, como no PMC de 2015 (Fig. 2.7a).

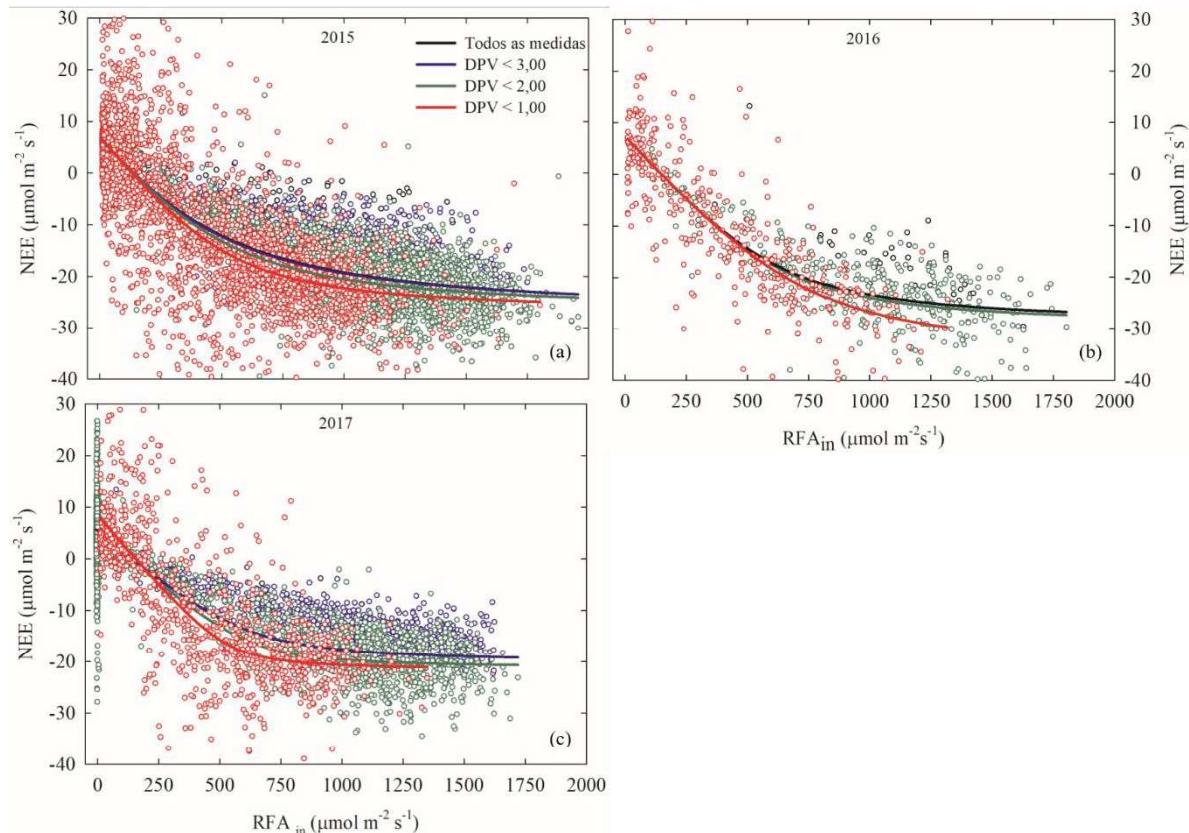


**Figura 2.7.** Resíduo do Balanço de CO<sub>2</sub> a nível de Ecossistema calculado a partir dos dados de NEE com RFA<sub>in</sub> maior que 800 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> para os anos de 2015 a 2017. O resíduo foi calculado a partir da subtração do NEE observado pelo NEE estimado pela CRL. Os valores abaixo de zero indicam maior fotossíntese ou menor respiração e acima de zero indica menor fotossíntese ou maior respiração.

Nas duas estações e durante à tarde, a média do resíduo aumentou consideravelmente, sendo semelhantes entre os PC e PMC nos anos de 2015 (Fig. 2.7a). No período da tarde, o resíduo variou entre 0,79 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (PC de 2016), atingindo o pico de 13,02 μmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> às 16:30 (PC de 2016), Fig. 2.7b.

### 2.3.4 Efeitos das variáveis meteorológicas no NEE

A influência do DPV foi observada por meio do ajuste de CRL para diferentes níveis de DPV, independente da sazonalidade e com o valor de  $RFA_{in}$  maior que  $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (Fig. 2.8).



**Figura 2.8.** Curva de resposta à luz (CRL) entre o NEE e a  $RFA_{in}$  (superior que  $10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) em diferentes níveis de DPV para os anos de 2015 (a), 2016 (b) e 2017 (c) no plantio de palma de óleo no leste amazônico. Os círculos abertos são as medidas de NEE e as linhas sólidas são os ajustes da CRL com seus respectivos níveis de DPV. A cor preta faz referência a todas as medidas de NEE e  $RFA_{in}$  a cada 30 minutos e todas as medidas de DPV; a cor azul para os dados de NEE e  $RFA_{in}$  com  $DPV < 3,00 \text{ kPa}$ ; a cor verde para  $DPV < 2,00 \text{ kPa}$ ; e a cor vermelha para  $DPV < 1,00 \text{ kPa}$ . O número de médias de 30 min utilizado foi de: 6.191 em 2015, 807 em 2016 e 2.804 em 2017.

O ano de 2016 não apresentou valores de DPV maiores que 3,00 kPa, portanto a cor azul não está representada na Fig. 2.8b. Os resultados determinados pela CRL para todas as medidas (linha preta) e para  $DPV < 3,00 \text{ kPa}$  (linha azul) foram muito semelhantes, em razão da

quantidade de médias de DPV maior que 3,00 kPa (Fig. 2.8). Em todos os anos, quanto menor o DPV maior foi o NEE, com aumento mais pronunciado quando menor que 1,00 kPa (Fig. 2.8).

Os valores de  $A_{max}$ , a DPV<1,00 kPa, variaram entre  $30,21 \pm 1,78 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2017 (Fig. 2.8c) a  $43,02 \pm 7,41 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  em 2016 (Fig. 2.8c). E os valores de  $R_{eco}$  entre  $7,15 \pm 0,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (2015) a  $8,49 \pm 0,70 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (2017).

O NEE pode ter sido influenciado por um ou mais fatores meteorológicos nos anos de 2015 a 2018. E para testar a hipótese de que a assimilação CO<sub>2</sub> foi influenciada pelo DPV e U<sub>solo</sub> foi realizada a Correlação de Pearson com os dados diários e divididos sazonalmente, assim como a comparação com outras variáveis (Tabela 2.5).

**Tabela 2.5.** Correlação de Pearson entre as médias diárias das variáveis NEE, RFA, DPV, U<sub>solo</sub> e T<sub>solo</sub> a (0,10 m) no plantio de palma de óleo durante os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia. O n o número utilizado das médias diárias.

Ano	Período		RFA <sub>in</sub>	DPV	U <sub>solo</sub>	T <sub>solo</sub>
		NEE	-0,357*	0,193	-0,389*	0,149*
2015	<b>PC (n= 176)</b>	RFA <sub>in</sub>	1	0,255*	0,289*	- 0,0292*
		DPV		1	-0,712*	0,612*
		NEE	-0,279*	-0,0110	0,0427	0,0149
2016	<b>PMC (n= 120)</b>	RFA <sub>in</sub>	1	0,426*	-0,253*	0,207*
		DPV		1	-0,676*	0,733*
		NEE	-0,457*	-0,229	-0,437*	-0,288
2017 <sup>1</sup>	<b>PC (n= 37)</b>	RFA <sub>in</sub>	1	-0,700*	0,142	0,388*
		DPV		1	-0,204	0,429*
		NEE	0,108		-0,155	0,350*
2018	<b>PC (n= 37)</b>	RFA <sub>in</sub>	1		0,0134	0,186
		NEE	-0,193*	-0,0640	0,0385	-0,0341
		DPV		1	-0,453*	0,0368
	<b>PMC (n= 113)</b>	NEE	-0,259	-0,504*	0,217	-0,219
		RFA <sub>in</sub>	1	0,250*	0,0449	-0,192*
		DPV		1	-0,453*	0,0368

\*Coeficiente de correlação de Pearson significativo com P<0,050.

<sup>1</sup>PC de 2017 foi representado somente pelo mês de dezembro, período sem dados de DPV.

As interpretações das correlações, coeficientes positivos ou negativos, utilizadas foram: muito fraca (0,00 a 0,19), fraca (0,20 a 0,39), moderada (0,40 a 0,69), forte (0,70 a 0,89) e muito forte (0,90 a 1,00), segundo Baba et al. (2014).

Os dados diários demonstraram que houve uma correlação negativa e significativa ( $P<0,05$ ) entre NEE e a  $RFA_{in}$ , em todos os anos e períodos, com exceção dos PC de 2017 e 2018 (Tabela 2.5). A relação do NEE e  $RFA_{in}$  variou de muito fraca (PMC de 2017) a moderada (PC de 2016). Enquanto o DPV somente apresentou uma correlação moderada e negativa significativamente com NEE no PC de 2018.

As correlações positivas e significativas entre  $RFA_{in}$  e o DPV, variaram entre fraca (PC de 2015 e PMC de 2017) a forte (PC de 2018). Por outro lado, foi observado uma forte correlação negativa e significativa no PC de 2016 (Tabela 2.5).

O NEE pode reduzir ou aumentar em virtude, também, da redução ou aumento da  $U_{solo}$  a 0,10 m, resultante da correlação negativa. As correlações significativas ocorreram no PC de 2015 e 2016, sendo fraca e moderada, respectivamente (Tabela 2.5).

A  $T_{solo}$  apresentou uma correlação positiva e significativa com o NEE no PC de 2015 e de 2017, cujas relações foram de muito fraca e fraca, nesta ordem. Ainda no solo, nos anos de 2015 (PC e PMC), 2017 (PMC) e 2018 (PC), a  $U_{solo}$  e o DPV foram correlacionados significativamente de maneira negativa, variando entre moderada a forte (Tabela 2.5).

Os resultados da RLM, utilizando as médias diárias, não apresentaram fortes correlações. Durante os anos com influência de ENOS, a melhor predição do NEE foi com a  $RFA_{in}$  e DPV no PC de 2015, com coeficiente de determinação ( $r$ ) igual a 0,46 e coeficiente de correlação ( $r^2$ ) igual a 0,21. O PMC de 2015 apresentou predição com a  $RFA_{in}$ , com fraca correlação ( $r=0,28$ ,  $r^2=0,08$ ). O PC de 2016 obteve os melhores resultados com a predição do NEE pela  $RFA_{in}$  e  $U_{solo}$  a 0,10 m ( $r=0,59$  e  $r^2=0,35$ ). Nos anos normais, 2017 (PC e PMC), o NEE exibiu baixo coeficiente de determinação e de correlação com a  $RFA_{in}$ , PC com  $r=0,10$  e  $r^2=0,01$  e PMC com ( $r=0,19$  e  $r^2=0,04$ ). Para o PC de 2018, a melhor predição do NEE foi com o DPV ( $r=0,50$  e  $r^2=0,25$ ).

No período de 2015 a 2018, em quase todas as regressões, a  $RFA_{in}$  predisse o NEE sendo associada ou não com outra variável meteorológica. Das variáveis meteorológicas, a  $RFA_{in}$  apresentou diferença estatística intra e interanual ( $P<0,05$ ), podendo ter influenciado nas correlações.

## 2.4 Discussão

### 2.4.1 Fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> sob efeito do ENOS

O ENOS está associado com mudanças sazonais no ciclo anual da precipitação, reduzindo as chuvas na maior parte do ano (Foley et al., 2002). Nos anos estudados, a redução da precipitação foi maior no PMC. Assim como foi observado por Marengo et al. (2011), onde o norte e o sul da Amazônia foram afetados pela seca de 2010 que começou no início do verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro) do ENOS, diminuindo as chuvas no PMC e quase sem influência no PC. No centro-norte da Amazônia, Marengo et al. (2017) encontraram precipitação abaixo do normal entre 200 a 300 mm no PC no ENOS 15-16. Evento que causou, em grande parte da Amazônia, anomalias na precipitação e notadas mesmo após o seu término (meados de abril de 2016), intensificadas no PMC durante os meses de junho a agosto e com picos de setembro a novembro (Erfanian et al., 2017).

Os dados médios diários de dezembro de 2015, por exemplo, embora caracterizado como PC e com 157,80 mm de precipitação, foram maiores em T<sub>ar</sub> e DPV e menor de U<sub>ar</sub> com 28,93 °C, 1,65 kPa e 62,94%, respectivamente (Fig. 2.2c, d e e). Os valores mais extremos das variáveis meteorológicas em 2015 e 2016 coincidiram com a avaliação trimestral de novembro e dezembro de 2015 e janeiro de 2016. Segundo o Centro Nacional de Previsão de Previsão Climática (*National Weather Service Climate Prediction Center*, NOAA) foi o trimestre com a maior anomalia da temperatura da superfície do mar com +2,6 °C e que se estendeu até o trimestre de dezembro/2015 a fevereiro/2016 com +2,5 °C. Ressalta-se que mesmo com o aumento da T<sub>ar</sub>, os valores sazonais encontrados neste estudo estiveram dentro da faixa ótima para a palma de óleo, entre 24 e 28 °C (Corley; Tinker, 2016).

O estudo de Brum et al. (2018), em uma floresta secundária no município de Tailândia, Pará, durante o ENOS 15-16 (outubro de 2015 a abril de 2016) encontraram uma redução de 28% de RFA<sub>in</sub> no PC em relação ao PMC, e aumento de 50% no DPV e declínio de 32% da U<sub>solo</sub> no PMC. Resultados que demonstraram comportamentos similares ao presente trabalho. Na província de Jambi, Indonésia, Meijide et al. (2018) determinaram que o monocultivo de palma de óleo foi mais quente e seco em relação a um seringal monocultivo de seringueira e floresta no ENOS 15-16 em detrimento dos anos normais. Segundo os autores anteriores, foram observados o acréscimo de 0,7 °C na T<sub>ar</sub>, redução de 6,8% na U<sub>ar</sub> e aumento de 70% no DPV.

Santos et al. (2011) na Floresta Nacional (FLONA) de Caxiuanã, Município de Melgaço, Pará, encontraram uma redução significativa da precipitação entre o mês mais chuvoso e menos chuvoso durante o ENOS, em consequência houve a redução da U<sub>solo</sub> (0,20

m) e o aumento da  $T_{\text{sol}} (0,10 \text{ m})$ . Contudo a  $U_{\text{sol}}$ , em comparação com o ano neutro, foi menor em 1% e a  $T_{\text{sol}} a 0,10 \text{ m}$  aumentou 7%. Ambas as médias anuais, com  $0,471 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de  $U_{\text{sol}}$  e  $27,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  de  $T_{\text{sol}}$ , foram superiores aos encontrados para o plantio de palma de óleo.

A curva diária de  $RFA_{\text{in}}$  apresentou maior incremento no início do dia (Fig. 2.4a e b). A incidência solar nas florestas equatoriais é praticamente constante no topo da atmosfera ao longo do ano, no entanto a radiação solar incidente à superfície é limitada pela maior frequência de presença de nuvens e chuva, sobretudo no PC. Logo, o maior pico de radiação solar é atingindo no PMC (Goulden et al., 2004; Saleska et al., 2009). Tratando-se de anos com ENOS, a radiação solar aumenta substancialmente, assim como a  $T_{\text{ar}}$ , DPV e redução da  $U_{\text{sol}}$  em decorrência do declínio da precipitação (Verbeeck et al., 2011), como foi observado nas maiores médias horárias de  $RFA_{\text{in}}$  e DPV em 2015 e 2016, em ambos os períodos sazonais (Fig. 2.4).

A palma de óleo é suscetível à variação do DPV, em que o aumento resulta na regulação da planta por meio do fechamento estomático (Lamade; Bouillet, 2005). Henson e Harun (2005) em plantio jovem de palma de óleo na Malásia, destacam que a absorção de  $\text{CO}_2$  no PC foi maior durante a manhã quando o DPV é mais baixo. Dufrene e Saugier (1993), na Costa do Marfim, determinaram que valores de DPV acima de  $1,8 \text{ kPa}$  limitam a fotossíntese da palma de óleo em virtude da redução da condutância estomática. As médias horárias com valores acima de  $1,8 \text{ kPa}$  (Fig. 2.4c e d) foram encontradas somente no período da tarde no PMC, sendo superiores e permanecendo por mais tempo nos anos de 2015 e 2016 (entre 12:30 e 17:00). Nos anos normais, o declínio é mais rápido (13:00 às 16:30).

O comportamento do NEE e da  $R_{\text{eco}}$  (Fig. 2.5a e b) foi semelhante ao encontrado por Fonseca et al. (2018), cujo plantio de palma de óleo com HIE em Moju atingiu um pico de NEE no PC com  $-22,3 \pm 0,98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e no PMC foi de  $-21,0 \pm 0,47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Ainda segundo Fonseca et al. (2018), o valor de emissão de  $\text{CO}_2$  para atmosfera em torno de  $5 \pm 0,20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , sem variação entre os períodos sazonais de 2015. Fowler et al. (2011) em um plantio de palma de óleo em Sabá, Malásia, observaram que o início da absorção de  $\text{CO}_2$  aumentava rapidamente com a disponibilidade da radiação solar, tornando-se significativa às 08:00 e atingindo o máximo às 10:00. De acordo com Araújo et al. (2010), os picos de NEE que ocorrem em diferentes horários e períodos podem ser em decorrência da combinação de fatores bióticos e abióticos.

Os seguintes estudos foram realizados em florestas amazônicas próximas ao Equador, sem ocorrência de ENOS. Goulden et al. (2004) em Tapajós notaram que o NEE se tornava negativo a partir das 07:00 com  $RFA_{\text{in}}$  em torno de  $300 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . O pico de NEE foi de -19

$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  às 10:00 e a respiração noturna estava entre 6-7  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , com o aumento no PC. Carswell et al. (2002) em Caxiuanã estimaram o NEE superior no PC, com pico maior que -19  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . A respiração noturna ficou em torno de  $7,01 \pm 0,04 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  no PC e  $8,2 \pm 0,09 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  no PMC, sendo um aumento esperado devido à elevação da respiração do solo que respondeu ao aumento da  $T_{\text{sol}}^{\circ}$ . Andreae et al. (2002) apresentaram os padrões de respiração e absorção de CO<sub>2</sub> semelhantes no PC e PMC, a absorção foi cerca de 20  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

A floresta amazônica durante o ENOS apresenta alteração na sazonalidade do NEE devido a umidade, a radiação solar na fotossíntese e a respiração (Saleska et al., 2003). Foley et al. (2002) observaram menor NEE e a floresta foi considerada fonte de CO<sub>2</sub> em decorrência das mudanças sazonais, sobretudo no ciclo da precipitação que foi mais forte no norte da bacia amazônica. Resultados também afirmados por Tian et al. (1998), Potter et al. (2001) e Li et al. (2011).

Percebe-se que em todo período analisado a palma de óleo apresentou superioridade na absorção de CO<sub>2</sub> e menor R<sub>eco</sub> em relação as florestas. Estudos como Olchev et al. (2015) e Brando et al. (2008) demonstram que é possível o aumento a assimilação de CO<sub>2</sub> em anos de ENOS. Olchev et al. (2015) em uma floresta tropical na Indonésia detectaram maiores valores de radiação solar incidente que coincidiram com os máximos de produtividade primária bruta em evento intensidade moderada. Brando et al. (2008) na floresta amazônica abordaram um aumento da PPL, visto que a nebulosidade é reduzida e a RFA<sub>in</sub> é elevada, desde que não haja déficit de U<sub>solo</sub> que pode reduzir a fotossíntese.

Embora tenha ocorrido um ENOS extremo no leste da Amazônia nos anos de 2015-2016 (Jiménez-Muñoz et al., 2016; Erfanian et al., 2017), os anos de 2015 a 2018 não apresentaram a precipitação anual abaixo do esperado para o cultivo de palma de óleo que é de, aproximadamente, 2.000 mm (Lim et al., 2011; Pirker et al., 2016). Stiegler et al. (2019), em um plantio de palma de óleo na Indonésia, avaliaram os efeitos do ENOS 15-16 e compararam com anos sem a ocorrência do evento. Segundo os autores anteriores, a precipitação encontrada foi abaixo das condições ótimas necessárias. No entanto, mesmo com chuvas abaixo do ótimo, a palma foi sumidouro de CO<sub>2</sub> no início do período seco e com o aumento da RFA<sub>in</sub>.

E por fim, a baixa u\* noturna pode ser explicada pelo resfriamento da superfície (Fonseca et al., 2018). Em Fonseca et al. (2018), a u\* noturna foi abaixo de  $0,18 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  no ano de 2015 no plantio de palma de óleo, sendo abaixo do valor noturno máximo encontrado neste trabalho ( $0,33 \text{ m s}^{-1}$ ). Durante o dia, o comportamento da u\* deste estudo foi semelhante

ao de uma floresta amazônica que apresentou baixos valores noturnos e os máximos atingidos antes das 12:00 (Goulden et al., 2004).

#### 2.4.2 Propriedades fotossintéticas da palma de óleo em relação ao ENOS

Os resultados da CRL demonstraram maior assimilação de CO<sub>2</sub> em períodos com a precipitação reduzida, anos com ENOS (2015 e 2016) e PMC de 2017 (Tabela 2.4), podendo ser em razão da água disponível no solo. Como explicado por Yakuwa (2020), no mesmo plantio deste estudo entre os anos de 2014 e 2017, observou que o déficit hídrico no solo a 0,10 m ocorreu nos meses de dezembro de 2015 e agosto a novembro de 2016 e 2017 e a 0,40 m a U<sub>solo</sub> não apresentou valores abaixo do ponto de murcha permanente.

O aumento dos fluxos assimilatórios no plantio da palma de óleo com HIE durante os períodos com U<sub>solo</sub> abaixo do PMP demonstrou a resiliência do HIE em condições de déficit hídrico (Méndez et al., 2012) e que são menos sensíveis em relação a palma de óleo africana (Bayona-Rodríguez et al, 2016). Outro motivo seria pela maior quantidade das raízes da palma de óleo que está presente nas profundidades de 0,20 a 0,60 m (Corley e Tinker, 2016), permitindo a absorção da água nas camadas mais profundas do solo, como a 0,40 m que foi mais úmida (Fig. 2.2f). Durante o ENOS 15-16 Stiegler et al. (2019) determinaram uma baixa correlação do NEE com a U<sub>solo</sub>, onde em secas não prolongadas, a elevação da radiação solar e da temperatura podem aumentar a captação de CO<sub>2</sub> em palma de óleo africana.

Os plantios de palma de óleo na Colômbia como em Bayona-Rodríguez et al. (2016), e na Malásia como em Henson e Harun (2005) e A'Fifah e Haniff (2018), durante os anos normais, apresentaram um comportamento de absorção de CO<sub>2</sub> diferente ao presente estudo, onde é elevado durante o PC sendo o inverso para o plantio na Amazônia no ano de 2017. E assim, sendo semelhante com os anos de 2015-2016.

Outro ponto a ser ressaltado é o solo mal drenado da parcela de estudo e que, portanto, poderia ser uma influência negativa para a assimilação de CO<sub>2</sub> durante o PC de anos normais. Como em Henson et al. (2008), com medições a nível foliar em um plantio de palma de óleo na Malásia, determinaram uma redução da fotossíntese em mais de 60% e da transpiração em 77% em solos inundados.

Os anos sob influência do ENOS, também exibiram os maiores valores de R<sub>eco</sub> (Tabela 2.4), assim como em uma comparação intra-anual nos PMC dos anos 2015 e 2017 que foram superiores. A resposta da R<sub>eco</sub> pode ter sido influenciada pelo efluxo de CO<sub>2</sub> do solo (EFCO<sub>2</sub>). Mendes (2019) avaliou o mesmo plantio de palma de óleo com HIE deste estudo durante os

meses de maio de 2016 a janeiro de 2018. A autora encontrou um EFCO<sub>2</sub> entre 3,0 e 5,5 µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, o qual tendia a aumentar conforme o avanço do PMC. Os resultados do EFCO<sub>2</sub> foram bem correlacionados com a U<sub>solo</sub> e a T<sub>solo</sub>, variáveis que seguiram a sazonalidade da precipitação.

De acordo com Luo e Zhou (2006), o EFCO<sub>2</sub> obtido na superfície do solo equivale a respiração do solo, quando há estabilidade entre a produção e o transporte de CO<sub>2</sub>. Dessa forma, a R<sub>eco</sub> pode ser definida pela somatória da respiração autotrófica e a respiração do solo, que em florestas a respiração do solo abrange entre 30 e 80% da R<sub>eco</sub> (Luo e Zhou, 2006). No plantio de palma de óleo na Indonésia, Stiegler et al. (2019), encontraram maior NEE noturno em decorrência da maior T<sub>ar</sub> acima do dossel que foi o principal fator que elevou a respiração no ENOS 15-16. Em contrapartida, os autores anteriores, apresentaram menor A<sub>max</sub> ( $28,0 \pm 7,2$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) no ano de 2015 e maior A<sub>max</sub> no período sem ENOS ( $31,8 \pm 14,48$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

Os parâmetros fotossintéticos em palma de óleo têm sido realizados a nível foliar como apresentado nos seguintes estudos. Na Malásia, em um plantio comercial de *Tenera* com 13 anos, Henson (1991) observou valores de  $\alpha$  de  $0,050 \pm 0,0011$  µmol CO<sub>2</sub> µmol<sup>-1</sup> fóton absorvido, PCL de  $65 \pm 6$  µmol fótons m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, respiração no escuro de  $2,19 \pm 0,18$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> e A<sub>max</sub> de  $17,8 \pm 0,40$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Dufrene e Saugier (1993) em folhas jovens (4 meses) de *Elaeis guineensis* obtiveram valores de  $\alpha$  de  $0,051$  µmol CO<sub>2</sub> µmol<sup>-1</sup> fóton absorvido, PCL de  $41,0$  µmol fótons m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, a A<sub>max</sub> foi de  $23,7 \pm 0,60$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> quando a RFA<sub>in</sub> estava em torno de  $1.100$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> e a respiração no escuro foi de  $2,1$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>.

Rivera-Mendéz et al. (2013), compararam as folhas de três genótipos de HIE entre três e sete anos de idade na Colômbia, e observaram que o PSL variou entre  $325 \pm 62$  a  $790 \pm 111$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> e a A<sub>max</sub> entre  $9,1 \pm 2$  a  $14,2 \pm 2,7$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>. Ainda na Colômbia, Rivera-Mendéz e Romero (2017), avaliaram as folhas de HIE (com estágios entre muda e plantio com seis anos de idade), onde a A<sub>max</sub> foi de  $12,9 \pm 0,6$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>;  $\alpha$  de  $0,020 \pm 0,002$  mole CO<sub>2</sub>/mole de fótons; PCL de  $22 \pm 2$  µmol fótons m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>; PSL de  $575 \pm 48$  µmol fótons m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> e respiração no escuro de  $-0,7 \pm 0,1$  µmol m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> que corresponde a respiração mitocondrial sob condições de escuro.

Os dados em nível de dossel, quando comparados com as pesquisas em nível foliar, exibiram parâmetros com valores superiores em algumas propriedades, como em A<sub>max</sub>, R<sub>eco</sub> e PCL. As medidas de PCL e o PSL são propensas a apresentarem maiores valores em análise dossel. Como explicado por Taiz et al. (2017) que ressaltaram uma CRL mais complexa para

dossel, visto que as folhas e os ramos fazem sombra uns para os outros, logo necessitam de maior radiação solar para saturação da fotossíntese.

As CRL nas florestas amazônicas equatoriais foram realizadas com as medidas obtidas pelo método CVT, em nível de dossel, como por Goulden et al. (2004), Carswell et al. (2002) e Andreae et al. (2002). Goulden et al. (2004), na FLONA do Tapajós, utilizaram uma hipérbole retangular para analisar a NEE em escala diária (manhã e tarde). A  $\alpha$  nos dois turnos foi  $0,055 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido. Período da manhã, com dados até 11:15, apresentou maior  $A_{\max}$  ( $-44,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), elevado PSL ( $816,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e menor  $R_{\text{eco}}$  ( $8,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ).

Carswell et al. (2002), na FLONA de Caxiuanã, definiram maior  $A_{\max}$  no PC ( $20,5 \pm 0,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), assim como a  $\alpha$  ( $0,045 \pm 0,002 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}$  fóton absorvido), menor PCL ( $195 \pm 5 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e a  $R_{\text{eco}}$  foi igual aos dois períodos com  $4,0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Segundo os autores, esses resultados indicaram uma redução da resposta fotossintética em nível de luz no PMC, consequência dos altos valores de DPV e aumento da radiação. Andreae et al. (2002), em Caxiuanã, utilizaram dados do ano de 1999 que foi fortemente influenciado por La Niña, determinaram que o PMC apresentou maiores valores de PCL ( $298 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e PSL ( $1.814 \mu\text{mol fótons m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), assim como a  $A_{\max}$  ( $23,5 \pm 9,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) e a respiração diária ( $4,55 \pm 1,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), mas que essas variáveis não foram afetadas pela sazonalidade.

De forma geral, os valores de PCL e PSL no plantio de palma de óleo foram inferiores aos encontrados em florestas primárias no leste amazônico. As medidas de  $A_{\max}$  indicaram maior assimilação da palma de óleo durante todo o período estudado, com exceção do PC de 2017. E a  $\alpha$  e a  $R_{\text{eco}}$  apresentaram valores entre as medidas que foram determinadas em florestas amazônicas equatoriais.

As médias de resíduos do NEE demonstraram que a palma de óleo nos anos de 2015 a 2018 realizou maior fotossíntese ou menor respiração no período da manhã (Fig. 2.7), assim como em floresta primária segundo Goulden et al. (2004). Os maiores valores médios de resíduos positivos (entre  $5$  a  $8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) durante a tarde são resultados da correlação da temperatura do ar acima de  $30^{\circ}\text{C}$ , em que a  $T_{\text{ar}}$  está intimamente associada com temperatura foliar e DPV.

No plantio de palma de óleo com HIE, os resíduos médios próximos a  $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ocorreram após as 13:30, horário em que o DPV ainda está em ascensão (Fig. 2.4c e d). Os resíduos mais positivos (Fig. 2.7) coincidiram com os horários próximos ao pico de DPV durante a tarde (Fig. 2.4c e d) e a  $T_{\text{ar}}$  não excedeu  $30^{\circ}\text{C}$  (Fig. 2.2c e Tabela 2.3). Conforme

Morais et al. (2020) em plantio adulto de palma de óleo africana o maior declínio da fotossíntese ocorre com a temperatura foliar acima de 42 °C.

Logo, o DPV é uma variável importante pelo efeito que exerce sobre a assimilação de CO<sub>2</sub> nos plantios de palma de óleo. Henson e Harun (2005) encontraram menor assimilação de CO<sub>2</sub> durante a tarde em virtude do aumento do DPV. Por outro lado, Jazayeri et al. (2015) em plantio de palma de óleo africana na Colômbia, também encontraram redução da fotossíntese no PMC em virtude da escassez de água prolongada que reduziu a transpiração e a condutância estomática. Ratificando os resultados de A'Fifah e Haniff (2018) em folhas de plantio comercial de *Tenera* na Malásia.

No trabalho de Bayona-Rodriguez et al. (2016) foi observado que a irrigação PMC mantém a transpiração devido à permanência da abertura dos estômatos pela presença de água no solo e a redução da fotossíntese é evitada. O fechamento estomático é um dos mecanismos da planta para evitar o déficit hídrico, limitando a perda de água por transpiração, no entanto reduz a absorção de CO<sub>2</sub> pelas folhas (BENEŠOVÁ et al., 2012). Dufrene e Saugier (1993) demonstraram que a transpiração reduz linearmente com valores de DPV entre 1,0 a 4,50 kPa.

Em florestas amazônicas, durante ENOS 15-16, Santos et al. (2018) por meio de medidas das trocas gasosas em nível foliar, exibiram uma redução da fotossíntese em 93% acima e 79% abaixo do dossel devido a condutância estomática durante a seca extrema (mês de setembro). Barros et al. (2019), na Amazônia central (Manaus) e oriental (Santarém) estudaram as características hidráulicas de espécies arbóreas, em que os altos valores de T<sub>ar</sub> e DPV afetavam diretamente o funcionamento hidráulico, reduzindo a evapotranspiração pela limitação do controle estomático.

#### 2.4.3 Efeitos das variáveis meteorológicas no NEE

A fotossíntese da palma de óleo, além do DPV, é controlada pelo estresse hídrico do solo (por excesso ou déficit), idade foliar, temperatura foliar, condutância estomática e transpiração (Dufrene; Saugier, 1993; Lamade; Boullet, 2005; Jazayeri et al., 2015; Rivera-Mendés et al., 2016; A'fifah; Haniff, 2018; Fonseca et al., 2018; Morais et al., 2020).

A palma de óleo com HIE exibiu maior NEE em todos os anos quando o DPV foi mais baixo (Fig. 2.8) e com superioridade da fotossíntese em relação a R<sub>eco</sub> na parte da manhã (Fig. 2.7). Informações que foram confirmadas por Stiegler et al. (2019), em que nos horários próximos ao meio-dia (10:00 às 14:00), o plantio de palma africana apresentava um impacto negativo do DPV sobre o NEE, enquanto a assimilação foi elevada com maior T<sub>ar</sub>. A palma de

óleo possui tolerância à altas  $T_{ar}$  por meio das taxas fotossintéticas em elevados níveis de radiação (Dufrene; Saugier, 1993).

Dufrene e Saugier (1993) relatam que quando os valores de DPV são moderados (entre 1,0 a 1,8 kPa) e em curtos períodos de déficit hídrico do solo, a palma de óleo aumenta o uso eficiente da água com a redução da transpiração e sem que ocorra mudanças na assimilação de CO<sub>2</sub>, valores que foram encontrados entre 10:00 às 18:30 (Fig. 2.4c e d). As características anatômicas nas folhas podem ser importantes mecanismos de tolerância ao déficit hídrico (Rivera-Mendéz et al., 2013). De acordo com Rivera-Mendéz et al. (2013), os HIE apresentaram estômatos grandes e em maior densidade estomatal, e que juntamente com uma melhor distribuição nas folhas podem garantir melhor eficiência do uso da água.

Henson (1991) em folhas mais desenvolvidas de *Elaeis guineensis*, encontrou uma redução de estômatos adaxiais e um aumento dos abaxiais, além de maior tamanho que favorecem maior condutância estomática e troca gasosa. A regulação estomática é uma característica muito importante para a palma de óleo, pois funciona como boa adaptação para períodos secos curtos (Dufrene; Saugier, 1993).

Neste estudo, a RFA<sub>in</sub> foi correlacionada com o NEE em quase todos os períodos sazonais, sendo fraca a moderada nos anos com influência do ENOS (Tabela 2.5). Ao passo que o DPV somente apresentou interação com o NEE no PC de 2018. Por meio da RLM, foi possível observar a interação do NEE com a U<sub>solo</sub> no PC de 2016. Stiegler et al. (2019), por meio de RLM no PMC encontraram um efeito positivo na assimilação de CO<sub>2</sub> com a elevação da RFA<sub>in</sub>, sobretudo nos horários próximos ao meio-dia. À medida que em Fonseca et al. (2018), no plantio de palma de óleo em 2015, determinaram predição de NEE por DPV e radiação de onda curta por meio da RLM, com correlações fortes no PC ( $r= 0,77$  e  $r^2= 0,60$ ) e PMC ( $r= 0,78$  e  $r^2= 0,61$ ). Resultado semelhante aos reportados em Henson e Harun (2005), que exibiram uma combinação significativa da radiação solar e o DPV nos dados de F<sub>c</sub>.

A U<sub>solo</sub> a 0,10 m no PC de 2015 e 2016 foi correlacionada negativamente com o NEE (Tabela 2.5), ainda que de maneira fraca e moderada, respectivamente. Em estágios de plântulas de palma de óleo, a fotossíntese está fortemente correlacionada com a U<sub>solo</sub>, sendo reduzida em níveis mais críticos de déficit hídrico (Cha-Um et al., 2013). A T<sub>solo</sub> e a U<sub>solo</sub> dependem das características físicas do solo, trocas de calor e vapor d'água com a atmosfera, assim como clima e cobertura vegetal (Santos et al., 2011).

A importância da interação da U<sub>solo</sub> e DPV foi abordada por Novick et al. (2016), utilizando 38 sítios da rede do AMERIFLUX. Os autores destacaram que a separação entre

esses dois fatores físicos permite explicar com a condutância da superfície, com maior correlação na escala de tempo mensal a sazonal entre a  $U_{\text{sol}}^{\text{o}}$  e DPV.

## 2.5 Conclusões

As variáveis físicas como  $\text{ROC}_{\text{in}}$ ,  $T_{\text{ar}}$ ,  $U_{\text{ar}}$ , DPV e  $U_{\text{sol}}^{\text{o}}$  (0,10 e 0,40 m) apresentaram médias interanuais iguais, portanto não foi observado o efeito do ENOS, com exceção da  $T_{\text{sol}}$ . Em contrapartida, a maior influência sob as variáveis deu-se pela sazonalidade (período chuvoso e período menos chuvoso). A precipitação entre os anos de 2015 e 2017 reduziu mais de 50% no período menos chuvoso. Porém, o total anual não foi abaixo do limite necessário para o cultivo de palma de óleo.

Os resultados demonstraram que o HIE teve maior NEE durante o ENOS 15-16, sobretudo nos períodos chuvosos, comportamento observado em plantios de palma de óleo no sudeste asiático. No ano normal (2017), os valores mais negativos de NEE e respiração ecossistêmica foram superiores no período menos chuvoso, resultado que foi corroborado com os ajustes da curva de resposta à luz. Os parâmetros fotossintéticos do ano de 2015 apresentaram maiores valores de  $A_{\text{max}}$  e  $R_{\text{eco}}$ , corroborando com as maiores médias diurnas de NEE. Ainda no ano de 2015 a eficiência quântica foi melhor, bem como menor ponto de compensação luminosa e maior ponto de saturação luminosa, ajustes que foram superiores ao ano de 2017.

O NEE foi influenciado pela  $\text{RFA}_{\text{in}}$ , DPV e  $U_{\text{sol}}^{\text{o}}$  ainda que as correlações variassem de muito fraca a moderada. Nos anos com ENOS, o NEE foi predito moderadamente pela  $\text{RFA}_{\text{in}}$  no período chuvoso de 2016. A correlação com a  $U_{\text{sol}}^{\text{o}}$  foi presente no período chuvoso de 2015 (fraca) e de 2016 (moderada). Nos anos normais (2017 e 2018), o NEE apresentou correlação fraca com a  $\text{RFA}_{\text{in}}$  no período menos chuvoso de 2017 e com o DPV foi moderada no período chuvoso de 2018.

Este estudo demonstrou que, no ENOS 15-16, a resposta da palma de óleo com HIE não foi influenciada pela redução de precipitação, déficit hídrico não prolongado e elevação da  $T_{\text{ar}}$  e do DPV. Em virtude que, as condições ambientais foram favoráveis ao maior NEE, especialmente no período chuvoso, e cujos valores foram acima dos encontrados em plantios de palma de óleo africana no sudeste asiático e em algumas florestas primárias equatoriais.

Contribuições dos autores. JAFS escrita, coleta e análise dos dados. ACA revisão do texto, coleta e análise dos dados. CvR revisão do texto e análise dos dados. AOM, OMRC, LRO escrita e revisão do texto.

Conflitos de interesse: Os autores não têm conflitos de interesse.

Agradecimentos. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado. Ao CNPq através da proposta financiada na modalidade APQ – Auxílio à Pesquisa, Processo 480210/2011-0 do Edital Universal 14/2011. Ao apoio técnico e científico da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) Amazônia Oriental, da Empresa Marborges e do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA). Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais (PPGCF) da Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA).

### **Referências Bibliográficas**

A'Fifah, A. R., Haniff, M. H.: Impacts of wet and dry periods on leaf gas exchange, water use efficiency and carbon isotope discrimination in different oil palm materials, Journal of Palm Oil Research, 693-701, <https://doi.org/10.21894/jopr.2018.0059>, 2018.

Albuquerque, M. F., Souza, E. B., Oliveira, M. C. F., Souza Júnior, J. A.: Precipitação nas mesorregiões do estado do Pará: climatologia, variabilidade e tendências nas últimas décadas (1978-2008), Revista Brasileira de Climatologia, 6, 6, 151-168, 2010.

Alves, D. S., Morton, D. C., Batistella, M., Roberts, D. A., Souza Júnior, C.: The Changing Rates and Patterns of Deforestation and Land Use in Brazilian Amazonia. Geophysical Monograph Series 186, 11-23, <https://doi.org/10.1029/2008GM000722>, 2009.

Andrade, V. M. S., Cordeiro, I. M. C. C., Schwartz, G., Rangel-Vasconcelos, L. G. T., Oliveira, F. A.: Considerações sobre clima e aspectos edafoclimáticos da Mesorregião Nordeste Paraense, in: Nordeste Paraense: panorama geral e uso sustentável das florestas secundárias, edited by: In: Cordeiro, I. M. C. C., Rangel-Vasconcelos, L. G. T., Schwartz, G., Oliveira, F. A., Belém: EDUFRA, 59-96, 2017.

Andreae, M. O., Artaxo, P., Brandão, C., Carswell, F. E., Ciccioli, P., Costa, A. L., Culf, A. D., Esteves, J. L., Gash, J. H. C., Grace, J., Kabat, P., Lelieveld, J., Malhi, Y., Manzi, A. O.,

Meixner, F. X., Nobre, C., Ruivo, M. L. P., Silva-Dias, M. A., Stefani, P., Valentini, R., von Jouanne, J., Waterloo, M. J.: Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments, *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 1-25, <https://10.1029/2001JD000524>, 2002.

Araújo, A. C., Dolman, A. J., Waterloo, M. J., Gash, J. H. C., Kruijt, B., Zanchi, F. B., de Lange, J. M. E., Stoevelaar, R., Manzi, A. O., Nobre, A. D., Lootens, R. N., Backer, J.: The spatial variability of CO<sub>2</sub> storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia, *Agr. Forest Meteorol.*, 150, 226–237, <https://doi:10.1016/j.agrformet.2009.11.005>, 2010.

Artaxo, P., Dias, M. A. F. S., Nagy, L., Luizão, F. J., Cunha, H. B., Quesada, C. A. N., Marengo, J. A., Krusche, A.: Perspectivas de pesquisas na relação entre clima e o funcionamento da floresta amazônica, *Ciênc. Cult.*, 66, 3, 41-46, <http://dx.doi.org/10.21800/S0009-67252014000300014>, 2014.

Baba, R. K., Vaz, M. S. M. G., Costa, J.: Correção de dados agrometeorológicos utilizando métodos estatísticos, *Rev. Bras. Meteorol.*, 29, 4, 515-526, <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130611>, 2014.

Baccini, A., Goetz, S. J., Walker, W. S., Laporte, N. T., Sun, M., Sulla-Menasche, D., Hackler, J., Beck, P. S. A., Dubayah, R., Friedl, M. A., Samanta, S., Houghton, R. A.: Estimated carbon dioxide emissions from tropical deforestation improved by carbon-density maps, *Nature Climate Change*, 2, 182-185, <https://dx.doi.org/10.1038/nclimate1354>, 2012.

Baldocchi, D.: Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: Past, present and future, *Glob. Change Biol.*, 9, 479-492, <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>, 2003.

Barcelos, E., Soares, M. V.: A cultura da palma de óleo como âncora do desenvolvimento da agricultura familiar na Amazônia Ocidental, in: Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia, edited by: Ramalho Filho, A., Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 2010.

Barros, F. de V., Bittencourt, P. R., Brum, M., Restrepo-Coupe, N., Pereira, L., Teodoro, G. S., Saleska, S. R., Borma, Christoffersen, B. O., Penha, D., Alves, L. F., Lima, A. J. N., Carneiro, V. M. C., Gentine, P., Lee, J., Aragão, L. E. O. C., I, Valery, I., Leal, L. S. M.: Hydraulic traits explain differential responses of Amazonian forests to the 2015 El Niño-induced drought, *New Phytologist*, 1-15, <https://doi.org/10.1111/nph.15909>, 2019.

Bastos, T. X.: O clima da Amazônia Brasileira segundo Koppen, Belém, PA: EMBRAPA-CPATU, 4 pp., 1982.

Bastos, T. X., Pacheco, N. A., Nechet, D., Sá, T. D. A.: Aspectos climáticos de Belém nos últimos cem anos, Documentos 128, Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 31 pp., 2002.

Bayona-Rodríguez, C. J., Ochoa-Cavidad, I., Romero, H. M.: Impacts of the dry season on the gas exchange of oil palm (*Elaeis guineensis*) and interspecific hybrid (*Elaeis oleifera x Elaeis guineensis*) progenies under field conditions in eastern Colombia, *Agron. colomb.*, 34, 3, 329-335, <http://dx.doi.org/10.1544/agron.colomb.v34n3.55565>, 2016.

Becker, B. K.: Recuperação de áreas desflorestadas da Amazônia: será pertinente o cultivo da palma de óleo (Dendê)?, Confins [Online], 10, <https://doi.org/10.4000/confins.6609>, 2010.

Benešová, M., Holá, D., Fischer, L., Jedelský, P. L., Hnilička, F., Wilhelmová, N., Rothová, O., Kočová, M., Procházková, D., Honnerová, J., Fridrichová, L., HniličkovÁ, H.: The Physiology and Proteomics of Drought Tolerance in Maize: Early Stomatal Closure as a Cause of Lower Tolerance to Short-Term Dehydration?, *PloS ONE*, 7, 6, 1-17, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0038017>, 2012.

Brando, P. M., Nepstad, D. C., Davidson, E. A., Trumbore, S. E., Ray, D., Camargo, P.: Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest: results of a throughfall reduction experiment, *Philos. T. R. Soc. B*, 363, 1839–1848, <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.0031>, 2008.

Brasil, Câmara dos Deputados, Projeto de Lei nº 7.326 de 13 de maio de 2010, Dispõe sobre a criação do Programa de Produção Sustentável da Palma de Óleo no Brasil, estabelece diretrizes

para o zoneamento agroecológico para a cultura de palma de óleo, e dá outras providências, Brasília: Câmara dos Deputados, 2010:  
[https://www.camara.leg.br/proposicoesWeb/prop\\_mostrarIntegra?codteor=768113](https://www.camara.leg.br/proposicoesWeb/prop_mostrarIntegra?codteor=768113). Last access: 29 March 2021.

Brum, M., López, J. G., Asbjornsen, H., Licata, J., Pypker, T., Sanchez, G., Oliveira, R. S.: ENSO effects on the transpiration of eastern Amazon trees, Philos. T. R. Soc. B, 373, 1-12, <https://doi.org/10.1098/rstb.2018.0085>, 2018.

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Renssch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyard, E., Jin, F.: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, Nature Climate Change, 1-6, <https://doi.org/10.1038/nclimate2100>, 2014.

Carr, M. K. V.: The water relations and irrigation requirements of oil palm (*Elaeis guineensis*): a review, Expl. Agric., 47, 4, 629–652, <https://doi.org/10.1017/S0014479711000494>, 2011.

Carswell, F. E., Costa, A. L., Palheta, M., Malhi, Y., Meir, P., Costa, P. R., Ruivo, M. L., Leal, L. S. M., Costa, J. M. N., Clement, R. J., Grace, J.: Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian rain forest, J. Geophys. Res., 107, D20, 1-16, <https://doi.org/10.1029/2000JD000284>, 2002.

Cerri, C. E. P., Cerri, C. C., Maia, S. M. F., Cherubin, M. R., Feigl, B. J., Lal, R.: Reducing Amazon Deforestation through Agricultural Intensification in the Cerrado for Advancing Food Security and Mitigating Climate Change, Sustainability, 10, 989, 1-18, <https://doi.org/10.3390/su10040989>, 2018.

Cha-Um, S., Yamada, N., TakabE, T., Kirdmanee, C.: Physiological features and growth characters of oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) in response to reduced water-deficit and rewetting, Australian Journal of Crop Science, 7, 3, 432-439, 2013.

Coe, M. T., Macedo, M. N., Brando, P. M., Lefebvre, P., Panday, P., Silvério, D.: The Hydrology and Energy Balance of the Amazon Basin, in: Interactions Between Biosphere,

Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin, Ecological Studies 227, edited by: L. Nagy et al., Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 35-53, 2016.

Corley, R. H. V., Tinker, P. B (eds.): The Oil Palm, 5° Edition, Nova Jersey: Wiley Blackwell, 627 pp., 2016.

Davidson, E. A., Araújo. A. C., Artaxo, P., Balch, J. K., Brown, I. F., Bustamant, M. M. C., Coe, M. T., DeFries, R. S., KelleR, M., Longo, M., Munger, J. W., Schroeder, W., Soares-Filho, B. S., Souza Júnior, C. M., Wosfy, S. C.: The Amazon basin in transition, Nature, 481, 321-328, <http://dx.doi.org/10.1038/nature10717>, 2012.

Dias-Filho, M.: Photosynthetic light response of the *c<sub>4</sub>* grasses *Brachiaria brizantha* and *B. humidicola* under shade, Sci. Agric., 59, 1, 65-68, <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-90162002000100009>, 2002.

Dias-Filho, M. B.: Estratégias de Recuperação de Pastagens Degradas na Amazônia Brasileira, Documentos 411, Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 25pp., 2015.

Dias-Filho, M. B.: Recuperação de pastagens degradadas na Amazônia: Desafios, oportunidades e perspectivas, in: Políticas agroambientais e sustentabilidade: desafios, oportunidades e lições aprendidas, edited by: Sambuichi, R. H. R., Silva, A. P. M., Oliveira, M. A. C., Savian, M. Brasília, Ipea, 149-168, 2014.

Dufrene, E., Saugier, B.: Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age, Funct. Ecol., 7, 97-104, <http://dx.doi.org/10.2307/2389872>, 1993.

Erfanian, A., Wang, G., Fomenko, L.: Unprecedented drought over tropical South America in 2016: significantly under-predicted by tropical SST, Scientific Reports, 7, 5811, 1-11, <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-05373-2>, 2017.

Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., Berry, J. A.: A Biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> species. Planta, 149, 78-90, 1980.

Fearnside, P. M.: Amazon Forest maintenance as a source of environmental services, An. Acad. Bras. Ciênc., 80, 1, 101-114, <https://doi.org/10.1590/S0001-37652008000100006>, 2008.

Fearnside, P. M.: Global warming in Amazonia: Impacts and Mitigation, Acta Amaz., 39, 4, 1003-1012, <https://doi.org/10.1590/S0044-59672009000400030>, 2009.

Foley, J. A., Botta, A., Coe, M. T., Costa, M. H.: El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, Glob. biogeochem. cycles, 16, 4, 1-17, <https://doi.org/10.1029/2002GB001872>, 2002.

Fonseca, L. C. N. da; Araújo, A. C., Manzi, A. O., Carvalho, C. J. R. de; Oliveira, L. R. de.: Fluxos de CO<sub>2</sub> em Plantio de Palma de Óleo no Leste da Amazônia, Rev. Bras. Meteorol., 33, 1, 181-192, <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786331003>, 2018.

Fowler, D., Nemitz, E., Misztall, P., Di Marco, C., Skibal, U., Ryder, J., Helfter, C., Cape, N., Owen, S., Dorsey, J., Galagher, M. W., Coyle, M., Phillips, G., Davison, B., Langford, B., Mackenzie, R., Muller, J., Siong, J., Dari-Salisburgo, C., Di Carlo, P., Aruffo, E., Giammaria, F., Pyle, J. A., Hewitt, N.: Effects of land use on surface–atmosphere exchanges of trace gases and energy in Borneo: comparing fluxes over oil palm plantations and a rainforest, Philos. T. R. Soc. B, 366, 3196–3209, <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2011.0055>, 2011.

Frazão, L. A., Paustian, K., Cerri, C. E. P., Cerri, C. C.: Soil carbon stocks and changes after oil palm introduction in the Brazilian Amazon, GCB Bioenergy, 1-7, <https://doi.org/10.1111/j.1757-1707.2012.01196.x>, 2012.

Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas do Pará – FAPESPA. Estatísticas Municipais Paraenses: Moju, Belém, 61 pp., 2016.

Furlan Júnior, J., Müller, A. A.: A Agricultura Familiar e a Dendeicultura na Amazônia, Comunicado Técnico 107, Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 3 pp., 2004.

Gilmanov, T. G., Verma, S. B., Sims, P. L., Meyers, T. P., Bradford, J. A., Burba, G. G., Suyker, A. E.: Gross primary production and light response parameters of four Southern Plains

ecosystems estimated using long-term CO<sub>2</sub>-flux tower measurements, *Glob. biogeochem. cycles*, 17, 2, 1-16, <https://doi.org/10.1029/2002GB002023>, 2003.

Gomes, I. B. Respostas ecofisiológicas de plantas jovens de *Bertholletia excelsa* Bonpl. submetidas à fertilização em plantio homogêneo. M.S. thesis, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brazil, 59 pp., 2012.

Gomes Júnior, R. A., Lopes, R., Cunha, R. N. V., Pina, A. J. A., Silva, M. P., Resende, M. D. V.: Características vegetativas na fase juvenil de híbridos interespecíficos de caiaué com dendezeiro, *Rev. Ciênc. Agrár.*, 58, 1, 27-35, <http://dx.doi.org/10.4322/rca.1590>, 2015.

Goulden, M. L., Miller, S. D., Da Rocha, H. R., Menton, M. C., FreitaS, H. C., Figueira, A. M. S., Sousa, C. A. D.: Diel and seasonal patterns of tropical forest CO<sub>2</sub> exchange, *Ecol. Appl.*, 14, 4 Supplement, S42–S54, <https://doi.org/10.1890/02-6008>, 2004.

Henson, I. E.: Age-related changes in stomatal and photosynthetic characteristics of leaves of oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.), *Elaeis*, 3, 2, 336-348, 1991.

Henson, I. E., Harun, M. H.: Short-term responses of oil palm to an interrupted dry season in North Kedah, Malaysia, *Journal of Oil Palm Research*, 19, 364-372, 2007.

Henson, I. E., Harun, M. H.: The influence of climatic conditions on gas and energy exchanges above a young oil palm stand in North Kedah, Malaysia, *Journal of Oil Palm Research*, 17, 73-91, 2005.

Henson, I. E., Harun, M. H., Chang, K. C.: Some observations on the effects of high water tables and flooding on oil palm, and a preliminary model of oil palm water balance and use in the presence of a high water table, *Oil Palm Bulletin*, 56, 14-22, 2008.

Hutyra, L. R., Munger, J., Saleska, S. R., Gottlieb, E., Daube, B. C., Dunn, A. L., Amaral, D. F., Camargo, P. B., Wosfy, S. C.: Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 112, 1-16, <https://doi.org/10.1029/2007JG000573>, 2007.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe): Mapeamento do desmatamento da Amazônia com Imagens de Satélite, São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: <http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes>. Last access: 12 January 2022.

Instituto Observatório Social (IOS): O comportamento sócio-trabalhista na produção do óleo de palma do dendê no Estado do Pará com foco nas empresas Agropalma, Biovale/Biopalma, Petrobras Combustíveis, São Paulo: Instituto Observatório Social, 2013: [http://www.observatoriosocial.org.br/portal/sites/default/files/biblioteca/relatorio\\_palma\\_dend\\_e\\_fev2014.pdf](http://www.observatoriosocial.org.br/portal/sites/default/files/biblioteca/relatorio_palma_dend_e_fev2014.pdf). Last access: 30 March 2021.

Jardine, K. J., Gimenez, B. O., Araújo, A. C., Cunha, R. L., Felizzola, J. F., Piva, L. R., Chambers, J. Q., Higuchi, N.: Diurnal Pattern of Leaf, Flower and Fruit Specific Ambient Volatiles above an Oil Palm Plantation in Pará State, Brazil, J. Braz. Chem. Soc., 27, 8, <https://doi.org/10.5935/0103-5053.20160194>, 2016.

Jazayeri, S. M., Rivera, Y. D., Camperos-Reyes, J. E., Romero, H. M.: Physiological effects of water deficit on two oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) genotypes, Agron. colomb., 33, 2, 164-173, <http://dx.doi.org/10.1544/agron.colomb.v33n2.49846>, 2015.

Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Barichivich, J., Santamaría-Artigas, A., Takahashi, K., Malhi, Y., Sobrino, J. A., Van der Scherier, G.: Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015/2016, Scientific Reports, 1-7, <http://dx.doi.org/10.1038/srep33130>, 2016.

Kamil, N. N., Omar, S. F.: Climate variability and its impact on the Palm Oil Industry, Oil Palm Industry Economic Journal, 16, 1, 18-30, 2016.

Kamil, N. N., Omar, S. F.: The impact of El Niño and La Niña on Malaysian Palm Oil, Industry, Oil Palm Bulletin, 74, 1-6, 2017.

Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., Schmid, H. P.: A simple parameterization for flux footprint predictions, Boundary layer meteorol., 112, 503-523, <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000030653.71031.96>, 2004.

Koon, L. W., Kun, O. B.: The Unseen Flood: Waterlogging in Large Oil Palm Plantations, Jurutera, 28-31, 2006.

Koren, G., Van Schaik, E., Araújo, A. C., Boersma, K. F., Gärtner, A., Killaars, L., Kooreman, M. L., Kruijt, B., Van der Laan-Luijkx, I. T., von Randow, C., Smith, N. E., Peters, W.: Widespread reduction in sun-induced fluorescence from the Amazon during the 2015/2016 El Niño, Philos. T. R. Soc. B, 373: 20170408, 1-10, <https://doi.org/10.1098/rstb.2017.0408>, 2018.

Kramer, K., Leinonen, I., Bartelink, H., Berbigier, P., Borghetti, M., Benhofer, C. H., Cienciala, E., Dolman, A. J., Froer, O., Gracia, C. A., Granier, A., Grünwald, T., Hari, P., Jans, W., Kellomäki, S., Loustau, D., Magnani, F., Markkanen, T., Matteucci, G., Mohren, G. M. J., Moors, E., Nissinen, A., Peltola, H., Sabaté, S., Sanchez, A., Sontag, M., Valentini, R., Vesala, T.: Evaluation of six process-based forest growth models using eddy-covariance measurements of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at six forests sites in Europe, Glob. Change Biol., 8, 213-230, <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2002.00471.x>, 2002.

Lamade, E., Bouillet, J.: Carbon storage and global change: the role of oil palm. Oleagineux Corps Gras Lipides, 12, 2, 154-160, <https://doi.org/10.1051/ocl.2005.0154>, 2005.

Levine, P. A., Randerson, J. T., Chen, Y., Pritchard, M. S.: Soil moisture variability intensifies and prolongs eastern amazon temperature and carbon cycle response to El Niño–Southern Oscillation, Journal of Climate, 32, 1273-1292, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0150.1>, 2019.

Li, W., Zhang, P., Ye, J., Li, L., Baker, P. A.: Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity, Journal of Plant Ecology, 4, 1-2, 91-99, <https://doi.org/10.1093/jpe/rtq039>, 2011.

Lim, K. H., Goh, K. J., Kee, K. K., Henson, I. E.: Climatic requirements of oil palm, in: Agronomic principles and practices of oil palm cultivation, edited by: Goh, K. J., Chiu, S. B., Paramananthan, S., The Agricultural Group Trus, Sibu, Sarawak, Malaysia, 3-48, 2011.

Lobo, F. de A., Barros, M. P. de; Dalmagro, H. J., Dalmolin, A. C., Pereira, W. E., Souza, E. C. de; Vourlitis, G. L., Rodrigues-Ortiz, C. E.: Fitting net photosynthetic light-response curves with *Microsoft Excel* – a critical look at the models, *Photosynthetica*, 51, 3, 445-456, <https://doi.org/10.1007/s11099-013-0045-y>, 2013.

Luo, Y., Zhou, X. (Eds.): Soil respiration and the environment, Academic Press, San Diego, EUA, 333pp., 2006.

Malhi, Y., Nobre, A. D., Grace, J. Kruijt, B., Pereira, M. G., Culf, A., Scott, S.; Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest, *J. Geophys. Res.*, 103, D24, 593-612, <https://doi.org/10.1029/98JD02647>, 1998.

Malhi, Y., Roberts, J. T., Betts, R. A., Killeen, T. J., Li, W., Nobre, A. C.: Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon, *Science*, 319, 169-172, <https://doi.org/10.1126/science.1146961>, 2008.

Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., Wright, J., Phillips, O. L., Cochrane, T., Meir, P., Chave, J., Almeida, S., Arroyo, L., Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. f., Lewis, S. L., Monteagudo, A., Neil, D. A., Vargas, P. N., Silva, J. N. M., Lezama, A. T., Terborgh, J., Martínez, R. V., Vinceti, B.: The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, *Glob. Change Biol.*, 12, 1107–1138, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x>, 2006.

Marengo, J. A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: MMA, 29-80, 2006.

Marengo, J. A., Fisch, G. F., Alves, L. M., Sousa, N. V., Fu, R., Zhuang, Y.: Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon 2014/5, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 7671–7681, <https://doi.org/10.5194/acp-17-7671-2017>, 2017.

Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W. R., Rodriguez, D. A.: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12703, 1-5, <https://doi.org/10.1029/2011GL047436>, 2011.

Marques, J. D. O., Luizão, F. J., Teixeira, W. G., Nogueira, E. M., Fearnside, P. M, Sarrazin, M.: Soil Carbon Stocks under Amazonian Forest: Distribution in the Soil Fractions and Vulnerability to Emission, *Open Journal of Forestry*, 7, 121-142, <https://doi.org/10.4236/ojf.2017.72008>, 2017.

Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H.P., Schmidt, M., Steinbrecher, R.: A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements, *Agr. Forest Meteorol.*, 169, 122-135, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.006>, 2013.

Mauder, M., T. Foken.: Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure, *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 597-609, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0167>, 2006.

Meijide, A., Badu, C. S., Moyano, F., Tiralla, N., Gunawan, D., Knohl, A.: Impact of forest conversion to oil palm and rubber plantations on microclimate and the role of the 2015 ENSO event, *Agr. Forest Meteorol.*, 252, 208-219, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.01.013>, 2018.

Meijide, A., Röll, A., Fan, Y., Herbst, M., Niu, F., Tiedemann, F., June, T., Rauf, A., Hölscher, D., Knohl, A.: Controls of water and energy fluxes in oil palm plantations: Environmental variables and oil palm age, *Agr. Forest Meteorol.*, 239, 71-85, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.02.034>, 2017.

Mendes, E. M. O.: Dinâmica do efluxo de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) do solo em duas áreas distintas na Amazônia, Ph.D. thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brazil, 73pp., 2019.

Méndez, Y. D. R., Chacón, L. M., Bayona, C. J., Romero, H. M.: Physiological response of oil palm interspecific hybrids (*Elaeis oleifera* H.B.K. Cortes versus *Elaeis guineensis* Jacq.) to water deficit, *Braz. J. Plant Physiol.*, 24, 4, 273-280, <https://doi.org/10.1590/S1677-04202012000400006>, 2012.

Morais, R. R., Teixeira, W. G., Rocha, R. N. C., Rodrigues, M. R. L., Dünisch, O.: Gas exchange of oil palms trees submitted to leaf-temperature modified grown in different plantation systems, *Biodiversidade*, 19, 4, 12-22, 2020.

Müller, A. A., Andrade, E. B.: Aspectos gerais sobre a fenologia da cultura da palma de óleo, in: Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia, edited by: Ramalho Filho, A., Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 2010.

Mutert, E., Fairhurst, T. H., von Uexküll, H. R.: Agronomic Management of Oil Palms on Deep Peat, *Better Crops International*, 13, 1, 22-27, 1999.

Novick, K. A., Fickin, Stoy, P. C., Williams, C. A., Bohrer, G., Oishi, A. C., Papuga, S. A., Blanken, P. D., Noormets, A., Sulman, B. N., Scott, R. L., Wang, L., Phillips, R. P.: The increasing importance of atmospheric demand for ecosystem water and carbon fluxes, *Nature Clim. Change*, 6, 1023-1027, <https://doi.org/10.1038/nclimate3114>, 2016.

Ögren, E.: Convexity of the Photosynthetic Light-Response Curve in Relation to intensity and Direction of Light during Growth, *Plant physiology*, 101, 1013-10139, <https://doi.org/10.1104/pp.101.3.1013>, 1993.

Olchev, A., Ibrom, A., Panferov, O., Gushchina, D., Kreilein, H., Popov, V., Propastin, P., June, T., Rauf, A., Gravenhorst, G., Knöhl, A.: Response of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  fluxes in a mountainous tropical rainforest in equatorial Indonesia to El Niño events, *Biogeosciences*, 12, 6655–6667, <https://doi.org/10.5194/bg-12-6655-2015>, 2015.

Ometto, J. P. H. B., Nobre, A. D., Rocha, H. R., Artaxo, P., Martinelli, L. A.: Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned, *Oecologia*, 143, 483-500, <https://doi.org/10.1007/s00442-005-0034-3>, 2005.

Pina, A. J. A.: Experiências na produção para a cultura de palma de óleo na Amazônia: relato de experiências da Marborges Agroindústria S.A. (Moju – Pará), in: Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia, edited by: Ramalho Filho, A., Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 189-204, 2010.

Pirker, J., Mosnier, A., Kraxner, F., Havlík, P., Obersteiner, M.: What are the limits to oil palm expansion?, *Global Environ. Chang.*, 40, 73–81, <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.06.007>, 2016.

Potter, C., Klooster, S., Carvalho, C. R., Genovese, V. B., Torregrosa, A., Dungan, J., Bobo, M., Coughlan, J.: Modeling seasonal and interannual variability in ecosystem carbon cycling for the Brazilian Amazon region, *J. Geophys. Res.*, 106, D10, 10.423-10.446, <https://doi.org/10.1029/2000JD900563>, 2001.

Reddy, A. R., Chaitanya, k. V., Vivekanandan, M.: Drought-induced responses of photosynthesis and antioxidant metabolism in higher plants, *J. plant physiol.*, 161, 1189–1202, <https://doi.org/10.1016/j.jplph.2004.01.013>, 2004.

Restrepo-Coupe, N., Da Rocha, H. R., Hutyra, L. R., Araújo, A. C., Borma, L. S., Christoffersen, B., Cabral, O. M. R., Camargo, P. B., Cardoso, F. L., Costa, A. C. L., Fitzjarrald, D. R., Goulden, M. L., Kruijt, B., Maia, J. M. F., Malhi, Y. S., Manzi, A. O., Miller, S. D., Nobre, A. D., von Randow, C., Sá, L. D. A., Sakai, R. K., Tota, J., Wofsy, S. C., Zanchi, F. B., Saleska, S. R.: What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network, *Agr. Forest Meteorol.*, 182–183, 128–144, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.04.031>, 2013.

Restrepo-Coupe, N., Levine, N., Christoffersen, B. O., Albert, L. P., Wu, J., Costa, M. H., Galbraith, D., Imbuzeiro, H., Martins, G., Araújo, A. C., Malhi, Y. S., Zeng, X., Moorcroft, P.,

Saleska, S. R.: Do dynamic global vegetation models capture the seasonality of carbon fluxes in the Amazon basin? A data-model intercomparison, *Glob. Change Biol.*, 1-18, <https://doi.org/10.1111/gcb.13442>, 2016.

Rivera-Mendes, Y. D., Cuenca, J. C., Romero, H. M.: Physiological responses of oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) seedlings under different water soil conditions, *Agron. colomb.*, 34, 2, 163-171, <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v34n2.55568>, 2016.

Rivera-Mendéz, Y. D., Romero, H. M.: Fitting of photosynthetic response curves to photosynthetically active radiation in oil palm, *Agron. colomb.*, 35, 3, 323-329, <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v35n3.63119>, 2017.

Rivera-Mendéz, Y. D., Salinas, D. G. C., Lopéz, M., J. E.: Physiological and morphological characterization of American oil palms (*Elaeis oleifera* HBK Cortes) and their hybrids (*Elaeis oleifera* × *Elaeis guineensis*) on the Indupalma plantation, *Agron. colomb.*, 31, 3, 314-323, 2013.

Rodrigues, H. J. B., Costa, R. F., Ribeiro, J. B. M., Souza Filho, J. D. C., Pinheiro, M. L. R., Silva Júnior, J. A.: Variabilidade sazonal da condutância estomática em um ecossistema de manguezal amazônico e suas relações com variáveis meteorológicas, *Rev. Bras. Meteorol.*, 26, 2, 189-196, <https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000200003>, 2011.

Saatchi, S. S., Houghton, R. A., Alvalá, R. C. S., Soares, J. V., Yu, Y.: Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin, *Glob. Change Biol.*, 13, 816–837, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01323.x>, 2007.

Saleska, S., Da Rocha, H., Kruijt, B., Nobre, A.: Ecosystem Carbon Fluxes and Amazonian Forest Metabolism. *Amazonia and Global Change*, Geophysical Monograph Series 186, 389-407, <https://doi.org/10.1029/2008GM000728>, 2009.

Saleska, S. R., Miller, S. D., Matross, D. M., Goulden, M. L., Wosfy, S. C., Da Rocha, H. R., Camargo, P. B. de; Crill, P., Daube, B. C., Freitas, H. C. de; Hutyra, L., Keller, M., Kirchhoff, V., Menton, M., Munger, J. W., Pyle, E. H., Rice, A. H., Silva, H.: Carbon in Amazon Forests:

unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses, *Science*, 302, 1554-1557, <http://dx.doi.org/10.1126/science.1091165>, 2003.

Santos, S. R. Q., Silva, R. B. C., Barreto, P. N., Nunes, H. G. G. C., Rodrigues, R. S., Campos, T. L. O. B.: Regime térmico hídrico do solo para área de floresta tropical em anos de El Niño e La Niña, Caxiuanã-PA: Estudo de caso, *Rev. Bras. Meteorol.*, 26, 3, 367-374, <https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000300004>, 2011.

Santos, V. A. H. F., Ferreira, M. J., Rodrigues, J. V. F. C., Garcia, M. N., Ceron, J. V. B., Nelson, B. W., Saleska, S. R.: Causes of reduced leaf-level photosynthesis during strong El Niño drought in a Central Amazon forest, *Glob. Change Biol.*, 24, 4266-4279, <https://doi.org/10.1111/gcb.14293>, 2018.

Serrão, D. R., Jardim, F. C. S., Nemer, T. C.: Sobrevivência de seis espécies florestais em uma área explorada seletivamente no município de Moju, Pará, *Cerne*, 9, 2, 153-163, 2003.

Silva, L. G. T., Silva, J. F. A., Silva, H. M.: Diagnóstico da Agricultura Familiar no Município de Moju, Pará, Belém: Embrapa Amazônia Oriental, Documentos 104, 49 pp., 2001.

Stiegler, C., Meijide, A., Fan, Y., Ali, A. A., June, T., Knohl, A.: El Niño–Southern Oscillation (ENSO) event reduces CO<sub>2</sub> uptake of an Indonesian oil palm plantation, *Biogeosciences*, 16, 2873-2890, <https://doi.org/10.5194/bg-16-2873-2019>, 2019.

Taiz, L., Zeiger, E., Moller, I., Murphy, A. Fotossíntese: Considerações Fisiológicas e Ecológicas, in: *Fisiologia e desenvolvimento vegetal*, edited by: Taiz, L., Zeiger, E., Moller, I., Murphy, A. Fotossíntese., 6.ed. Porto Alegre: Artmed, 245-267, 2017.

Tian, H., Melillo, J. M., Kicklighter, D. W., McGuire, A. D., Helfrich III, J. V. K., Moore II, B., Vörösmarty, C. J.: Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems, *Nature*, 396, 664-667, <https://doi.org/10.1038/25328>, 1998.

Toochi, E. C.: Forest and Environment: Developments in Global Change Ecology, *Forest Res. Eng. Int. J.*, 3, 00016, <http://dx.doi.org/10.15406/freij.2017.01.00016>, 2017.

Verbeeck, H., Peylin, p., Bacour, C., Bonal, D., Steppe, K., Ciais, P.: Seasonal patterns of CO<sub>2</sub> fluxes in Amazon forests: Fusion of eddy covariance data and the ORCHIDEE model, *J. Geophys. Res.*, 116, G02018, <https://doi.org/10.1029/2010JG001544>, 2011.

Verheyen, W.: Growth and Production of Oil Palm, in: Land Use, Land Cover and Soil Sciences, edited by: Verheyen, W., Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), UNESCO-EOLSS Publishers, Oxford, UK, 24pp., 2010.

Webb, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R.: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 85–100, <https://doi.org/10.1002/qj.49710644707>, 1980.

Wohlfahrt, G., Anfang, C., Bahn, M., Haslwanter, A., Newesely, C., Schmitt, M., Drösler, M., Pfadenhauer, J., Cernusca, A.: Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modeling, *Agr. Forest Meteorol.*, 128, 141-162, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.11.003>, 2005.

Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M; Bakwin, P. S., Daube, B. C., Bassow, S. L., Bazzaz, F. A.: Net Exchange of CO<sub>2</sub> in a Mid-Latitude Forest, *Science*, 260, 1314-1317, <https://doi.org/10.1126/science.260.5112.1314>, 1993.

Wu, J., Albert, L. P., Lopes, A. P., Restrepo-Coupe, N., Hayek, M., Wiedemann, K. T., Guan, K., Stark, S. C., Christoffersen, B., Prohaska, N., Tavares, J. V., Marostica, S., Kobayashi, H., Ferreira, M. L., Campos, K. S., Silva, R., Brando, P. M., Dye, D. G., Huxman, T. E., Huete, A. R., Nelson, B. W., Saleska, S. R.: Leaf development and demography explain photosynthetic seasonality in Amazon evergreen forests, *Science*, 351, 972-976, <https://doi.org/10.1126/science.aad5068>, 2016.

Yakuwa, J. C. P.: Variabilidade espacial e temporal das características térmico-hídricas do solo em cultivo de palma de óleo no leste da Amazônia, M.S. thesis, Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal Rural da Amazônia, 74pp., 2020.

Yui, S., Yeh, S.: Land use change emissions from oil palm expansion in Pará, Brazil depend on proper policy enforcement on deforested lands, Environ. Res. Lett., 8, 1-9, <http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/8/4/044031>, 2013.

Zeri, M., Sá, L. D. A., Manzi, A. O., Araújo, A. C., Aguiar, R. G., von Randow, C., Sampaio, G., Cardoso, F. L., Nobre, C. A.: Variability of Carbon and Water Fluxes Following Climate Extremes over a Tropical Forest in Southwestern Amazonia, PlosOne, 9, 2, 1-12, <https://doi.org/doi:10.1371/journal.pone.0088130>, 2014.

### **3 VARIAÇÃO INTERANUAL (2015-2018) DOS FLUXOS DE ENERGIA EM UM PLANTIO DE PALMA DE ÓLEO NO LESTE DA AMAZÔNIA**

#### **RESUMO**

Nos anos de 2015-2016 ocorreu um evento com grande impacto no leste da Amazônia, o El Niño Oscilação Sul (ENOS). O ENOS causa redução da precipitação, consequentemente a redução da umidade do solo, e a elevação da temperatura do ar, déficit de pressão de vapor e radiação solar que são fatores cruciais para o cultivo de palma de óleo. Os fluxos superficiais de energia são importantes para compreender o clima regional e global, avaliar os ciclos hidrológicos e entender a interação solo-planta-atmosfera. O objetivo foi avaliar os fluxos de energia e determinar os elementos climáticos que podem influenciá-los em uma escala sazonal e interanual em um plantio de palma de óleo no leste da Amazônia durante o ENOS 2015-2016 e após, em anos normais (2017 e 2018), no município de Moju, Pará, Brasil. Os fluxos de H<sub>2</sub>O foram estimados por meio do método da covariância de vórtices turbulentos. A precipitação reduziu mais de 50% no período menos chuvoso de 2015 a 2017, ademais apresentaram maiores temperaturas do ar ( $T_{ar}$ ) coincidindo com os meses que apresentaram maior influência do ENOS. As variáveis meteorológicas como radiação de onda curta incidente ( $ROC_{in}$ ), déficit de pressão de vapor (DPV), velocidade do vento (u) e umidade do solo ( $U_{solo}$ ) não apresentaram diferenças estatísticas ao longo dos anos de 2015 a 2018, a diferença ocorreu intra-anualmente. O fluxo de calor sensível (H) aumentou conforme o esperado durante o período menos chuvoso. No entanto, o fluxo de calor latente (LE) também foi maior, coincidindo com aumentos e variações sazonais da condutância aerodinâmica ( $C_a$ ) e da condutância da superfície ( $C_s$ ). O fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) demonstrou que, em diferentes épocas do ano, a evapotranspiração (ET) é mais influenciada pela vegetação como no ano de 2015, 2017 e 2018, enquanto o período chuvoso de 2016 foi mais sensível ao saldo radiação ( $R_n$ ). Os fluxos de H e LE e  $C_s$  apresentaram correlações de moderada a forte com  $R_n$ ,  $T_{ar}$ , DPV e  $U_{solo}$ , dependendo da sazonalidade e do ano. A palma de óleo com o HIE foi resiliente aos períodos de restrição de precipitação, elevando o LE como encontrado em florestas tropicais equatoriais, resultado que pode ter sido alcançado pela permanência do solo úmido nos anos estudados.

**Palavras-chave:** Palma de óleo. El Niño. Fluxos de energia. Controles biofísicos. Leste da Amazônia.

## ABSTRACT

In the years 2015-2016 occurred an event with great impact in eastern Amazonia, El Niño-Southern Oscillation (ENSO). ENSO causes a reduction in precipitation, consequently a reduction in soil moisture, an increase in air temperature, vapor pressure deficit and solar radiation, which are crucial factors for the cultivation of oil palm. Surface energy fluxes are important for understanding the regional and global climate, assessing hydrological cycles and understanding the soil-plant-atmosphere interaction. The objective was to evaluate energy fluxes and determine the climatic elements that can influence them on a seasonal and interannual scale in an oil palm plantation in eastern Amazonia during 2015-2016 ENSO and after, in normal years (2017 and 2018), in the municipality of Moju, Pará, Brazil. H<sub>2</sub>O fluxes were estimated using eddy covariance method. Precipitation decreased by more than 50% in the dry season of 2015 to 2017, in addition to having higher air temperatures ( $T_{air}$ ) coinciding with the months that showed the greatest influence of ENSO. Meteorological variables such as incident shortwave radiation (SW<sub>in</sub>), vapor pressure deficit (VPD), wind speed (u) and soil water content (SWC) did not show statistical differences over the years 2015 to 2018, the difference occurred intra-annually. The sensible heat flux (H) increased as expected during the dry season. However, the latent heat flux (LE) was also higher, coinciding with seasonal increases and variations in aerodynamic conductance (C<sub>a</sub>) and surface conductance (C<sub>s</sub>). The decoupling factor ( $\Omega$ ) demonstrated that, at different times of the year, evapotranspiration (ET) is more influenced by vegetation as in 2015, 2017 and 2018, while in the wet season of the 2016 it was more sensitive to the radiation balance (R<sub>n</sub>). H and LE fluxes and C<sub>s</sub> showed moderate to strong correlations with R<sub>n</sub>, T<sub>air</sub>, VPD and SWC, depending on seasonality and year. Oil palm with HIE was resilient to periods of restricted rainfall, elevating LE as found in equatorial tropical forests, result that may have been achieved by the permanence of moist soil in the years studied.

**Keywords:** Oil palm. El Niño. Energy fluxes. Biophysical controls. Eastern Amazonia.

### 3.1 Introdução

As regiões tropicais apresentam uma forte sazonalidade pela incidência de radiação solar e pluviosidade, resultando em altas taxas de evaporação de água nos oceanos e evapotranspiração nas superfícies terrestres (Thomas; Baltzer, 2002; Bonal et al., 2016). O entendimento dos controles das variações sazonais dos fluxos nos ambientes terrestres depende

de como é usada a energia e a água pela vegetação tropical (Malhi et al., 2002). O particionamento de energia entre o fluxo de calor sensível (H) e o calor latente (LE) é importante para avaliar os ciclos hidrológicos, compreender as interações solo-planta-atmosfera e desenvolver a camada limite, tempo e clima (von Randow et al., 2004; da Rocha et al., 2009; Biudes et al., 2015).

A Amazônia abrange a metade das florestas tropicais do mundo (Malhi et al., 2009). É um centro convectivo tropical que auxilia na regulação climática regional e global e na manutenção do equilíbrio hídrico e energético (Malhi et al., 2008; Marengo et al., 2017). Contudo, as mudanças climáticas ocasionadas pela alteração do uso da terra têm tornado a Amazônia vulnerável (Llopart et al., 2018), em decorrência do aumento da frequência e a intensidade de incêndios, pragas e doenças e da gravidade dos eventos climáticos extremos (Toochi, 2017). Como, por exemplo, El Niño Oscilação Sul (ENOS) que tem se tornado mais frequente e extremo nos últimos anos (Cai et al., 2014). O ENOS reduz a precipitação, diminuindo a umidade do solo ( $U_{\text{sol}}_o$ ) e elevando a temperatura do ar ( $T_{\text{ar}}$ ) e o déficit de pressão de vapor (DPV) (Verbeeck et al., 2011).

A conversão da Amazônia em pastagens ou plantios agrícolas implica em impactos ecológicos regionais e nos processos climatológicos e hidrológicos (von Randow et al., 2004). A alteração das florestas em cultivo da palma de óleo pode mudar drasticamente as características do habitat (Luskin; Potts, 2011), modificando o microclima em consequência do menor índice de área foliar, e assim tornando o ambiente mais seco e eleva a temperatura (Luskin e Potts, 2011; Hardwick et al., 2015).

Por outro lado, o cultivo de palma de óleo tem crescido em grande escala nas regiões tropicais (Paterson; Lima, 2018), em razão da combinação dos processos econômicos, sociais e ecológicos (Merten et al., 2016). Países como Indonésia e Malásia são responsáveis por 85% da produção global de óleo de palma, representando 40% da produção do mercado de óleos vegetais (Merten et al., 2017). E o Brasil, devido as suas condições edafoclimáticas, detém uma das maiores proporções de áreas aptas ao plantio, sobretudo na Amazônia (Pirker et al., 2016). É uma atividade agroindustrial com forte insumo energético e apelo ecológico, atuando na ciclagem e sequestro de carbono, contribuindo na restauração do balanço hídrico (Barcelos; Soares, 2010), protegendo o solo contra lixiviação e erosão (Furlan Júnior; Müller, 2004) e recuperando áreas degradadas (Becker, 2010).

A expansão do crescente interesse na produção do biodiesel em detrimento da redução do consumo dos combustíveis fósseis tem aumentado os incentivos financeiros do governo

(Silveira; Pickler, 2018). Em 2004, foi lançado o Programa Nacional de Produção e Uso do Biodiesel (PNPB) que visava a produção de biodiesel a partir de fontes oleaginosas, como óleo de palma (MDA, 2018). Em 2010 foi criado o Programa Nacional de Produção Sustentável de Óleo de Palma (PSOP), com o objetivo de expandir a produção do óleo em áreas degradadas da Amazônia legal e com a inclusão da agricultura familiar. Dessa forma, o estado do Pará se tornou o maior produtor nacional, com 93% de área cultivada com dendê (Venturieri et al., 2009), perfazendo mais de 62,39% da produção total do óleo de palma (Fapespa, 2015).

Em 2015-2016 ocorreu o ENOS que foi considerado um dos mais rigorosos e categorizado por Hong et al. (2014) como um “super” El Niño. O ENOS 2015-2016 foi responsável por uma grave seca na estação chuvosa, principalmente, no leste amazônico (Erfanian et al., 2017) que reduziu a produtividade primária bruta (PPB) de toda a bacia amazônica entre outubro de 2015 a março de 2016 (van Schaik et al., 2018).

Os estudos sobre fluxos superficiais de energia na Amazônia, sem influência do ENOS, ao longo dos gradientes de vegetação (da floresta ao cerrado) demonstram que os sítios com menor comprimento da estação seca, próximos ao Equador, apresentam menor H menor no período chuvoso e o maior LE no período menos chuvoso (da Rocha et al., 2004; Hasler; Avissar, 2007; Hutyra et al., 2007; Restrepo-Coupe et al., 2013). Ainda de acordo com esses autores e Harper et al. (2014) os fatores como fenologia, profundidade das raízes, fisiologia das árvores, variáveis meteorológicas e características do solo influenciam na variabilidade desses fluxos.

As trocas gasosas da palma de óleo, além das altas  $T_{ar}$  e DPV e baixa  $U_{solo}$ , são controladas pela temperatura foliar, déficit hídrico no solo, idade foliar e da planta (Dufrene; Saugier, 1993; Lamade; Boullet, 2005; Jazayeri et al., 2015; Röll et al., 2015; Rivera-Mendes et al., 2016; A'fifah; Haniff, 2018; Fonseca et al., 2018; Morais et al., 2020). Da mesma maneira que o déficit hídrico, o excesso de água no solo em solos mal drenados ou pouco profundos pode reduzir a fotossíntese, a transpiração em consequência da diminuição da condutância estomática (Henson et al., 2008).

As pesquisas em plantios adultos de palma de óleo africana (*Elaeis guineensis* Jacq.) realizadas na Malásia e na Indonésia como de Henson e Harun (2005) e Haniff et al. (2016) encontraram maior H no período menos chuvoso e picos de LE no período chuvoso. Henson e Harun (2007), durante o período menos chuvoso com eventos intensos de precipitação, observaram a resposta da palma de óleo ao aumento da  $U_{solo}$  com a elevação do LE e a redução do H. Meijide et al. (2017), sem considerar sazonalidade e avaliando alguns parâmetros

fisiológicos, determinaram maior LE em detrimento do H em plantios com diferentes idades. Fowler et al. (2011), observaram fluxos de energia superiores no plantio em comparação com uma floresta tropical.

Ao longo do ENOS 2015-2016 a palma de óleo africana foi estudada por Stiegler et al. (2019) na Indonésia, a qual apresentou menor evapotranspiração (derivada do LE) no período menos chuvoso e a perda de água foi 2,5 vezes maior que a precipitação. Os autores anteriores destacaram que o fechamento parcial dos estômatos associado ao alto DPV e menor  $U_{solo}$  nas camadas superficiais elevaram o H. Em contrapartida, na Amazônia, Brum et al. (2020) entre outubro de 2015 a abril de 2016, observaram que a transpiração da palma de óleo era maior no período menos chuvoso com o solo relativamente úmido e sendo influenciada pelo DPV.

E neste contexto, os estudos anteriores destacam a importância da disponibilidade de água e da sazonalidade nas trocas gasosas nos plantios de palma de óleo no sudeste asiático e na Amazônia, e que por sua vez, sofrem implicações pelo ENOS. O objetivo deste trabalho foi avaliar os fluxos superficiais de energia e determinar os elementos climáticos que podem influenciá-los em uma escala sazonal e interanual durante e após o ENOS 2015-2016 em um plantio de palma de óleo no leste da Amazônia. Para responder à questão sobre quais foram as consequências de um evento climático extremo nos fluxos superficiais de energia em um monocultivo de palma de óleo com HIE. Pretende-se validar que o ENOS 2015-2016 não influenciou o LE do HIE, mantendo-se elevado durante o período menos chuvoso, com influência do DPV e da  $U_{solo}$ .

### **3.2 Material e Métodos**

#### **3.2.1 Área de estudo**

A pesquisa foi realizada na empresa Marborges Agroindústria S.A. ( $1^{\circ}59'29''$  S e  $48^{\circ}36'34''$  O), no km 56 da Rodovia estadual Virgílio Serrão Sacramento (PA-252), microrregião de Tomé-Açu, no município de Moju, Pará, Brasil (Pina, 2010).

O solo predominante em Moju é Latossolo Amarelo em diferentes texturas, com a ocorrência de solos Podzólicos Vermelho-Amarelos, Gleis Pouco Húmico e Plintossolos (Costa et al., 1998). Na área da empresa predomina o solo Latossolo Distrófico franco arenoso (Gomes Júnior et al., 2015). A classificação climática conforme Köppen é do subtipo “Af” (Andrade et al., 2017). O clima tropical quente e úmido, a média anual da temperatura do ar varia de 25 °C a 27 °C e com precipitação anual entre 2.000 e 3.000 mm (Serrão et al., 2003). O clima da Amazônia é influenciado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) com o máximo de

precipitação de março a maio e os meses mais secos em setembro a novembro (Marengo; Espinoza, 2015).

A precipitação foi distribuída sazonalmente entre o período chuvoso (a partir daqui mencionado como PC) e o período menos chuvoso (a partir daqui mencionado como PMC) de acordo com Verheyen (2010) e Carr (2011). A palma de óleo em condições ótimas apresenta uma evapotranspiração diária de três a cinco mm (Lim et al., 2011). Dessa forma, os meses que apresentaram precipitação total abaixo de 150 mm, a palma de óleo estava sob déficit hídrico. Portanto, os meses abaixo desse valor foram considerados como PMC. O ano de 2015 teve como PC os meses de janeiro a junho e dezembro e o PMC os meses de julho a novembro. Os anos de 2016 a 2018 tiveram os meses de janeiro a maio e dezembro como PC e o PMC de junho a novembro.

A empresa Marborges dispõe de diversos módulos agrícolas com plantios de palma de óleo, porém para este estudo foi utilizada a Parcela C<sub>22</sub>. Na C<sub>22</sub>, em dezembro de 2013, foi construída uma torre de observações micrometeorológicas (01°51'43.2''S, 048°36'52.2''O) com 23 metros de altura, estrutura em alumínio e seção de 1,40 m x 1,0 m e 1,83 m de altura.

A parcela, inicialmente, apresentava um plantio de *Elaeis guineensis* Jacq. e que foi dizimado pela anomalia amarelecimento fatal (AF). Em fevereiro de 2007 pelo Projeto Pró Dendê foi realizado um plantio com quarenta e dois híbridos de cruzamentos diferentes (*Elaeis guineensis* Jacq. x *Elaeis oleifera* (Kunth) Cortés) em 25 hectares, ha (250 x 1000 m). Os indivíduos estavam dispostos em um espaçamento de 9 x 9 m, no formato de triângulo equilátero em uma densidade de 143 plantas por hectare (Fonseca et al., 2018).

Na parcela C<sub>22</sub>, a empresa realiza o coroamento (duas vezes por ano), a poda das folhas (uma vez ao ano) e polinização manual assistida de forma manual (a cada dois dias) em virtude da baixa fertilidade do pólen. A adubação é mecanizada feita por adubadeiras atreladas a tratores e, manual para a reposição de baixas dosagens de fertilizantes, se necessário. Após 2,5 anos do plantio, a colheita é realizada a cada 12-15 dias, em que os cachos colhidos são removidos do plantio por tração animal. (PINA, 2010).

### 3.2.2 Medidas meteorológicas

As medidas meteorológicas foram obtidas acima do solo e no solo. Os instrumentos utilizados estão descritos na Tabela 3.1.

**Tabela 3.1.** Relação dos instrumentos meteorológicos instalados na torre de observações micrometeorológicas em um plantio de palma de óleo, localizado no leste da Amazônia.

Medidas	Unidades	Instrumento/Modelo	Altura/Profundidade (m)	Tempo de amostragem
<b>Fluxo de calor sensível e latente</b>	$\text{W m}^{-2}$	Analizador de gases por infravermelho de caminho aberto (IRGASON, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA)	12,4	10 Hz
<b>Radiação de onda curta incidente</b>	$\text{W m}^{-2}$	Piranômetro (CNR4, Kipp&Zonen B.V.)	18,21	60 segundos (seg)
<b>Saldo radiação</b>	$\text{W m}^{-2}$	Saldo radiômetro (CNR4, Kipp&Zonen, B.V.)	18,21	60 seg
<b>Temperatura e umidade relativa do ar</b>	$^{\circ}\text{C}$ , %	Termohigrômetro (HC2S3, Rotronic Instrument Corp.)	22,70; 15,94; 10,40; 6,75; 2,25	60 seg
<b>Velocidade do vento</b>	$\text{m s}^{-1}$	Anemômetro 2-D (Windsonic, Gill Instruments Ltd.)	22,70; 15,94; 11,85; 6,15	60 seg
<b>Pressão atmosférica</b>	kPa	Barômetro (PTB110, Vaisala)	21,40	60 seg
<b>Precipitação</b>	mm	Pluviômetro (TB4, Hydrological Services Pty. Ltd.)	22,65	60 seg
<b>Umidade do solo</b>	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	Reflectômetro no domínio do tempo (CS650, Campbell Scientific, Inc.)	0,10; 0,20; 0,30; 0,40	60 seg
<b>Fluxo de calor no solo</b>	$\text{W m}^{-2}$	Fluxímetro (HFP01, Hukseflux)	0,10; 0,20	60 seg

**Fonte:** A autora.

As medidas acima do solo compreendem: radiação de onda curta incidente ( $ROC_{in}$ ), saldo radiação ( $R_n$ ), temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), umidade relativa do ar ( $U_{ar}$ ), pressão atmosférica ( $P_{atm}$ ), velocidade do vento ( $u$ ) e precipitação. As alturas utilizadas das seguintes variáveis foram as mais próximas acima do dossel da palma de óleo (em torno de 8 metros), a  $T_{ar}$  e  $U_{ar}$  a 10,4 m e  $u$  a 11,85 m.

O déficit de pressão de vapor (DPV) foi calculado com base nas medidas de  $T_{ar}$  e  $U_{ar}$ , de acordo com a equação de Tetens e descrita por Rodrigues et al. (2011).

As medidas no solo incluíram a umidade do solo ( $U_{solo}$ ) em duas profundidades, 0,10 m e 0,40 m, e o fluxo de calor no solo ( $G$ ) a 0,10 m. Ambas as variáveis foram coletadas a uma distância de 0,5 m do estipe da palma (Tabela 3.1).

Os dados meteorológicos foram registrados em microcontroladores eletrônicos (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA), com o tempo de amostragem descrito na Tabela 3.1. O armazenamento foi na memória interna do microcontrolador e em cartões de memória de alta performance (CFM2G, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA). Posteriormente, os dados armazenados no formato binário foram convertidos em *ascii* pelo programa LoggerNet 4.5 (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, EUA), gerando arquivos de médias de 30 minutos (min) para os dados meteorológicos acima do solo e 10 min para o solo. Para análise dos dados, todas as médias foram padronizadas em 30 min.

### 3.2.3 Método da covariância de vórtices turbulentos

Os fluxos de energia: calor sensível ( $H$ ) e calor latente (LE) foram derivados a partir do método da covariância de vórtices turbulentos (CVT). O sistema de fluxo é composto por um anemômetro ultrassônico 3D (CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan Utah, EUA) com um analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (IRGASON, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA), Tabela 3.1. O sistema estava instalado a 12,4 m de altura acima do solo e direcionado ao nordeste, a qual é a direção predominante do vento.

O registro, armazenamento e a conversão dos dados de fluxos foram iguais aos dados meteorológicos. Após a conversão, os dados foram processados com o programa EddyPro 6.2.1 (LI-COR Inc., Lincoln, NE, EUA) para calcular os fluxos com precisão.

No EddyPro 6.2.1, foram aplicados: a rotação dupla, o bloco de médias para eliminar tendência, covariância máxima com padrão para compensação do tempo de atraso, compensação para flutuações de densidade por Webb et al. (1980). Para análise de qualidade dos fluxos foi utilizado Mauder e Foken (2006), a estimativa de *Footprint* por Kljun et al. (2004)

e Mauder et al. (2013) para remoção e contagem de picos. Os dados de fluxos somente foram processados com a presença mínima de 60% de dados possíveis.

O fluxo de calor sensível (H) foi calculado conforme a equação (1):

$$H = \rho_a c_p (\overline{w'T'}) \quad (1)$$

onde  $\rho_a$  é a densidade do ar,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante e  $(\overline{w'T'})$  é a covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento ( $w'$ ) e temperatura do ar ( $T'$ ).

O fluxo de calor latente (LE) foi determinado conforme a equação (2):

$$LE = \rho_a L (\overline{w'q'}) \quad (2)$$

onde L é o calor latente de vaporização da água a pressão constante e  $(\overline{w'q'})$  é a covariância entre as flutuações da velocidade vertical do vento ( $w'$ ) e a quantidade de vapor de água do ar ( $q'$ ).

### 3.2.4 Preenchimento de falhas

As falhas nos dados meteorológicos e fluxos ocorreram por mau funcionamento dos instrumentos, problemas no sistema de alimentação ou eventos de chuva volumosa que prejudicaram a coleta dos dados de fluxo em virtude de o sistema ser de caminho aberto.

De 2015 a 2018 a precipitação apresentou medidas ausentes. Portanto, foi feito preenchimento das falhas com os dados diários obtidos pela empresa Marborges Agroindústria S.A que foram coletados a 1 km de distância da torre. A quantidade de dias preenchidos foi de 142 dias em 2015, 79 dias em 2016, 51 dias em 2017 e 25 dias em 2018.

#### 3.2.4.1 Preenchimento das variáveis de fluxos de energia

Após o tratamento dos dados (detalhado no 3.2.7), o preenchimento a cada 30 min dos fluxos de H e LE ocorreu por meio de interpolação (Baldocchi et al., 1997). Foi utilizada a regressão linear simples para estimar H e LE em função do saldo radiação ( $R_n$ ), separados sazonalmente e em um intervalo de dados de três (3) dias consecutivos para preencher as medidas ausentes (Baldocchi et al., 1997; Suyker; Verma, 2008). O preenchimento foi aplicado para lacunas com poucas horas consecutivas, sendo até duas horas diurnas e noturnas.

### 3.2.5 Particionamento de energia

A variação sazonal do particionamento de energia foi determinada pela fração do  $R_n$ , utilizando o calor sensível ( $H/R_n$ ), calor latente ( $LE/R_n$ ), sendo este último como determinado

como fração evaporativa (FE). Além da partição da energia disponível na superfície por meio da Razão de Bowen ( $\beta$ ) que foi calculada pela fração do H pelo LE (Pereira; Rodrigues, 2013).

### 3.2.6 Fechamento do Balanço de energia

O fechamento do balanço de energia (FBE) foi calculado conforme Meyers e Hollinger (2004), equação 3:

$$R_n - G - S = H + LE \quad (3)$$

Em que:  $R_n$  ( $W\ m^{-2}$ ) é o saldo radiação,  $G$  ( $W\ m^{-2}$ ) é fluxo de calor no solo;  $S$  ( $W\ m^{-2}$ ) é armazenamento total de energia,  $H$  ( $W\ m^{-2}$ ) é o fluxo de calor sensível e  $LE$  ( $W\ m^{-2}$ ) é fluxo de calor latente.

#### 3.2.6.1 Componentes do armazenamento de energia

Os termos do armazenamento total de energia ( $S_t$ ) do solo-planta-dossel do ecossistema foram determinados de acordo com Meyers e Hollinger (2004) e Kutikoff et al. (2019):

$$S_t = S_a + S_w + S_b + S_p + S_s \quad (4)$$

Em que:  $S_a$  representa o ar,  $S_w$  é a água,  $S_b$  é a biomassa,  $S_p$  é a fotossíntese e  $S_s$  o solo.

O calor armazenado na camada do ar acima da superfície do solo até a altura de medição do CVT ( $S_a$ ) foi calculado como (Kutikoff et al., 2019):

$$S_a = \int_0^{zm} \rho_a C_p \frac{dT_a}{dt} dz \quad (5)$$

Onde:  $T_a$  = temperatura do ar (K);  $\rho_a$  = densidade do ar úmido ( $kg\ m^{-3}$ );  $C_p$  = calor específico do ar úmido ( $J\ kg^{-1}\ C^{-1}$ ). Para a  $\rho_a$  foi realizada uma média para cada ano. E o  $C_p$  foi utilizado o valor constante de  $1013\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$ . Para este cálculo foram utilizadas as alturas de 10,40, 6,75 e 2,25 m. Ademais, foram realizadas interpolações lineares para o preenchimento dos dados de temperatura do ar.

O armazenamento do calor latente ou da água no ar ( $S_w$ ) foi calculado conforme Barr et al. (2006):

$$S_w = \int_0^{zm} \rho_a \lambda \frac{dq}{dt} dz \quad (6)$$

Em que:  $q$  = umidade específica ( $g\ de\ vapor\ g\ de\ ar^{-1}$ ) calculado para as alturas de 10,40, 6,75 e 2,25 m;  $\rho$  = densidade do ar úmido ( $kg\ m^{-3}$ ); e  $\lambda$  = calor específico do ar úmido ( $KJ\ kg^{-1}$ ) determinado como valor médio para cada ano.

O armazenamento de energia na biomassa foi determinado conforme Kutikoff et al. (2019), equação 7:

$$S_b = \int_0^{zm} m_b C_b \frac{dTc}{dt} \quad (7)$$

Em que:  $m_b$  é a biomassa total ( $\text{kg m}^{-2}$ );  $C_b$  é a capacidade do calor específico da biomassa em  $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ;  $dTc$  é a mudança da média na temperatura do ar (K) no dossel até o final de cada intervalo de tempo, utilizando as medidas do termohigrômetro a 6,75 m de altura (abaixo do dossel).  $C_b$  é aproximadamente 70% do valor correspondente ao calor específico da água, sendo  $2.958 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (Moderow et al., 2009). A biomassa total úmida do HIE utilizada foi de  $26,71 \text{ kg m}^{-2}$  (Laban, 2019; Gloria, 2020).

O calor absorvido via fotossíntese ou perda devido a respiração da planta foi obtido a partir do fluxo de dióxido de carbono ( $F_{CO_2}$ ) de acordo com Blanken et al. (1997), equação 8:

$$S_p = -F_{CO_2} * 0,469 \quad (8)$$

O armazenamento de energia no solo foi calculado usando camada média acima das placas de fluxo de calor na superfície (Oliphant et al., 2004), equação 9:

$$S_s = C_s \frac{\Delta Ts}{\Delta t} z \quad (9)$$

Onde:  $Ts$  é média da temperatura do solo (K) a 0,10 m, o  $\Delta t$  é a variação do tempo; e  $C_s$  é a capacidade de calor do solo.

$$C_s = \rho_b C_{sd} + \theta_v C_{sw} \quad (10)$$

Onde:  $\rho_b$  é densidade do solo, definida como  $1550 \text{ kg m}^{-3}$  para o sítio (Yakuwa, 2020);  $C_{sd}$  é o calor específico do solo mineral seco, sendo  $837 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (Hanks, 1992); e o  $\theta_v$  = conteúdo volumétrico do solo (%) a 0,10 m.

E o cálculo do erro residual ( $R_e$ ) foi aplicado de acordo com Liu e Foken (2001), equação 11:

$$R_e = R_n - LE - H - G - S \quad (11)$$

E a razão do resíduo e da energia disponível está representada na equação 12 (Liu e Foken, 2001):

$$\frac{R_e}{R_n - G} \quad (12)$$

### 3.2.7 Controle biofísico da Evapotranspiração: Condutância aerodinâmica, condutância da superfície e fator de desacoplamento

#### 3.2.7.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) foi calculada conforme a equação 13:

$$ET = \frac{LE}{L\rho_w} * 1000 * 86400 \quad (13)$$

onde ET é a evapotranspiração real diária ( $\text{mm dia}^{-1}$ ), LE é a média diária do fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ), L é o calor latente de vaporização ( $2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ) e  $\rho_w$  é a densidade da água ( $998 \text{ kg m}^{-3}$ ).

### 3.2.7.2 Condutância aerodinâmica ( $C_a$ )

Para a determinação de  $C_a$  foi utilizada a equação (13) conforme proposto por Campbell e Norman (1998):

$$\frac{1}{C_a} = r_a = \frac{u}{u^*} + \frac{1}{ku^*} \left[ \ln \left( \frac{Z_0}{Z_v} \right) + \Psi_m - \Psi_v \right] \quad (14)$$

onde  $r_a$  é a resistência aerodinâmica ( $\text{s m}^{-1}$ ),  $u$  é a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) a altura da medição  $z$  (m),  $u^*$  é a velocidade de fricção do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $Z_0$  é o comprimento de rugosidade do *momentum* parametrizado como 0,1 da altura da cultura (m),  $Z_v$  é o comprimento da rugosidade para o vapor d'água parametrizado como 0,1 de  $Z_0$  (m),  $k$  é a constante de Von Kármán (0,41).

Os fatores de correção para o fluxo de *momentum* ( $\Psi_m$ ) e para o fluxo de calor sensível ( $\Psi_v$ ) foram calculados após a determinação das condições de estabilidade e instabilidade ( $\zeta$ ) da atmosfera, definida pela equação (15) por Campbell e Norman (1998):

$$\zeta = - \frac{kgzH}{\rho_a C_p T_{ar} u^{*3}} \quad (15)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ),  $T_{ar}$  é a temperatura média do ar (K) e  $\rho_a$  é a densidade média do ar a pressão constante ( $\text{kg m}^{-3}$ ) e  $C_p$  é o calor específico do ar úmido a pressão constante ( $\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

Para condição estável ( $\zeta \geq 0$ ) da atmosfera, aplica-se (equação 16):

$$\Psi_m = \Psi_v = 6 \ln(1 + \zeta) \quad (16)$$

Para condição instável ( $\zeta < 0$ ) da atmosfera, usa a equação 17 e 18:

$$\Psi_v = -2 \ln \left[ \frac{1+(1-16\zeta)^{\frac{1}{2}}}{2} \right] \quad (17)$$

$$\Psi_m = 0,6 \Psi_v \quad (18)$$

### 3.2.7.3 Condutância da superfície ( $C_s$ )

A condutância da superfície ( $C_s$ ) foi calculada com base de tempo de 30 min entre o intervalo de 06:00 até às 18:00, seguindo a metodologia de Shuttleworth (1988). A equação

(19) faz referência a equação de Penman-Monteith invertida:

$$C_s = (r_s)^{-1} = \left\{ \frac{\rho_a C_p DPV}{\gamma LE} - \frac{1}{C_a} \left( 1 - \frac{\delta H}{\gamma LE} \right) \right\}^{-1} \quad (19)$$

onde  $r_s$  é a resistência da superfície ( $s m^{-1}$ ),  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $kg m^{-3}$ ), DPV é o déficit de pressão de vapor (kPa),  $C_a$  é a condutância aerodinâmica ( $m s^{-1}$ ),  $\delta$  é o declive da curva de pressão de saturação de vapor d'água (kPa/ °C) e  $\gamma$  é o coeficiente psicrométrico (kPa °C<sup>-1</sup>).

A declividade da curva de pressão de saturação ( $\delta$ ) foi estimada conforme a equação abaixo:

$$\delta = \frac{4098e_s}{(T_{ar} + 237,2)^2} \quad (20)$$

onde  $e_s$  é a pressão de saturação de vapor d'água (kPa) e  $T_{ar}$  é a temperatura do ar (°C).

O coeficiente psicrométrico (kPa °C<sup>-1</sup>) foi calculado como a equação 21:

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (21)$$

onde P é a pressão atmosférica (kPa) e  $\lambda$  é o calor latente de evaporação (MJ kg<sup>-1</sup>), sendo calculado como:

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) T_{ar} \quad (22)$$

onde  $T_{ar}$  é a temperatura do ar (°C).

O cálculo de  $C_s$  foi aplicado quando o dossel estava seco (Shuttleworth, 1998), visto que nos dias em que ocorrem eventos de chuva podem influenciar nas estimativas (Malhi et al., 2002). Portanto, foram excluídas as medidas 30 minutos antes, durante e duas (2) horas após o término da chuva (Malhi et al., 2002).

### 3.2.7.4 Fator de desacoplamento ( $\Omega$ )

Segundo Jarvis e McNaughton (1986), o fator de desacoplamento ( $\Omega$ ) observa a interação do dossel e a atmosfera. O fator  $\Omega$  varia no intervalo  $0 < \Omega < 1$ , cujo quanto mais próximo de 1 significa que a evapotranspiração está mais sensível ao  $R_n$  (o dossel está desacoplado das condições atmosféricas) e quanto mais próximo de 0 indica que a vegetação está controlando a ET. O cálculo utilizado está representado na equação 23:

$$\Omega = \frac{1}{1 + [\gamma / (\delta + \gamma)] (C_a / C_s)} \quad (23)$$

### 3.2.8 Tratamento e análises dos dados

Os dados convertidos foram submetidos a um controle de qualidade e garantia para a retirada das medidas espúrias, conforme o protocolo das torres de fluxos do Programa de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA).

O período de dados utilizados foi de janeiro de 2015 a dezembro de 2018. Os anos foram divididos entre os anos com a influência do ENOS, como todo o ano de 2015 (Jiménez-Muñoz et al., 2016) e o ano de 2016, que mesmo após o término do evento em abril, foi possível observar os efeitos durante o PMC (Erfanian et al., 2017). Os anos de 2017 e 2018 foram considerados normais, sem ocorrência do ENOS.

Após o tratamento dos dados, foram calculadas as médias diárias e sazonais com o erro padrão. Para o cálculo das médias diárias das variáveis meteorológicas foram utilizados os dias que apresentaram todas as 48 medidas por dia (100% dos dados diários). E os dados de fluxo foram usados a partir de 36 medidas ao dia (75%), Tabela 3.2. As médias diárias das condutâncias (aerodinâmica e superfície) e do fator foram obtidas das 06:00 às 18:00, e os dias selecionados deveriam apresentar 75% (19 pontos) das medidas entre esses horários.

**Tabela 3.2.** Número de dias e em parênteses estão as porcentagens em relação aos dados que deveriam ser obtidos durante um ano de medida após a etapa de tratamento dos dados.

Variáveis	2015	2016 <sup>1</sup>	2017 <sup>2</sup>	2018 <sup>3</sup>
<b>ROC<sub>in</sub></b>	316 (86,57%)	357 (97,81%)	349 (95,61%)	231 (63,29%)
<b>T<sub>ar</sub>, U<sub>ar</sub>, DPV</b>	318 (87,12%)	214 (58,63%)	288 (78,90%)	335 (91,78%)
<b>R<sub>n</sub></b>	318 (87,12%)	346 (94,53%)	344 (94,25%)	108 (29,59%)
<b>U<sub>solo</sub> e G</b>	340 (93,15%)	336 (91,80%)	325 (89,04%)	349 (95,62%)
<b>u</b>	306 (83,84%)	334 (91,26%)	317 (86,57%)	215 (58,90%)
<b>H</b>	338 (92,60%)	131 (35,79%)	178 (48,77%)	52 (14,25%)
<b>LE</b>	333 (91,23%)	112 (30,60%)	170 (46,58%)	52 (14,25%)
<b>u*</b>	338 (92,60%)	134 (36,61%)	178 (48,77%)	47 (12,88%)
<b>ET</b>	333 (91,23%)	112 (30,60%)	170 (46,58%)	47 (12,88%)
<b>C<sub>s</sub></b>	46 (12,60%)	28 (7,65%)	92 (25,21%)	8 (2,20%)
<b>C<sub>a</sub></b>	307 (84,11%)	132 (36,07%)	138 (37,81%)	41 (11,24%)
<b>Ω</b>	46 (12,60%)	28 (7,65%)	92 (25,21%)	8 (2,20%)

<sup>1</sup> Dias referentes aos meses de janeiro a maio, <sup>2</sup> período de maio a dezembro e <sup>3</sup> medidas dos meses de janeiro e fevereiro.

**Fonte:** A autora.

As análises estatísticas descritivas aplicadas foram médias, erro padrão e tamanho da amostragem. As variáveis meteorológicas e de fluxos foram comparadas intra-anual (PC e PMC) e interanualmente, utilizando a base temporal mensal para análise de variância

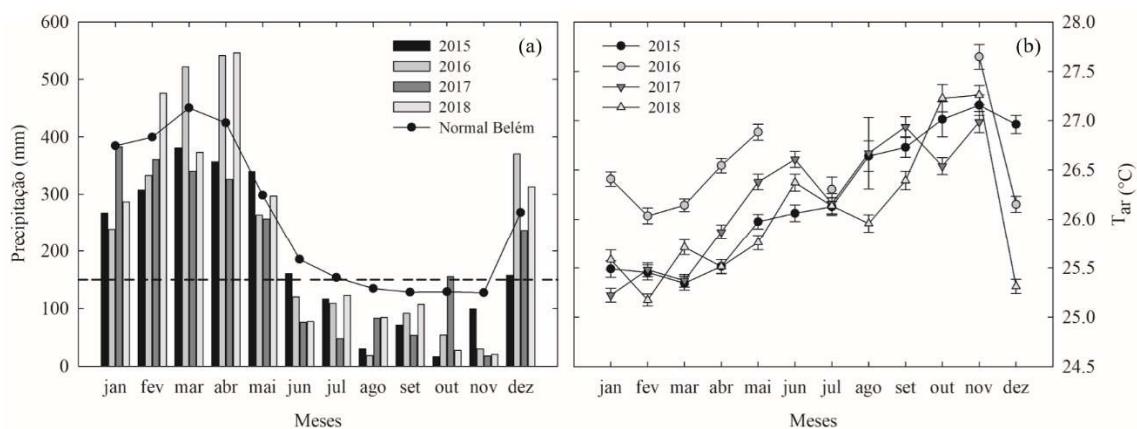
(ANOVA) com dois fatores. E para indicar as possíveis diferenças entre os grupos foi feito o teste *post hoc* de Tukey com o nível de significância de 5%.

A correlação de Pearson foi utilizada para quantificar a associação das variáveis meteorológicas ( $R_n$ ,  $T_{ar}$ , DPV e  $U_{solo}$ ) e H, LE e  $C_s$ . As análises estatísticas e os gráficos foram realizados por um programa computacional (SigmaPlot 11.0, SYSTAT Inc., San Jose, CA, EUA).

### 3.3 Resultados

#### 3.3.1 Variações sazonais e interanuais das condições meteorológicas

Nos anos de 2015 a 2018, o total anual de precipitação para Moju foi de 2.303,40 mm, 2.692,74 mm, 2.337,78 mm e 2.732,56 mm, respectivamente. A Normal Climatológica utilizada pertence a cidade mais próxima que é em Belém, cuja distância em linha reta de Moju é cerca de 130 km (Jardine et al., 2016), que apresenta as médias climatológicas. Conforme o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a média da Normal para precipitação anual entre 1981-2010 foi de 3.084 mm. Sendo superior em 11,40% do ano com maior precipitação (2018) e em 25,31% do ano com menor total de precipitação anual (2015) (Figura 3.1a).



**Figura 3.1.** Precipitação mensal no período de 2015 a 2018 e a média mensal da Normal Climatológica para Belém (1981-2010) (a). E em (b) é a média mensal da  $T_{ar}$  obtida pela torre micrometeorológica de Moju no plantio de palma de óleo no leste da Amazônia. A barra horizontal nas médias mensais de  $T_{ar}$  representa o erro padrão.

**Fonte:** Torre micrometeorológica de Moju e Instituto Nacional de Meteorologia, INMET (1981-2010).

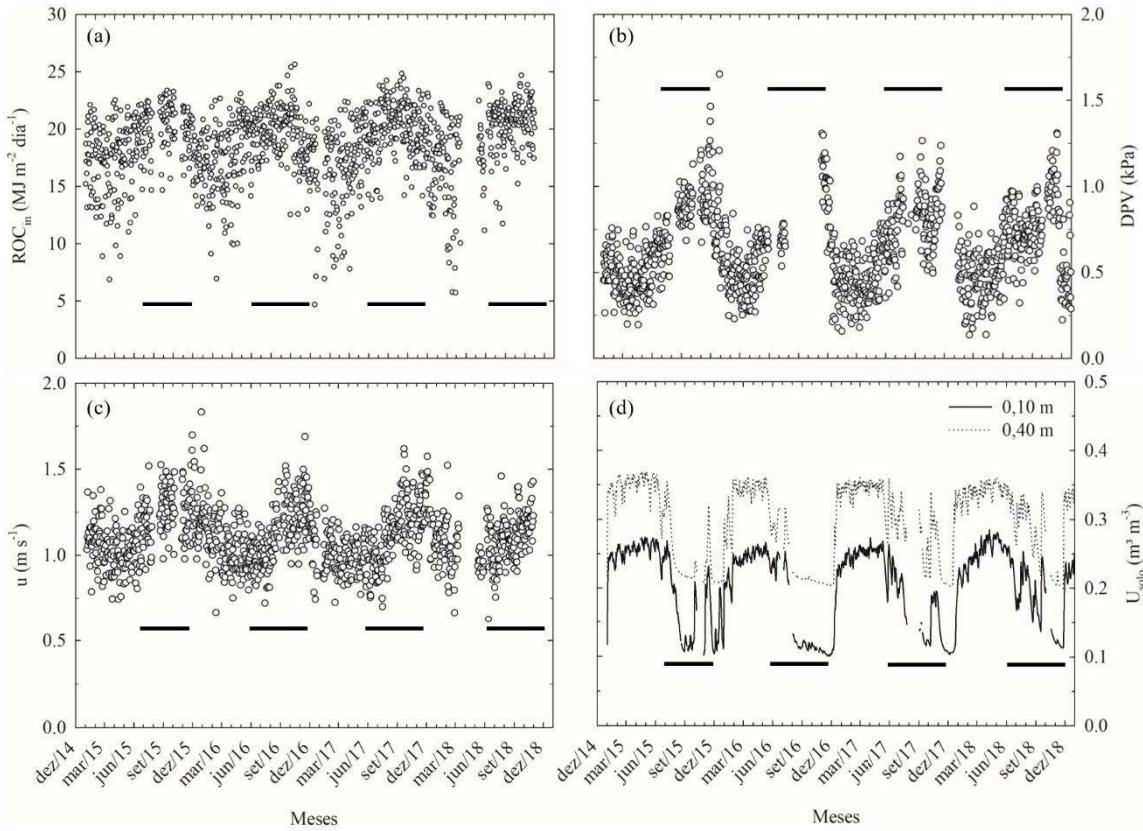
De todo o período analisado, 23 meses foram considerados como PMC. O mês de outubro de 2017 apresentou a precipitação acima do limiar (155,38 mm), porém ainda foi analisado como PMC em razão do mês seguinte exibir valor abaixo de 150 mm (Figura 3.1a).

Em comparação com a normal climatológica, os anos em que o PMC apresentou maior redução de chuvas foram 2015 (50,46%), 2016 (50,59%) e 2017 (50,57%). E o PC abrangeu mais de 81% do total anual de precipitação em todos os anos.

Os meses com os máximos de precipitação ocorreram em janeiro (2017) e abril (2015, 2016 e 2018) com o volume entre 356,60 mm (2015) a 545,84 mm (2018). Os menores volumes de precipitação foram presentes em agosto (2016), outubro (2015) e novembro (2017 e 2018) variando de 16,6 mm (em 2015) a 20,83 mm (em 2018).

As maiores médias de  $T_{ar}$  no PMC, em todos os anos, coincidiram com o mês de novembro variando entre  $26,99 \pm 0,11$  (em 2017) a  $27,65 \pm 0,12$  °C (em 2016). As menores  $T_{ar}$  foram presentes entre os meses de janeiro a março, as médias variaram entre  $25,17 \pm 0,06$  °C (fevereiro de 2018) a  $26,03 \pm 0,08$  °C (fevereiro de 2016), Figura 3.1b.

As variáveis meteorológicas apresentaram sazonalidade bem definida durante os anos de 2015 a 2018 (Figura 3.2a, b, c e d). A  $ROC_{in}$  exibiu valores altos em ambos os períodos. As médias no PC variaram entre  $16,88 \pm 0,04$   $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  (em 2018) a  $17,49 \pm 0,20$   $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  (em 2015). Os valores no PMC estiveram entre  $19,62 \pm 0,17$   $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  (em 2016) a  $20,52 \pm 0,01$   $MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  (em 2018). As médias diárias foram entre  $4,70\ MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  em dezembro a  $25,63\ MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$  em outubro, ambos em 2016, Figura 3.2a.



**Figura 3.2.** Variação sazonal das médias diárias de: ROCin (a), DPV (b), u (c), Usolo a 0,10 m e 0,40 m entre os anos de 2015 e 2018 no plantio de palma de óleo, Moju/PA. O PMC está demarcado com a linha sólida preta.

As variáveis como DPV e  $U_{\text{sol}}^{\text{ }}^{\text{ }}$  seguiram as variações da precipitação. O DPV com valores mais altos no PMC e aumento da  $U_{\text{sol}}^{\text{ }}$  nos meses mais chuvosos. A variação do DPV no PC foi de  $0,45 \pm 0,01$  kPa (em 2017) a  $0,55 \pm 0,01$  kPa (em 2015), enquanto no PMC foi de  $0,79 \pm 0,01$  kPa (em 2018) a  $0,89 \pm 0,02$  kPa (em 2016). A menor média diária foi em fevereiro de 2018 com 0,137 kPa e a maior em dezembro de 2015 com 1,65 kPa (Figura 3.2b).

A sazonalidade da  $u$  foi acentuada ao longo dos anos (Figura 3.2c). No PC, a  $u$  esteve entre  $1,03 \pm 0,01$  m s $^{-1}$  (em 2017) a  $1,08 \pm 0,01$  m s $^{-1}$  (em 2018), e no PMC a variou entre  $1,11 \pm 0,01$  m s $^{-1}$  (em 2018) a  $1,25 \pm 0,01$  m s $^{-1}$  (em 2015). E a média diária esteve entre  $0,63$  m s $^{-1}$  (junho de 2018) a  $1,69$  m s $^{-1}$  (novembro de 2018), Figura 3.2c.

Os dados da  $U_{\text{sol}}^{\text{ }}$  estão sendo representados pela menor (0,10 m) e maior (0,40 m) profundidade. No PC a 0,10 m, a  $U_{\text{sol}}^{\text{ }}$  foi de  $0,23$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2016 e 2017) a  $0,25$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2018). No PMC a  $U_{\text{sol}}^{\text{ }}$  estava entre  $0,14$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2016) a  $0,18$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2018). A 0,40 m no PC a variação foi de  $0,32$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2015 e 2016) a  $0,34$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2018). O PMC foi de  $0,23$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2016) a  $0,28$  m $^{3}$  m $^{-3}$  (em 2018). As médias diárias variaram entre  $0,10$  m $^{3}$  m $^{-3}$

(novembro de 2016) a  $0,285 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (abril de 2018) a  $0,10 \text{ m}$ . E a  $0,40 \text{ m}$  a  $U_{\text{solo}}$  foi de  $0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (novembro de 2018) a  $0,37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (abril de 2015), Figura 3.2d.

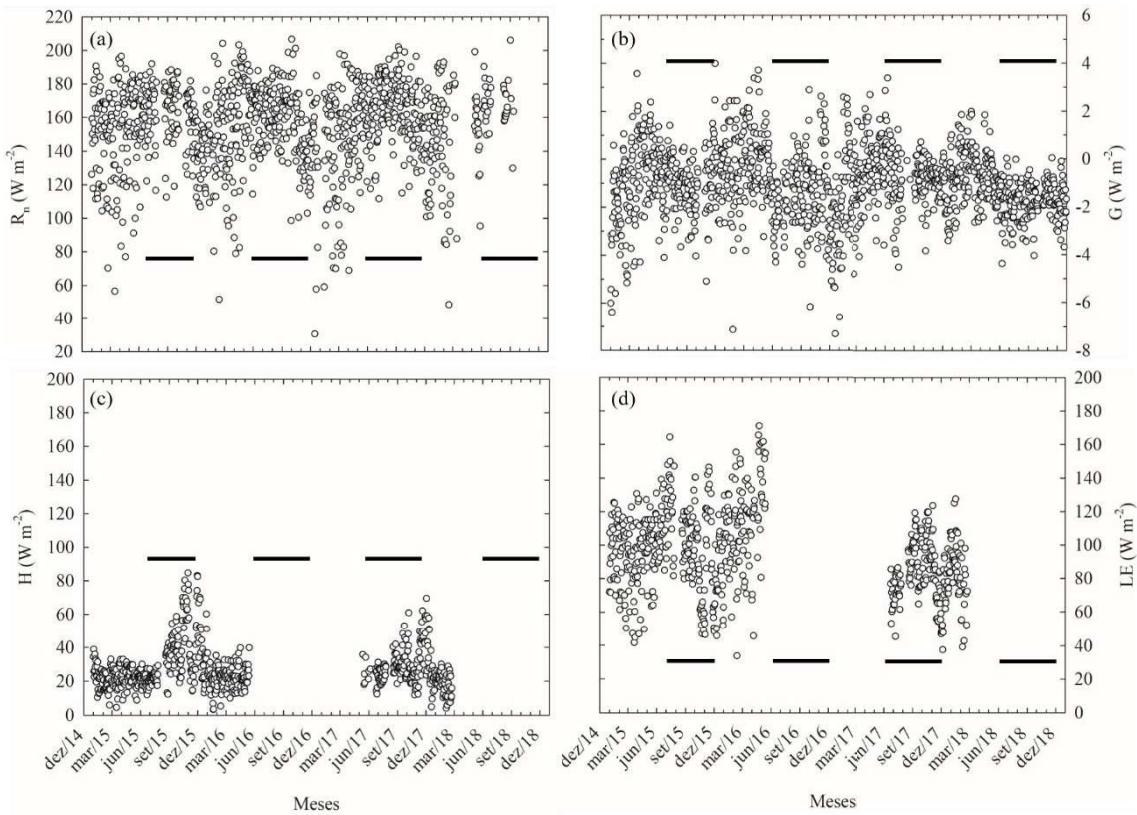
Os anos com influência do ENOS apresentaram maior redução da  $U_{\text{solo}}$  a  $0,10 \text{ m}$  no PMC com 33,33% em 2015 e 39,13% em 2016 em relação ao PC, à medida que em 2017 foi 26,09% e 28% em 2018. A  $0,40 \text{ m}$  o declínio da  $U_{\text{solo}}$  no PMC foi de 25% em 2015 e 28,13% em 2016, nos anos de 2017 e 2018 foram de 18,18% e 17,65%, respectivamente.

As variáveis como  $ROC_{\text{in}}$  e DPV apresentaram maiores reduções no PC dos anos normais. A  $ROC_{\text{in}}$  foi menor em 15,40% no PC de 2017 e 17,86% em 2018, enquanto a redução foi de 13,58% em 2015 e 11,31% em 2016 em comparação com o PMC. O DPV, no PC, diminuiu 36,05% em 2015 e 39,33% em 2016, apresentando uma redução maior em 2017 com 43,75% e 40,51% em 2018.

As variáveis ambientais não apresentaram diferenças entre as médias interanuais,  $ROC_{\text{in}}$  ( $P=0,760$ ), DPV ( $P=0,258$ ),  $u$  ( $P=0,115$ ),  $U_{\text{solo}}$  a  $0,10 \text{ m}$  ( $P=0,575$ ) e a  $0,40 \text{ m}$  ( $P=0,322$ ). Da mesma maneira, que ocorreu para a interação entre os anos e os seus respectivos períodos sazonais,  $ROC_{\text{in}}$  ( $P=0,620$ ), DPV ( $P=0,988$ ),  $u$  ( $P=0,516$ ),  $U_{\text{solo}}$  a  $0,10 \text{ m}$  ( $P=0,990$ ) e a  $0,40 \text{ m}$  ( $P=0,817$ ). No entanto, as comparações intra-anuais, entre os PC e PMC, as médias foram diferentes estatisticamente ( $P<0,001$ ).

### 3.3.2 Variações diárias e sazonais dos fluxos de energia

Nas variações diárias e sazonais, o  $R_n$  no PC esteve entre  $146,58 \pm 2,25 \text{ W m}^{-2}$  (em 2017) a  $151,38 \pm 2,31 \text{ W m}^{-2}$  (em 2016), Tabela 3.3. O PMC variou entre  $158,14 \pm 1,48 \text{ W m}^{-2}$  (em 2016) a  $174,04 \pm 6,08 \text{ W m}^{-2}$  (em 2018), Tabela 3.3. As médias diárias (Figura 3.3a) foram de  $30,59 \text{ W m}^{-2}$  em dezembro de 2016 a  $366,42 \text{ W m}^{-2}$  em julho de 2018.



**Figura 3.3.** Valores médios diários sazonais de:  $R_n$  (a),  $G$  (b),  $H$  (c) e  $LE$  (d) em um plantio de palma de óleo nos anos de 2015 a 2018, Moju, Pará. O PMC está representado pela linha sólida de cor preta.

O  $G$  no PC variou entre  $-0,95 \pm 0,12 \text{ W m}^{-2}$  (em 2015) a  $-0,66 \pm 0,14 \text{ W m}^{-2}$  (em 2016), e no PMC foi de  $-1,75 \pm 0,06 \text{ W m}^{-2}$  (em 2018) a  $-0,78 \pm 0,08 \text{ W m}^{-2}$  (em 2017), Tabela 3.3. Os valores diários de  $G$  estavam entre  $-7,31 \text{ W m}^{-2}$  em dezembro de 2016 a  $3,99 \text{ W m}^{-2}$  em dezembro de 2015 (Figura 3.3b).

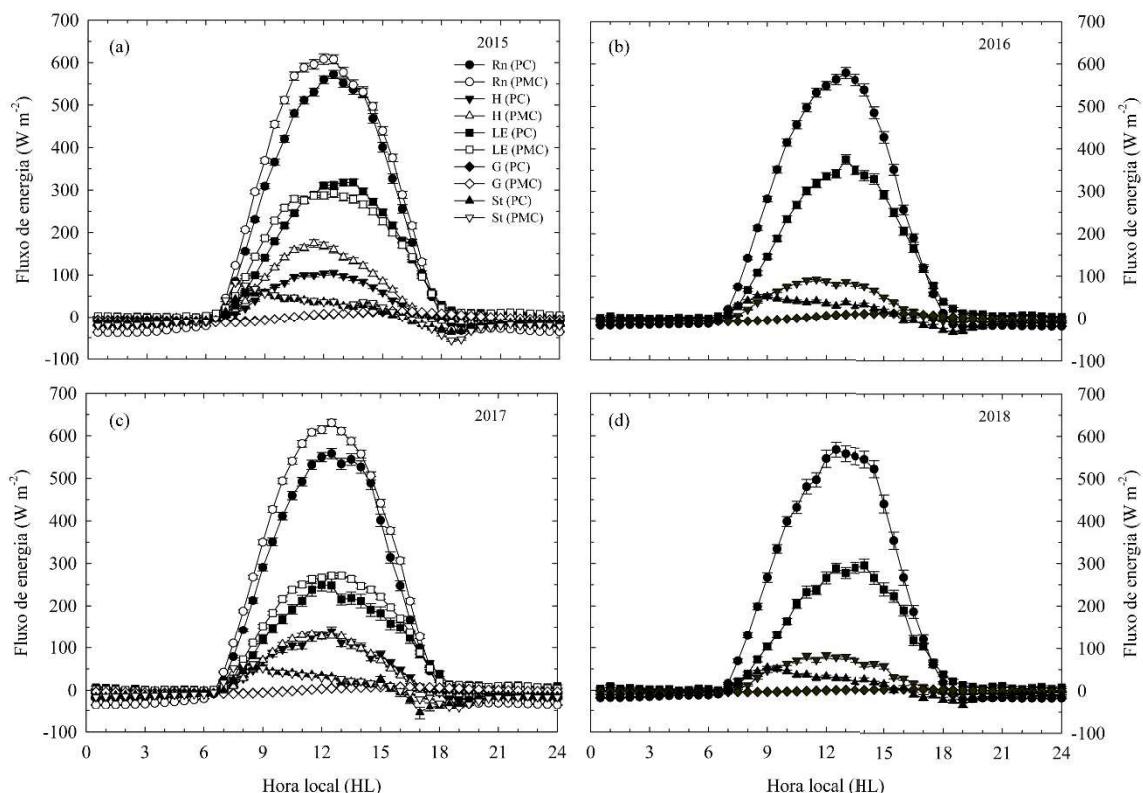
O  $H$  exibiu uma variação no PC de  $19,04 \pm 0,86 \text{ W m}^{-2}$  (em 2018) a  $29,88 \pm 2,45 \text{ W m}^{-2}$  (em 2017) e o PMC foi de  $29,81 \pm 0,89 \text{ W m}^{-2}$  em 2017 e  $37,95 \pm 1,55 \text{ W m}^{-2}$  em 2015, Tabela 3.3. Em relação as médias diárias houve a variação de  $3,27 \text{ W m}^{-2}$  (fevereiro de 2016) a  $84,76 \text{ W m}^{-2}$  (outubro de 2015), Figura 3.3c. O  $LE$  apresentou valores no PC entre  $73,36 \pm 3,12 \text{ W m}^{-2}$  (em 2017) a  $113,47 \pm 2,46 \text{ W m}^{-2}$  (em 2016), Tabela 3.3. O PMC apresentou  $85,34 \pm 1,41 \text{ W m}^{-2}$  em 2017 e  $100,70 \pm 2,36 \text{ W m}^{-2}$  em 2015, Tabela 3.3. As médias diárias variaram entre  $33,68 \text{ W m}^{-2}$  em fevereiro a  $171,09 \text{ W m}^{-2}$  em abril, ambos meses em 2016 (Figura 3.3d).

Logo, observou-se que o  $R_n$  exibiu médias diárias elevadas em ambos os períodos, no entanto com os menores mínimos no PC dos anos de 2015 e 2016 (Figura 3.3a). E nos anos de 2017 e 2018 foram observados os maiores picos de  $R_n$  no PMC. As médias interanuais de  $R_n$  foram iguais ( $P=0,153$ ), assim como a comparação dos períodos sazonais com seus respectivos

anos ( $P=0,164$ ) e as médias foram diferentes estatisticamente entre o PC e o PMC ( $P<0,001$ ). Comportamento que também foi visto no G com menores mínimos no PC (2015 a 2017), cujos valores negativos indicam perda de calor (Figura 3.3b). O G não apresentou diferença estatística entre as médias interanuais ( $P=0,136$ ) e nos períodos e anos ( $P=0,178$ ) e com diferença entre as médias intra-anuais, PC e PMC ( $P<0,05$ ).

O H aumentou consideravelmente no PMC e sendo presente até o início do PC (dezembro de 2015 e 2017), Figura 3.3c, apresentando diferenças entre os períodos sazonais ( $P<0,005$ ). No entanto, não foi observada a influência do ENOS nas médias interanuais ( $P=0,369$ ) do H. O LE teve os maiores valores diários durante o PMC de 2015 e com menores mínimos neste ano e em 2017. E no PC de 2016 foram registrados os picos de LE (Figura 3.3b). Ao longo dos anos de 2015 a 2016, as médias anuais foram diferentes ( $P<0,001$ ), enquanto as médias sazonais iguais ( $P=0,209$ ).

A Figura 3.4 (a, b, c, d) exibe as médias das curvas diárias dos componentes do balanço de energia nos anos de 2015 a 2018 entre PC e PMC. Os padrões diários de H e LE seguiram o comportamento do  $R_n$ , apresentando os picos máximos entre 11:30 e às 14:00 (hora local, HL).



**Figura 3.4.** Curvas médias diárias de  $R_n$ , H, LE, G e  $S_t$  para a palma de óleo. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. O PC está representado pelas formas preenchidas e o PMC pelas formas vazias. A barra vertical indica o erro padrão.

No PC, o  $R_n$  variou de  $558,17 \pm 11,77 \text{ W m}^{-2}$  às 12:30 em 2017 (Figura 3.4c) a  $579,12 \pm 12,94 \text{ W m}^{-2}$  às 13h00min em 2016 (Figura 3.4b). O menor pico de G ocorreu em 2018 com  $3,35 \pm 0,22 \text{ W m}^{-2}$  às 16:00 (Figura 3.4d) e o maior foi em 2017 com  $12,69 \pm 0,37 \text{ W m}^{-2}$  às 15:00. Os extremos de H foram de  $81,40 \pm 6,73 \text{ W m}^{-2}$  às 12:00 em 2018 a  $142,33 \pm 13,41 \text{ W m}^{-2}$  às 12:30 em 2017. Ainda em 2017 foi encontrado o menor pico de LE com  $249,56 \pm 14,07 \text{ W m}^{-2}$  às 12:00 e o valor mais alto em 2016 com  $375,00 \pm 11,34 \text{ W m}^{-2}$  às 13:00.

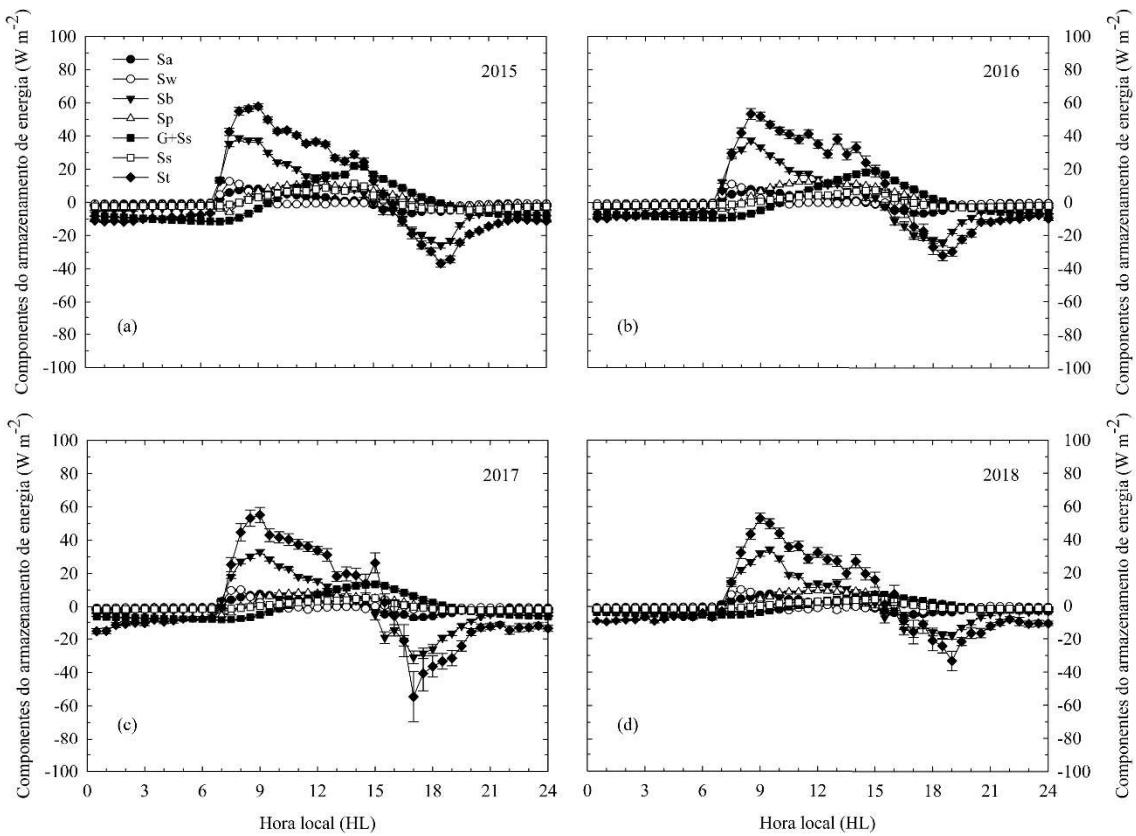
No PMC, o pico mais elevado de  $R_n$  ocorreu em 2017 com  $630,37 \pm 8,57 \text{ W m}^{-2}$  às 12:30 (Figura 3.4c) e em 2015 com  $608,19 \pm 12,43 \text{ W m}^{-2}$  às 12:00 (Figura 3.4a). O G foi de  $7,97 \pm 0,20 \text{ W m}^{-2}$  às 16:00 em 2017 e  $15,05 \pm 0,36 \text{ W m}^{-2}$  às 15:30 em 2015. Os maiores valores de H e LE foram presentes no ano de 2015 com  $174,16 \pm 8,66 \text{ W m}^{-2}$  às 11:30 e  $292,26 \pm 9,61 \text{ W m}^{-2}$  às 12:30, respectivamente. O H no ano de 2017 foi de  $131,68 \pm 4,83 \text{ W m}^{-2}$  às 11:30 e LE de  $274,12 \pm 6,18 \text{ W m}^{-2}$  às 13:00.

De modo geral, nos períodos sazonais, a diferença entre os máximos de  $R_n$  foi de 11,45% entre o PMC de 2017 e PC de 2015. A maior diferença ocorreu entre os máximos de G no PMC de 2015 com 77,74% a mais do que PC de 2018. Em uma comparação intra-anual nos anos de 2015 e 2017, o ano de 2015 obteve o maior H em 40,48% no PMC e o LE em 8,15% no PC (Figura 3.4a). Em 2017, G foi ligeiramente maior no PC desses anos. O H no ano de 2017 foi semelhante entre PC e PMC, no entanto com maior pico durante o PC. O H foi 7,42% maior no PC e o LE foi maior em 8,96% no PMC (Figura 3.4c).

O armazenamento de energia total ( $S_t$ ) no PC, entre 08:30 e 09:00, apresentou os valores máximos que variaram de  $52,89 \pm 3,13 \text{ W m}^{-2}$  (2018) a  $57,74 \pm 1,60 \text{ W m}^{-2}$  (2015). E os mínimos ocorreram entre 17:00 e 19:00 com  $-54,55 \pm 15,08 \text{ W m}^{-2}$  (2017) a  $-32,19 \pm 3,20 \text{ W m}^{-2}$  (2016) (Figuras 3.4 e 3.5).

O  $S_t$  no PMC foi de  $61,04 \pm 1,59 \text{ W m}^{-2}$  às 08:30 em 2017 e  $81,70 \pm 2,87 \text{ W m}^{-2}$  às 07:30 em 2015. E os mínimos de  $-43,19 \pm 2,73 \text{ W m}^{-2}$  às 19:00 em 2017 e  $-56,43 \pm 2,11 \text{ W m}^{-2}$  às 18:30 em 2015 (Figuras 3.4 e 3.5).

Nas Figuras 3.5 e 3.6, observa-se que os máximos dos componentes do armazenamento de energia total ( $S_t$ ) ocorreram no início da manhã e reduziram gradativamente após às 10:00, cujos valores negativos estão presentes a partir das 15:00. Ao contrário do armazenamento de energia no solo ( $S_s$ ) que atinge o máximo entre 14:00 e 15:00.

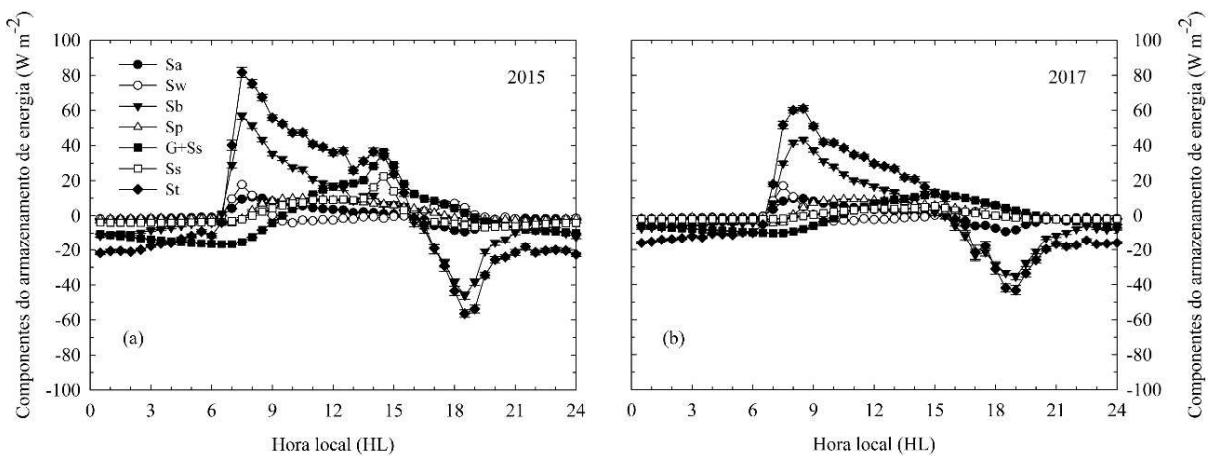


**Figura 3.5** Curvas médias diárias de  $S_a$ ,  $S_w$ ,  $S_b$ ,  $S_p$ ,  $G+S_s$ ,  $S_s$  e  $S_t$  para a palma de óleo no período chuvoso. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. A barra vertical indica o erro padrão.

No PC, os valores superiores de  $S_a$  ocorreram entre 08:00 e 09:30 com variação de  $7,49 \pm 0,41 \text{ W m}^{-2}$  (2018) a  $8,00 \pm 0,21 \text{ W m}^{-2}$  (2015) e os mínimos foram de  $-6,89 \pm 0,70 \text{ W m}^{-2}$  (2016) a  $-6,42 \pm 1,28 \text{ W m}^{-2}$  (2018), das 16:30 até às 17:30. O  $S_w$  apresentou o máximo entre  $10,09 \pm 0,76 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 08:00 e  $12,64 \pm 0,50 \text{ W m}^{-2}$  (2015) às 07:30. E o mínimo esteve presente entre  $-3,21 \pm 1,33 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 17:30 a  $-1,76 \pm 0,43 \text{ W m}^{-2}$  (2017) às 11:30 (Figura 3.5).

Os picos de  $S_b$  foram de  $32,99 \pm 1,30 \text{ W m}^{-2}$  (2017) às 09:00 a  $38,56 \pm 1,58 \text{ W m}^{-2}$  (2015) às 08:00. E os menores valores estiveram entre  $-40,00 \pm 3,76 \text{ W m}^{-2}$  (2017) às 17:00 e  $-18,03 \pm 2,04 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 19:00. O  $S_p$  apresentou os máximos variando de  $8,30 \pm 0,45 \text{ W m}^{-2}$  (2017) às 11:30 a  $12,55 \pm 0,37 \text{ W m}^{-2}$  (2016) às 12:00; e os mínimos de  $-6,00 \pm 0,54 \text{ W m}^{-2}$  (2015) às 07:30 a  $-4,10 \pm 1,22 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 07:30. E por fim, os valores superiores de  $S_s$ , foram de  $3,87 \pm 0,19 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 15:00 a  $11,21 \pm 0,46 \text{ W m}^{-2}$  (2015) às 14:00 e os inferiores de  $-4,86 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$  (2015) às 19:30 a  $-2,04 \pm 0,08 \text{ W m}^{-2}$  (2018) às 20:30 (Figura 3.5).

No PMC, O  $S_a$  e o  $S_w$  foram semelhantes. O  $S_a$  apresentou o maior pico no ano de 2015 ( $10,62 \pm 0,26 \text{ W m}^{-2}$  às 08:00) em relação ao ano de 2017 ( $9,73 \pm 0,22 \text{ W m}^{-2}$  às 08:30), e os mínimos foram de  $-9,27 \pm 0,34 \text{ W m}^{-2}$  às 18:30 em 2017 e  $-9,18 \pm 0,59 \text{ W m}^{-2}$  às 18:30 em 2015. O  $S_w$  foi  $17,01 \pm 0,58 \text{ W m}^{-2}$  às 07:30 em 2017 e em 2015 foi  $17,76 \pm 0,53 \text{ W m}^{-2}$  às 07:30, e com os valores inferiores de  $-4,09 \pm 0,40 \text{ W m}^{-2}$  às 10:00 em 2015 e  $-3,49 \pm 0,41 \text{ W m}^{-2}$  às 09:30 em 2017 (Figura 3.6).



**Figura 3.6** Curvas médias diárias de  $S_a$ ,  $S_w$ ,  $S_b$ ,  $S_p$ ,  $G+S_s$ ,  $S_s$  e  $S_t$  para a palma de óleo no período menos chuvoso. Cada círculo representa médias de 30 minutos e os gráficos estão distribuídos por ano, 2015 a 2018. A barra vertical indica o erro padrão.

O  $S_b$ , em 2015, apresentou o pico de  $56,77 \pm 1,86 \text{ W m}^{-2}$  às 07:30 e o mínimo de  $-46,11 \pm 2,13 \text{ W m}^{-2}$  às 18:30, e em 2017 foi de  $43,42 \pm 0,94 \text{ W m}^{-2}$  às 08:30 e  $-35,34 \pm 1,73 \text{ W m}^{-2}$  às 19:00. O  $S_p$  foi de  $-4,39 \pm 0,54 \text{ W m}^{-2}$  às 07:00 a  $10,06 \pm 0,21 \text{ W m}^{-2}$  às 10:30 em 2015 e, em 2017 de  $-4,33 \pm 0,46 \text{ W m}^{-2}$  às 07:00 a  $9,34 \pm 0,20 \text{ W m}^{-2}$  às 10:30. E o  $S_s$  variou de  $22,48 \pm 1,06 \text{ W m}^{-2}$  às 14:30 a  $-6,69 \pm 0,24 \text{ W m}^{-2}$  às 19:30 em 2015 e de  $5,32 \pm 0,13 \text{ W m}^{-2}$  às 15:00 a  $-2,16 \pm 0,07 \text{ W m}^{-2}$  às 22:00 em 2017 (Figuras 3.6).

Dentre os componentes do armazenamento de energia total ( $S_t$ ), a maior contribuição vem do armazenamento de energia na biomassa ( $S_b$ ) em todos os anos e períodos sazonais. No PC, o  $S_b$  corresponde entre 44,34% (2015) a 73,98% (2018) do  $S_t$  (Figuras 3.5). E no PMC é de 75,78% em 2015 e 49,37% em 2017 (Figuras 3.6).

### 3.3.3 Particionamento e fechamento do balanço de energia

No PC foi possível observar que a  $\beta$ , ao longo dos anos de 2015 a 2018, variou entre 0,20 (em 2016) a 0,46 (em 2017), sendo este último o resultado devido ao elevado registro de H e o menor de LE. A fração do H/R<sub>n</sub> esteve entre 0,13 em 2018 e 0,21 em 2017, enquanto a FE foi menor no ano de 2017 com 0,53 e maior em 2016 com 0,74 (Tabela 3.3).

**Tabela 3.3.** Médias dos valores diários  $\pm$  erro padrão do R<sub>n</sub>, G, H, LE,  $\beta$ , H/R<sub>n</sub> e LE/R<sub>n</sub> em diferentes anos e períodos sazonais em um plantio de palma de óleo, Pará, Brasil.

		R <sub>n</sub> (W m <sup>-2</sup> )	G (W m <sup>-2</sup> )	H (W m <sup>-2</sup> )	LE (W m <sup>-2</sup> )	$\beta$	H/R <sub>n</sub>	LE/R <sub>n</sub>
2015	PC	149,46 $\pm 1,76$	-0,95 $\pm 0,12$	24,52 $\pm 0,73$	94,31 $\pm 1,43$	0,28 $\pm$ 0,01	0,17 $\pm$ 0,01	0,63 $\pm$ 0,01
		163,29 $\pm 1,64$	-0,99 $\pm 0,10$	37,95 $\pm 1,55$	101,70 $\pm 2,36$	0,45 $\pm$ 0,03	0,21 $\pm$ 0,01	0,65 $\pm$ 0,01
	PMC	154,16 $\pm 1,34$	-0,96 $\pm 0,08$	29,53 $\pm 0,82$	97,08 $\pm 1,27$	0,34 $\pm 0,02$	0,18 $\pm 0,02$	0,64 $\pm$ 0,01
		151,38 $\pm 2,31$	-0,66 $\pm 0,14$	22,00 $\pm 0,60$	113,47 $\pm 2,46$	0,20 $\pm 0,01$	0,15 $\pm 0,01$	0,74 $\pm$ 0,01
	ANO	158,14 $\pm 1,48$	-1,44 $\pm 0,12$	- -	- -	- -	- -	- -
		154,88 $\pm 1,36$	-1,02 $\pm 0,10$	- -	- -	- -	- -	- -
2016 <sup>1</sup>	PC	146,58 $\pm 2,25$	-0,86 $\pm 0,12$	29,88 $\pm 2,45$	73,36 $\pm 3,12$	0,46 $\pm 0,06$	0,21 $\pm$ 0,02	0,53 $\pm$ 0,01
		164,29 $\pm 1,37$	-0,78 $\pm 0,08$	29,81 $\pm 0,89$	85,34 $\pm 1,41$	0,37 $\pm 0,01$	0,18 $\pm$ 0,01	0,52 $\pm$ 0,01
	PMC	155,69 $\pm 1,38$	-0,82 $\pm 0,08$	29,82 $\pm 0,82$	83,15 $\pm 1,33$	0,39 $\pm 0,02$	0,19 $\pm$ 0,01	0,52 $\pm$ 0,01
		149,56 $\pm 3,65$	-0,84 $\pm 0,08$	19,04 $\pm 0,86$	85,51 $\pm 2,76$	0,23 $\pm 0,01$	0,13 $\pm 0,01$	0,58 $\pm$ 0,01
	ANO	174,04 $\pm 6,08$	-1,75 $\pm 0,06$	- -	- -	- -	- -	- -
		157,5 $\pm 3,33$	-1,28 $\pm 0,06$	- -	- -	- -	- -	- -
2018 <sup>3</sup>	PC	174,04 $\pm 6,08$	-1,75 $\pm 0,06$	- -	- -	- -	- -	- -
		157,5 $\pm 3,33$	-1,28 $\pm 0,06$	- -	- -	- -	- -	- -
	ANO							

Informações para os dados de fluxos de H e LE: <sup>1</sup> Dados referentes aos meses janeiro a maio. Sem dados para o PMC; <sup>2</sup> 2017 com a presença de dados de maio a dezembro, sendo o PC representado apenas pelo mês de dezembro; <sup>3</sup> 2018 apresentou informações somente nos meses de janeiro e fevereiro.

**Fonte:** A autora.

No PMC, representado pelos anos de 2015 e 2017 (Tabela 3.3),  $\beta$ , fração do  $H/R_n$  e FE foram menores no ano 2017, sem a ocorrência do ENOS. Em uma comparação interanual (2015 e 2017) o ano de 2017 apresentou maiores médias dos valores diários de  $R_n$ , H,  $\beta$  e fração do  $H/R_n$ . O ano de 2015 exibiu maior LE e FE.

O fechamento do balanço de energia entre 2015 e 2018 esteve entre 62 e 74% com altos valores de coeficiente de determinação,  $r^2$  entre 0,91-0,94. O melhor fechamento de balanço de energia foi em 2016 durante o PC com 74% ( $r^2=0,94$ ) e o menor foi 62% no mesmo período sazonal do ano de 2018 com  $r^2=0,91$  (Tabela 3.4).

Com a inclusão do armazenamento total de energia, o fechamento de balanço de energia aumentou entre 4 e 8%, de acordo com os períodos sazonais dos anos de 2015, 2016 e 2018. Para o ano de 2017, esse fechamento reduziu 1 a 2% (Tabela 3.4).

As médias sazonais dos resíduos, sem o armazenamento, foram de  $17,83 \pm 1,41 \text{ W m}^{-2}$  (PC de 2016) a  $49,37 \pm 1,57 \text{ W m}^{-2}$  (PMC de 2017), representando entre 12% e 30% da energia disponível. Em contrapartida, com a inclusão do  $S_t$ , as médias sazonais dos resíduos variaram de  $12,29 \pm 1,71 \text{ W m}^{-2}$  (PC de 2016) a  $47,24 \pm 1,57 \text{ W m}^{-2}$  (PMC de 2017), representando entre 8% e 29% da energia disponível (Tabela 3.4).

**Tabela 3.4.** Fechamento do balanço de energia e as médias dos valores diários  $\pm$  erro padrão do  $R_e$  e a razão resíduo ( $R_e / (R_n - G)$ ) em diferentes anos e períodos sazonais em um plantio de palma de óleo, Pará, Brasil.

	(H+LE)/ ( $R_n-G$ ) <sup>1</sup>	$R_e$ ( $\text{W m}^{-2}$ )	$R_e /$ ( $R_n - G$ )	(H+LE)/ ( $R_n-G-S$ ) <sup>2</sup>	$R_e$ ( $\text{W m}^{-2}$ ) <sup>3</sup>	$R_e /$ ( $R_n - G$ ) <sup>3</sup>
<b>2015</b>	<b>PC</b> 0,71 ( $r^2 = 0,93$ )	31,26 $\pm$ 0,83	0,21 $\pm$ 0,01	0,79 ( $r^2 = 0,94$ )	26,26 $\pm$ 0,86	0,18 $\pm$ 0,01
	<b>PMC</b> 0,72 ( $r^2 = 0,93$ )	23,51 $\pm$ 1,00	0,14 $\pm$ 0,02	0,80 ( $r^2 = 0,93$ )	19,22 $\pm$ 1,15	0,12 $\pm$ 0,01

	<b>ANO</b>	0,72 ( $r^2 = 0,93$ )	28,67 ± 0,68	0,19	0,79 ( $r^2 = 0,93$ )	23,91 ± 0,71	0,16
<b>2016</b>	<b>PC</b>	0,74 ( $r^2 = 0,93$ )	17,83 ± 1,41	0,12 ± 0,02	0,80 ( $r^2 = 0,93$ )	12,29 ± 1,71	0,08 ± 0,01
	<b>PC</b>	0,67 ( $r^2 = 0,93$ )	37,97 ± 3,37	0,26 ± 0,02	0,65 ( $r^2 = 0,92$ )	37,31 ± 3,35	0,26 ± 0,59
<b>2017</b>	<b>PMC</b>	0,63 ( $r^2 = 0,94$ )	49,37 ± 1,57	0,30 ± 0,01	0,62 ( $r^2 = 0,93$ )	47,24 ± 1,57	0,29 ± 0,98
	<b>ANO</b>	0,63 ( $r^2 = 0,93$ )	46,95 ± 1,48	0,29 ± 0,02	0,62 ( $r^2 = 0,93$ )	45,12 ± 1,50	0,28 ± 0,01
<b>2018</b>	<b>PC</b>	0,62 ( $r^2 = 0,91$ )	45,74 ± 2,70	0,30 ± 1,94	0,66 ( $r^2 = 0,92$ )	42,89 ± 2,62	0,28 ± 0,01

<sup>1</sup> Número de medidas de 30 minutos utilizadas para a Regressão linear: em 2015 foram 14.392 para ano, 9.747 para PC e 4.645 para PMC. 4.374 para o PC de 2016. Em 2017 foram 7.566 no ano, 1.465 para PC e 6.102 para o PMC. E 2.126 para o PC de 2018.

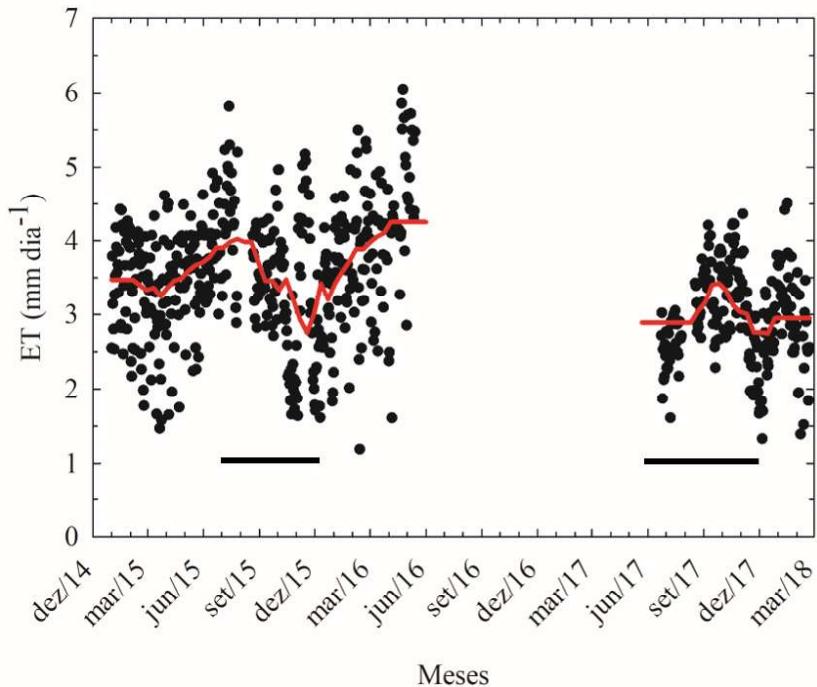
<sup>2</sup> Número de medidas de 30 minutos utilizadas para a Regressão linear: em 2015 foram 13.603 para ano, 9.169 para PC e 4.434 para PMC. Em 2016 foram 3.054. Em 2017, o total foi 7.293 no ano, 1.441 para PC e 5.851 para o PMC. E 1.922 para o PC de 2018.

<sup>3</sup> Para o cálculo do resíduo foi incluído o armazenamento total de energia conforme descrito na metodologia.

**Fonte:** A autora.

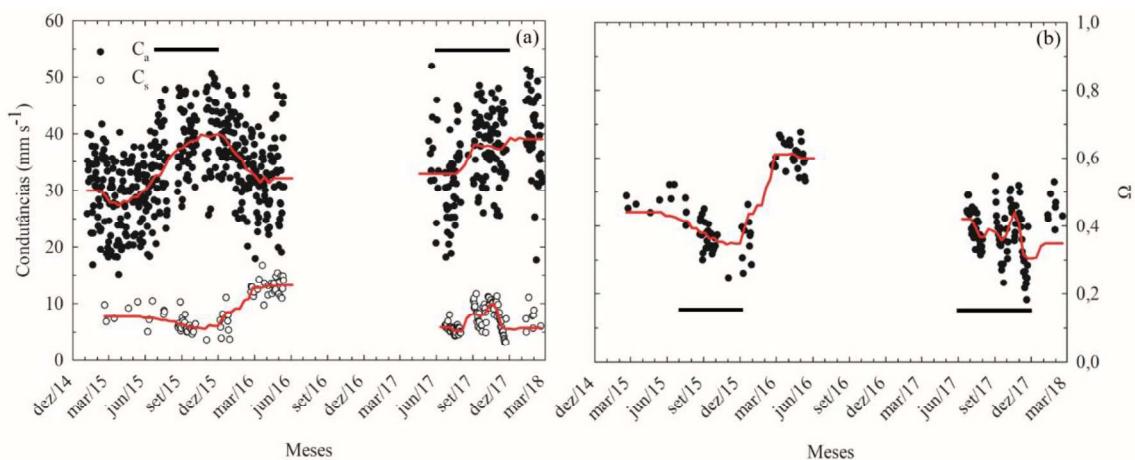
### 3.3.4 Variações diárias e sazonais da evapotranspiração e dos controles biofísicos

A ET no PC apresentou a menor média em 2017 com  $2,59 \pm 0,11 \text{ mm dia}^{-1}$  e variou até  $4,01 \pm 0,09 \text{ mm dia}^{-1}$  em 2016. No PMC a média foi de  $3,02 \pm 0,05 \text{ mm dia}^{-1}$  em 2017 e  $3,59 \pm 0,08 \text{ mm dia}^{-1}$  em 2015. Embora, seja possível observar a variação das médias da ET (Figura 3.5a), não apresentaram diferença significativa entre o PC e o PMC ( $P=0,194$ ). As médias interanuais foram diferentes entre si ( $P<0,001$ ). A ET diária, entre 2015 e 2018, variou de  $1,19 \text{ mm dia}^{-1}$  em fevereiro de 2016 a  $6,05 \text{ mm dia}^{-1}$  em abril do mesmo ano (Figura 3.5).



**Figura 3.7.** Valores médios diários da ET no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018. O PMC está representado pela linha sólida da cor preta. A linha sólida vermelha é a suavização dos dados por média móvel.

A média da  $C_a$  no PC variou de  $30,60 \pm 0,26 \text{ mm s}^{-1}$  (em 2015) a  $39,63 \pm 0,57 \text{ mm s}^{-1}$  (em 2018), e no PMC foi de  $35,54 \pm 0,35 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017 e  $38,09 \pm 0,40 \text{ mm s}^{-1}$  em 2015. Os extremos das médias diárias ocorreram foram  $15,15 \text{ mm s}^{-1}$  em março de 2015 a  $52,00 \text{ mm s}^{-1}$  em maio de 2017 (Figura 3.6a, círculo fechado). As médias interanuais e intra-anuais da  $C_a$  foram diferentes ( $P < 0,05$ ).



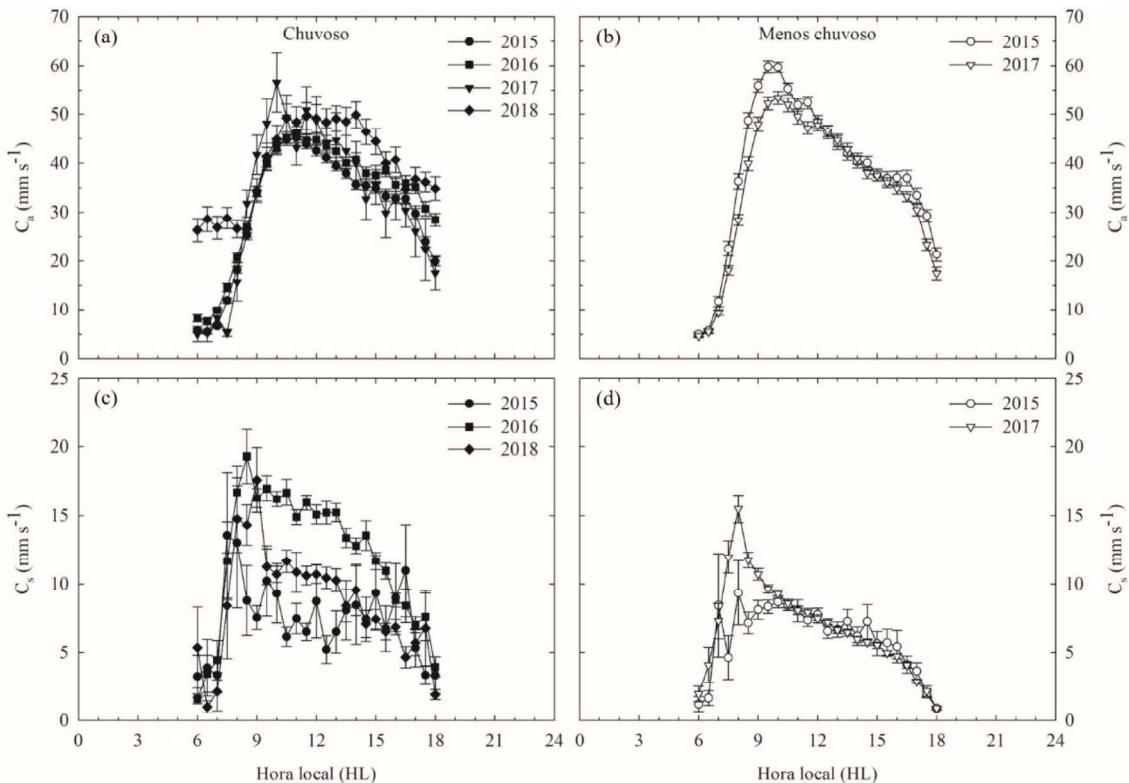
**Figura 3.8.** Valores médios diários da:  $C_a$  com o círculo preenchido e  $C_s$  com o círculo vazio (a) e  $\Omega$  (b) no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018. As médias diárias de  $C_a$ ,  $C_s$  e  $\Omega$

correspondem período diurno entre 06-18:00. PMC está representado pela linha sólida da cor preta. A linha sólida vermelha é a suavização dos dados por média móvel.

Para a  $C_s$  o PC foi de  $7,39 \pm 0,43 \text{ mm s}^{-1}$  (em 2015) a  $12,92 \pm 0,27 \text{ mm s}^{-1}$  (em 2016). O PMC foi de  $6,22 \pm 0,20 \text{ mm s}^{-1}$  em 2015 e de  $7,03 \pm 0,11 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017. Os valores médios diárias (Figura 3.6a, círculo aberto) variaram entre  $3,18 \text{ mm s}^{-1}$  em novembro de 2017 a  $16,74 \text{ mm s}^{-1}$  em março de 2016. As médias interanuais e intra-anuais de  $C_s$  foram diferentes estatisticamente ( $P<0,05$ ).

O  $\Omega$  no PC foi de  $0,41 \pm 0,01$  em 2015 a  $0,60 \pm 0,01$  em 2016. O PMC foi de  $0,37 \pm 0,01$  em 2015 e  $0,43$  em 2017. As médias diárias estiveram entre  $0,18$  em novembro de 2017 a  $0,68$  em maio de 2016 (Figura 3.6b). As médias de  $\Omega$  apresentaram diferenças entre os anos e os períodos ( $P<0,001$ ).

A Figura 3.7 está representando o ciclo diário das condutâncias durante o período diurno e sazonalmente. A  $C_a$  no PC apresentou os valores mínimos entre 06:00 e 06:30 com medidas entre  $5,07 \pm 1,49 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017 a  $26,31 \pm 2,34 \text{ mm s}^{-1}$  em 2018 (Figura 3.7a), possivelmente o elevado valor do mínimo de  $C_a$  em 2018 foi em decorrência dos altos valores de  $u^*$  no início da manhã em comparação com os demais anos. Os picos de  $C_a$  no PC foram entre  $45,23 \pm 1,04 \text{ mm s}^{-1}$  às 11:00 em 2015 a  $56,51 \pm 6,12 \text{ mm s}^{-1}$  às 10:00 em 2017 (Figura 3.7a). O PMC apresentou menor valor em 2017 com  $4,69 \pm 0,30 \text{ mm s}^{-1}$  e  $5,00 \pm 0,42 \text{ mm s}^{-1}$  em 2015, ambas medidas às 06:00. O máximo no PMC foi de  $53,35 \pm 1,37 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017 às 10:00 e em 2015 com  $59,74 \pm 1,25 \text{ mm s}^{-1}$  às 09:30 (Figura 3.7b).



**Figura 3.9.** Curva média diária  $\pm$  erro padrão da  $C_a$  e  $C_s$  do plantio de palma de óleo em Moju, Pará, Brasil. Cada círculo representa as médias de 30 minutos durante o período diurno, 06:00 às 18:00, entre os anos de 2015 e 2018.

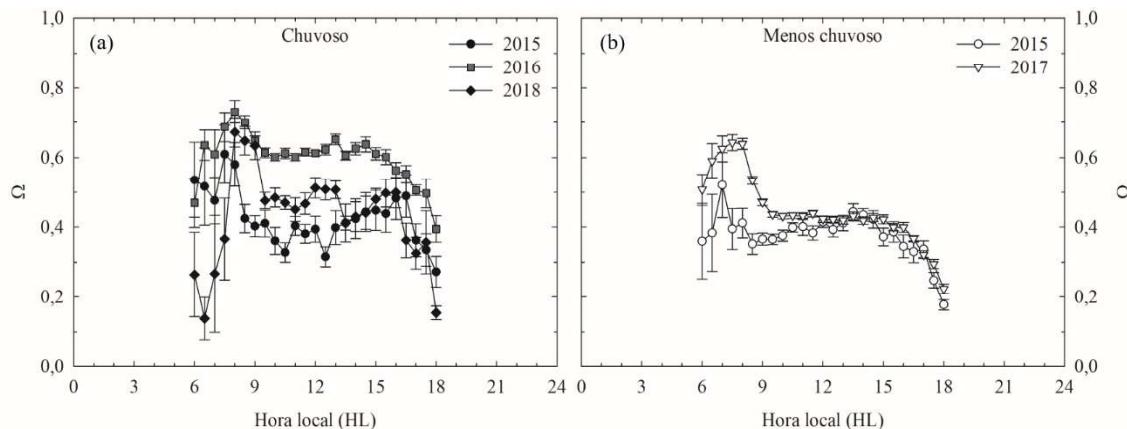
Os horários com os máximos de  $C_a$  no PC e PMC foram compatíveis com os máximos de  $u^*$  no ano de 2017 (Figura 3.7a e c). A  $u$  e  $u^*$  começaram a aumentar rapidamente a partir das 07:30, coincidindo com os valores positivos do  $R_n$ , os quais iniciaram às 07:00 (dados não apresentados). Os máximos de  $u$  estiveram entre 10:30 às 12:30 no PC com medidas que variaram entre  $1,85 \pm 0,05 \text{ m s}^{-1}$  (em 2017) a  $2,02 \pm 0,04 \text{ m s}^{-1}$  (em 2015). No PMC os valores foram de  $2,33 \pm 0,04 \text{ m s}^{-1}$  (em 2017) e  $2,66 \pm 0,04 \text{ m s}^{-1}$  (em 2015).

Os horários com os picos de  $u^*$  no PC variaram entre 11:00 às 12:30 com os valores de  $0,47 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  (em 2015 e 2016) a  $0,53 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$  (em 2017). O PMC apresentou valores como de  $0,62 \pm 0,00 \text{ m s}^{-1}$  (em 2015) e  $0,55 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  (em 2017) às 10:00. Em uma comparação intra-anual, a  $u$  foi maior em 24,06% em 2015 e 20,60% em 2017, enquanto  $u^*$  o ano de 2015 aumentou 24,19% e 3,64% em 2017 no PMC (dados não apresentados).

A  $C_s$  durante o PC exibiu mínimos entre 06:00 às 06:30, variando entre  $1,03 \pm 0,44 \text{ mm s}^{-1}$  em 2018 a  $1,61 \pm 0,35 \text{ mm s}^{-1}$  em 2016, Figura 3.7c. Os picos ocorreram no início da manhã, as maiores médias foram de  $13,53 \pm 4,58 \text{ mm s}^{-1}$  às 07:30 (em 2015) a  $19,31 \pm 2,00 \text{ mm s}^{-1}$  às 08:30 (em 2016), Figura 3.7c. O PMC obteve mínimos de  $0,92 \pm 0,10 \text{ mm s}^{-1}$  em 2015 e  $0,93$

$\pm 0,13 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017, ambos às 18:00. Os máximos de  $C_s$  foram de  $9,33 \pm 2,34 \text{ mm s}^{-1}$  em 2015 e  $15,48 \pm 1,02 \text{ mm s}^{-1}$  em 2017, ambos às 08:00, Figura 3.7d. Durante o ENOS, entre as medidas de  $C_s$  no PC, o ano de 2016 foi superior em 29,93% em relação ao ano de 2015. No PMC, o máximo em 2017 (ano normal) foi e 39,73% comparado com 2015. Entre os períodos sazonais de 2015, o PC foi maior em 31,04%.

O  $\Omega$  entre o PC apresentou os mínimos no início da manhã e da noite entre  $0,14 \pm 0,06$  às 06:30 (em 2018) a  $0,39 \pm 0,04$  às 18:00 (em 2016). Os máximos deste período variaram entre  $0,61 \pm 0,08$  às 07:30 (em 2015) a  $0,73 \pm 0,06$  às 08:00 (em 2016). O PMC demonstrou os mínimos de  $0,18 \pm 0,01$  em 2015 e  $0,22 \pm 0,01$  em 2017, ambos às 18:00. Os máximos atingiram  $0,52 \pm 0,09$  às 07:00 em 2015 e  $0,64 \pm 0,02$  às 07:30 em 2017. Em todos os anos, os máximos de  $C_s$  e de  $\Omega$  coincidiram no início da manhã, indicativo da ET mais sensível a radiação.



**Figura 3.10.** Curva média diária  $\pm$  erro padrão do  $\Omega$  do plantio de palma de óleo em Moju, Pará, Brasil. Cada círculo representa as médias de 30 minutos durante o período diurno, 06:00 às 18:00, entre os anos de 2015 e 2018.

### 3.3.5 Efeito das variáveis ambientais nos fluxos de energia e na condutância da superfície

O efeito das variáveis ambientais nos fluxos de energia ( $H$  e  $LE$ ) estão dispostos na Tabela 3.5, e na  $C_s$  na Tabela 3.6. As interpretações das correlações por Pearson, coeficientes positivos ou negativos, foram avaliadas de acordo com Baba et al. (2014), sendo divididas em: muito fraca (0,00 a 0,19), fraca (0,20 a 0,39), moderada (0,40 a 0,69), forte (0,70 a 0,89) e muito forte (0,90 a 1,00).

Os dados diários de  $H$  no PC demonstraram que nos anos sob influência do ENOS, como em 2015 a correlação foi moderada positivamente com a  $T_{ar}$  e DPV e moderada negativamente com as duas profundidades de  $U_{solo}$ . No ano de 2016 a correlação foi moderada

positivamente com o  $R_n$ . Em 2017 a relação foi moderada negativamente com a  $U_{solo}$  a 0,40 m. Já em 2018 o H apresentou uma forte correlação com  $R_n$  e moderada com o DPV (Tabela 3.5).

**Tabela 3.5.** Correlação de Pearson entre as médias diárias das variáveis H, LE,  $T_{ar}$ , DPV,  $U_{solo}$  a 0,10 e 0,40 m de profundidade no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia.

	<b>n</b>	<b>Rn</b>	<b><math>T_{ar}</math></b>	<b>DPV</b>	<b><math>U_{solo}</math> (0,10 m)</b>	<b><math>U_{solo}</math> (0,40 m)</b>
<b>PC<sup>1</sup></b>	<b>H (2015)</b>	209	0,221*	0,507*	0,647*	-0,662*
	<b>H (2016)</b>	120	0,639*	0,0797	0,286*	0,121
	<b>H (2017)</b>	37	0,344*	-	-	-0,279
	<b>H (2018)</b>	36	0,866*	0,392*	0,593*	-0,308
	<b>LE (2015)</b>	205	0,826*	0,215*	0,142*	0,322*
	<b>LE (2016)</b>	101	0,833*	0,600*	0,634*	0,238*
	<b>LE (2017)</b>	31	0,405*	-	-	0,546*
	<b>LE (2018)</b>	32	0,779*	0,328	0,649*	-0,540*
<b>PMC</b>	<b>H (2015)</b>	103	0,115	0,444*	0,627*	-0,652*
	<b>H (2017)</b>	110	0,293*	0,323*	0,522*	-0,630*
	<b>LE (2015)</b>	102	0,594*	-0,251*	-0,340*	0,632*
	<b>LE (2017)</b>	108	0,513*	0,363*	0,152	-0,0449

\* Coeficiente de correlação de Pearson significativo com  $P < 0,05$ .

<sup>1</sup> Em virtude do período chuvoso do ano de 2017 ser representado pelo mês de dezembro e este mês apresentar falhas nas medidas de  $T_{ar}$  e respectivamente de DPV, não foi possível fazer comparação dos fluxos de energia com essas variáveis.

As medidas de LE nos anos de 2015 e 2016 apresentaram forte correlação com o  $R_n$ , enquanto nos anos sem evento a relação foi de moderada (2017) a forte (2018). A correlação com o DPV foi moderada significativamente nos anos de 2016 e 2018. A  $U_{solo}$  (0,10 e 0,40 m), no PC, afetou moderadamente de maneira positiva o LE no ano de 2017 e em 2018 negativamente a 0,10 m (Tabela 3.5).

No PMC, o H do ano de ENOS apresentou correlação moderada positivamente com a  $T_{ar}$  e DPV e moderada negativamente com  $U_{solo}$  (0,10 e 0,40 m). No ano normal, 2017, a  $U_{solo}$  ainda afetou negativamente o H e somente uma interação positiva e moderada com o DPV. O LE nos anos de 2015 e 2017 apresentou interação moderada e positivamente com o  $R_n$  e o mesmo para a  $U_{solo}$  (0,10 e 0,40 m) somente no ano de 2015 (Tabela 3.5).

**Tabela 3.6.** Coeficiente linear pela Correlação de Pearson entre as médias diárias da  $C_s$ ,  $T_{ar}$ , DPV,  $U_{solo}$  a 0,10 e 0,40 m de profundidade no plantio de palma de óleo entre os anos de 2015 a 2018 no leste da Amazônia.

		n	R <sub>n</sub>	T <sub>ar</sub>	DPV	U <sub>solo</sub> (0,10 m)	U <sub>solo</sub> (0,40 m)
PC	$C_s$ (2015)	18	0,310	-0,248	-0,449	0,483*	0,300
	$C_s$ (2016)	26	-0,093	-0,199	-0,263	0,012	-0,022
	$C_s$ (2018)	8	0,219	-0,068	-0,286	0,124	0,353
PMC	$C_s$ (2015)	27	-0,154	-0,047	-0,421*	0,526*	0,580*
	$C_s$ (2017)	81	-0,034	-0,022	-0,495*	0,116	0,353*

\* Coeficiente de correlação de Pearson significativo com P<0,05.

No PMC (Tabela 3.6), em ano de ENOS e normal, o DPV apresentou uma interação moderada negativamente com a  $C_s$ . A  $U_{solo}$ , nas duas profundidades, foi positiva e moderada em 2015. E com uma correlação fraca em 2017 a 0,40 m.

### 3.4 Discussão

#### 3.4.1 Os fluxos de energia sob influência do ENOS

Na bacia amazônica, sobretudo na parte norte, as consequências do ENOS implicam na redução da precipitação na maior parte do ano com mudanças sazonais no ciclo anual (Foley et al., 2002). Ademais, a radiação solar aumenta consideravelmente, e a  $T_{ar}$ , o DPV e redução da  $U_{solo}$  em resposta ao declínio da precipitação (Verbeeck et al., 2011). Durante o ENOS de 2015-2016, van Schaik et al. (2018), na Amazônia, observaram uma redução entre 40-50% na precipitação do mês de setembro de 2015 em relação a climatologia com média entre os anos 2000-2014. No período de setembro de 2015 a maio de 2016, a redução de chuvas foi de 13 a 22% (van Schaik et al., 2018). Corroborando com os resultados obtidos no leste da Amazônia em que a maior redução da precipitação foi no PMC.

Os meses de janeiro a maio e novembro de 2016 apresentaram as maiores médias mensais de  $T_{ar}$  do que os demais anos (Figura 3.1b), podendo ser em implicação do ENOS que persistiu mesmo após o seu término no final de abril de 2016, reduzindo a chuva na estação seca (Erfanian et al., 2017). No ENOS 2015-2016, a Amazônia apresentou recorde na temperatura da superfície terrestre da floresta com picos de aquecimento em outubro de 2015 (Jiménez-Muñoz et al., 2016). De acordo com o Centro Nacional de Previsão de Previsão Climática (*National Weather Service Climate Prediction Center*, NOAA), nos meses de

novembro a dezembro de 2015 e janeiro de 2016 alcançaram a maior anomalia da temperatura da superfície do mar com +2,6 °C e que se estendeu até o trimestre de dezembro de 2015 a fevereiro de 2016 com +2,5 °C, coincidindo com os meses de menores precipitações e maiores  $T_{ar}$  em 2015 e 2016.

Apesar do aumento da  $T_{ar}$  durante o período de ENOS, as médias encontradas neste estudo não ultrapassaram a condição ótima de temperatura necessária para o plantio de palma de óleo que está entre 24 e 28 °C (Corley; Tinker, 2016). Assim como o total anual de precipitação apresentado não ficou abaixo da média para cultura que é de 2.000 mm/ano, segundo Lim et al. (2011) e Pirker et al. (2016). Resultado que não foi determinado em um plantio de palma de óleo na Indonésia, em que Stiegler et al. (2019) avaliaram os efeitos do ENOS 2015-2016 comparando com anos sem a anormalidade, logo observaram que a precipitação no plantio foi abaixo da média ideal no ano de 2015.

As médias interanuais das variáveis meteorológicas foram iguais, não demonstraram o efeito do evento climático. No entanto, a sazonalidade foi bem acentuada, cujas médias entre o PC e PMC foram diferentes ( $P<0,05$ ). Os seguintes estudos exibiram as consequências do ENOS 2015-2016 nas condições meteorológicas, os quais apresentaram comportamento sazonal semelhante a este.

Brum et al. (2018), em fragmento florestal no estado do Pará em período sob influência do ENOS, observaram que a radiação fotossinteticamente ativa reduziu 28% com o aumento da cobertura de nuvens no PC, no PMC houve redução de 32% na  $U_{solo}$  e acréscimo de 50% no DPV. A  $U_{solo}$  também declinou em Solander et al. (2020), no nordeste da bacia amazônica durante os meses de outubro, novembro e dezembro, ao longo dos três eventos mais extremos de ENOS (1982-1983, 1997-1998 e 2015-2016). E em van Schaik et al. (2018) o maior decaimento da  $U_{solo}$  ocorreu entre os meses de outubro de 2015 a janeiro de 2016, sendo mais proeminente na parte leste e ocidental da bacia amazônica.

As curvas médias diárias dos fluxos de energia (Figura 3.4) exibiram um  $R_n$ , dentro do esperado, cujos valores negativos noturnos ocorrem devido à grande perda de radiação de onda longa em virtude do céu claro, da baixa  $U_{ar}$  e do resfriamento radiativo que é balanceado pela perda de  $G$  (Oliveira et al., 2006). Fowler et al. (2011) em um plantio de palma de óleo na Malásia, os fluxos de calor foram fortemente relacionados ao ciclo diário da radiação solar, além de serem consistentes com o aumento gradual da convecção pela manhã.

Os estudos que envolveram os fluxos de energia em florestas tropicais da Amazônia, como da Rocha et al. (2004), na floresta nacional (FLONA) do Tapajós em anos sem ENOS,

encontraram o  $R_n$  como principal controlador dos fluxos H e LE. A radiação foi relativamente constante no PMC e teve maior variação durante PC, com pico no PMC de  $140 \text{ W m}^{-2}$  e  $113 \text{ W m}^{-2}$  no PC. O H foi ligeiramente maior no PC seguindo a variação de  $R_n$ . Da Rocha et al. (2009), ao longo da Amazônia em sítios que incluíam floresta a cerrado, observaram que nas florestas as médias mensais das de  $R_n$ , H e LE diminuíram no PC e o LE aumentou no início do PMC, assim como o aumento gradual de H.

A radiação apresenta um papel importante sob a vegetação, o  $R_n$  é a radiação disponível utilizada para a convecção do H, ET e fotossíntese (Malhi et al., 2002). Da Rocha et al. (2009) também justificam que os sítios mais ao norte e oeste são mais úmidos e com menos meses do PMC, entre quatro a cinco meses, combinado com a fenologia foliar e a extensão das raízes mantêm a ET ao longo do ano. Em plantio de palma comercial de palma de óleo com 15 anos de idade na Malásia, sem anomalia climática, Haniff et al. (2016) determinaram que o LE foi três vezes maior que o H. Nesta pesquisa, houve semelhança no comportamento dos fluxos de energia e com o  $R_n$ . O LE sendo superior em três a quatro vezes mais que o H em suas médias diárias, como determinado por Haniff et al. (2016).

Os resultados encontrados para palma de óleo estão de acordo com a literatura para as florestas amazônicas e para plantios de palma na região tropical. Em Malhi et al. (2002) na Reserva Biológica (Rebio) de Cuiéiras, que nos ciclos diários dos fluxos de energia encontraram maior LE no PC com  $300 \text{ W m}^{-2}$ , ainda que com redução do  $R_n$  no mesmo período e no PMC foi de  $250 \text{ W m}^{-2}$ . O maior H foi no PMC com  $220 \text{ W m}^{-2}$  e reduziu no PC com  $150 \text{ W m}^{-2}$ . Da Rocha et al. (2004) observaram que os picos de H foram atingidos antes de meio dia (hora local) e os valores noturnos foram negativos. O máximo de H no PC foi de  $92 \text{ W m}^{-2}$  e no PMC com  $115 \text{ W m}^{-2}$ . Os picos de LE, em ambos os períodos, foram maiores que  $300 \text{ W m}^{-2}$  após 12:00.

Em sítios ao sudoeste da Amazônia em anos normais, von Randow et al. (2004) compararam os fluxos de energia de uma floresta (Rebio Jarú) e uma pastagem. Os autores observaram que na floresta os fluxos de H e LE foram maiores com a presença de um leve aumento do  $R_n$  no PMC, enquanto na pastagem ocorreu o aumento considerável no H e redução do LE. Ainda na Rebio Jarú, Aguiar et al. (2006) determinaram o pico de  $R_n$  de  $547 \text{ W m}^{-2}$  às 12:00 no PMC e no mesmo período com o máximo de H com  $169 \text{ W m}^{-2}$  e maior registro de LE foi no PC com  $400 \text{ W m}^{-2}$  às 13:00.

Em um plantio de palma de óleo, Fowler et al. (2011), em anos normais e sem considerar a sazonalidade, encontraram o pico de H com  $100 \text{ W m}^{-2}$  e LE com  $400 \text{ W m}^{-2}$ . Meijide et al. (2017) buscaram avaliar a variabilidade temporal dos fluxos de energia e água em dois plantios

de palma de óleo com um (1) e doze (12) anos de idade na Indonésia. Em ambas as idades, o LE foi superior ao H. No entanto, mesmo com distribuição uniforme do R<sub>n</sub>, o plantio mais novo apresentou maior uso da energia na forma de H com 34% e 55% para LE. O plantio de 12 anos apresentou maior parte da energia no LE com 78% e H com 12% ao meio-dia. Os fluxos de H e LE começaram a aumentar nas primeiras horas do dia (06-07:00), atingindo o máximo às 12:00, horário concomitante com o pico de radiação no plantio de um ano de idade. No plantio de 12 anos o pico de H ocorreu às 09:30 e permaneceu praticamente constante até o pico de LE às 12:00.

### 3.4.2 Balanço e particionamento de energia

Em um plantio de palma de óleo na Malásia, sem ocorrência de ENOS, Henson e Harun (2005) encontraram maiores valores de H e menor LE no PMC (representado por um mês), com 163,6 W m<sup>-2</sup>, 63,2 W m<sup>-2</sup>, respectivamente. Em três meses de PC, H (valores entre 44,5 e 70,1 W m<sup>-2</sup>) diminuiu e houve o aumento do LE (149,5 a 198,6 W m<sup>-2</sup>). Neste estudo, o LE foi maior no PMC e a semelhança com a palma na Malásia foi a redução de H no PC (Tabela 3.3).

Os dados apresentados na Tabela 3.3 demonstraram que a palma de óleo assim como na floresta amazônica, apresentou o mínimo de  $\beta$  coincidindo com o máximo de FE (da Rocha et al., 2004). O particionamento em floresta é explicado parcialmente pela precipitação e pela fisiologia das árvores como índice de área foliar (IAF) (da Rocha et al., 2004). O alto valor de  $\beta$  é uma reflexão do fechamento parcial dos estômatos em alto DPV, redução da precipitação e da U<sub>solo</sub> e com o aumento do H e redução do LE (Stiegler et al., 2019).

Os valores de  $\beta$  encontrados nas florestas amazônicas equatoriais foram de  $0,17 \pm 0,11$  para PC,  $0,17 \pm 0,08$  para PMC e  $0,17 \pm 0,10$  para o ano (da Rocha et al., 2004). E em Malhi et. al. (2002) foi de 0,50 no PC, 1,1 no PMC e anual de 0,58. No sudoeste da floresta amazônica, von Randow et al. (2004) determinaram  $\beta$  variando em 0,30 a 0,40 (PC e PMC).

As medidas de  $\beta$  dos plantios de palma de óleo em Henson e Harun (2005) foram 2,60 no PMC e entre 0,26 e 0,35 no PC. Fowler et al. (2011) calcularam a  $\beta$  durante a manhã (09:00 às 11:00) e a tarde (12:00 às 15:00), com o maior valor durante a manhã com  $0,29 \pm 0,05$  e a tarde com  $0,06 \pm 0,05$ . Meijide et al. (2017) encontrou maior  $\beta$  no plantio mais novo com  $0,67 \pm 0,33$  e o plantio mais velho com  $0,14 \pm 0,05$ . Stiegler et al. (2019) obtiveram maior  $\beta$  no ano de 2015 com  $0,13 \pm 0,12$  enquanto o período de referência foi de  $0,09 \pm 0,05$ . Logo, a  $\beta$  no plantio de palma de óleo no leste da Amazônia entre 2015 e 2018 ficou dentro do que foi separado na floresta amazônica e nos plantios de palma de óleo.

Quanto ao particionamento de energia, Fischer et al. (2009) demonstraram que os sítios na América usam 72% do  $R_n$  para o LE que é fortemente sazonal. Ainda nas florestas amazônicas equatoriais, a FE foi de 62% (Hutyra et al., 2007), da Rocha et al. (2004) observaram uma variação de  $83 \pm 0,1\%$  no PMC e  $87 \pm 0,31\%$  no PC. Nas florestas ao sudoeste foi de 77% a 86% no PC e de 71% a 74% no PMC (von Randow et al., 2004; Aguiar et al., 2006). Os mínimos de FE encontrados na palma de óleo (Tabela 3.3) foram inferiores aos encontrados para as florestas, enquanto os máximos encontrados estavam dentro da faixa conferida para o sudoeste da Amazônia, em florestas que apresentam maior comprimento de meses do PMC.

O fechamento do balanço de energia (FBE) é importante para verificar o nível de concordância entre os fluxos de energia adquiridos em diferentes métodos (Oliveira et al., 2006). O entendimento da lacuna para o FBE é fundamental para a melhoria da instrumentação e da teoria aplicada pelo método de CVT e, assim obter uma compreensão mais apurada sobre o papel da troca entre a superfície e atmosfera (Gerken et al., 2018). No entanto, o método CVT pode ter medidas subestimadas durante períodos de baixa turbulência e mistura do ar (Masseroni et al., 2014). Ademais, em comparação com outros métodos como cintilômetro, cintilômetro de camada limite, cintilômetro de camada superficial e método de renovação de superfície, o método CVT demonstra a subestimativa dos fluxos e o FBE não satisfatório. Embora, seja mais amigável e apresentasse bons valores de H (Pozníková et al., 2018).

O FBE imperfeito pode ocorrer devido ao erro do instrumento durante eventos físicos como precipitação (Haniff et al., 2016), falta de correção do ângulo de ataque do anemômetro sônico (von Randow et al., 2004), pelo calor perdido que não foi quantificado (Hutyra et al., 2007), pela heterogeneidade do terreno e sua influência na troca turbulenta (Foken et al., 2012).

Araújo et al. (2002), sem a inclusão do armazenamento de energia, em dois sítios florestais na Amazônia Central, encontraram um FBE de 75% ( $r^2=0,88$ ) e 84% ( $r^2=0,88$ ). E com o uso do armazenamento de energia, Michiles e Gielow (2008), na Amazônia Central, determinaram um aumento de 8% com a inclusão do armazenamento. E o Ataíde et al. (2020) em uma floresta primária no leste da Amazônia apresentaram um incremento entre 9,81% e 25,26% para o FBE em diferentes períodos sazonais e anos.

Demais pesquisas com o uso do armazenamento de energia para o FBE como da Rocha et al. (2004), no leste da Amazônia, obtiveram um fechamento anual de 86% ( $r^2=0,86$ ) e Hutyra et al. (2007) apresentaram  $88\% \pm 0,01$  no PMC e  $83\% \pm 0,08$  no PC. Von Randow et al. (2004),

no sudoeste da Amazônia, determinaram o fechamento de 74% ( $r^2=0,89$ ) na floresta de terra firme e para o mesmo local Aguiar et al. (2006) determinaram um FBE anual de 93% ( $r^2=0,88$ ).

Os estudos citados acima não utilizaram nenhum método para “forçar” o FBE e que de acordo com Twine et al. (2000) existem duas formas, a primeira é estimar o LE como resíduo do balanço de energia e a segunda é ajustar o H e LE por meio da razão de Bowen, sendo este último o mais apropriado (von Randow et al., 2004). E por serem métodos que adicionam resíduos aos fluxos turbulentos medidos e que assumem que a energia disponível esteja correta (Imukova et al. 2015), o presente trabalho não aplicou esta correção.

Os valores encontrados para FBE nas florestas amazônicas foram mais altos quando comparados com o presente estudo (Tabela 3.4). Para a palma de óleo, com o uso do armazenamento de energia, o FBE encontrado foi de 69% ( $r^2=0,86$ ) em Haniff et al. (2016); 51% e 57% em Haniff et al. (2018). Trabalhos, sem a aplicação do armazenamento, como em Stiegler et al. (2019) apresentaram um FBE de 75% ( $r^2=0,85$ ). Röll et al. (2015), em plantios com diferentes idades, estimou o FBE de 82% (palma de óleo com dois anos de idades) e 84% (plantio com 12 anos). E considerando a sazonalidade em Henson e Harun (2005) foi de 97,8% no PMC e no PC variou entre 82,3 e 91,5%. Dessa forma, sendo medidas mais próximas as que foram determinadas para a palma de óleo na Amazônia.

As curvas médias diárias do armazenamento total determinado para a palma de óleo entre 2015 e 2018 (Figuras 3.5 e 3.6) apresentaram comportamentos semelhante ao estudo de Michiles e Gielow (2008), cujas médias no período da manhã (entre 08:00 e 12:00 horas) foram de 25 a 65 W m<sup>-2</sup> que correspondiam de 5 a 30 % do Rn. E a partir das 15:00 o valor de S<sub>t</sub> tornava-se negativo. Ainda de acordo com o estudo anterior, o S<sub>a</sub> e o S<sub>w</sub> corresponderam a 30 a 40% do S<sub>t</sub> e todos os componentes que foram estimados para biomassa corresponderam a 60 a 70% (dependendo do período sazonal). E os máximos e os mínimos do S<sub>a</sub>, no início da manhã e no final da tarde correspondem com os horários em que a temperatura da copa está mudando mais rapidamente (Harved et al., 2007).

O armazenamento é um importante componente do FBE para a floresta amazônica devido a quantidade de biomassa que se combina com a alta e rápida variabilidade da temperatura e umidade relativa do ar, assim como os eventos de chuva intensa de curta duração. Neste estudo, a maior parte do S<sub>t</sub> foi composto pelo S<sub>b</sub> (Figuras 3.5 e 3.6). Segundo Meyers e Hollinger (2004), o elevado teor de água na biomassa vegetal causa o aumento na quantidade de energia armazenada dentro da copa. E o peso fresco da biomassa aérea da palma de óleo híbrida interespecífica possui 75% de água.

Em todos os anos e períodos sazonais, os resíduos reduziram com a inclusão do armazenamento, representando entre 8% e 29%. De acordo com Liu e Foken (2001), os valores de resíduos estão entre 20 e 30% (Tabela 3.4). Medidas positivas de  $R_e$  indicam que o suprimento de energia disponível está sendo maior do que o gasto (Liu et al., 2017), assim como os valores de fluxos de calor ( $H$  e  $LE$ ) estão subestimados (von Randow et al., 2004).

### 3.4.3 Efeito do ENOS nos fluxos de energia e nos controles biofísicos

A ET diária da palma de óleo na Amazônia (Figura 3.5) está dentro da faixa de valores encontrados para os plantios de palma de óleo africana na Indonésia e na Costa do Marfim. Na Costa do Marfim, Dufrene et al. (1992) obtiveram maiores valores de ET no PMC com variação de  $3,51 \pm 0,32 \text{ mm dia}^{-1}$  a  $3,57 \pm 0,32 \text{ mm dia}^{-1}$  e a média do PC foi de  $3,14 \pm 0,11 \text{ mm dia}^{-1}$ . Em plantios de 12 anos de idade na Indonésia, a ET foi de  $3,3 \text{ mm dia}^{-1}$  (Meijide et al., 2017) a  $4,7 \text{ mm dia}^{-1}$  (Röll et al., 2015) e o mesmo valor foi determinado por Merten et al. (2016) em condições secas e com dias ensolarados.

Ainda na Indonésia, Stiegler et al. (2019) encontraram uma ET de  $3,7 \pm 4,8 \text{ mm dia}^{-1}$  no PMC, de  $3,4 \pm 4,6 \text{ mm dia}^{-1}$  no ano de 2015 e no período de referência (maio a dezembro de 2014 e janeiro a julho de 2016), sem ENOS foi de  $4,3 \pm 5,5 \text{ mm dia}^{-1}$ . A ET total do ano de 2015 foi de  $1.245 \pm 362 \text{ mm}$  e no período de referência de  $1.580 \pm 469 \text{ mm}$ , resultados que indicaram que o dendezeiro sofreu forte perda de água pela ET visto que era 2,5 (2015) e 1,2 (período de referência) vezes a quantidade da precipitação. Em 2015, ano com maior número de dias, a somatória da ET do HIE foi de  $1.142,33 \text{ mm}$  e que correspondeu a 49,59% da precipitação anual ( $2.303,60 \text{ mm}$ ).

Os resultados de  $C_a$  encontrados neste estudo (Figura 3.6a) foram similares aos determinados para a palma de óleo africana. Henson e Harun (2005) no PC apresentaram médias de  $32,98$  a  $38,00 \text{ mm s}^{-1}$  e no PMC foi de  $70,12 \text{ mm s}^{-1}$ . Segundo esses autores, o maior valor de  $C_a$  foi correspondente ao maior valor de  $u$ . Dufrene et al. (1992) exibiram uma  $C_a$  de  $61,6 \pm 9,4 \text{ mm s}^{-1}$  no PMC e de  $60,3 \pm 9,5 \text{ mm s}^{-1}$  no PC. Em compensação, a  $C_a$  da FLONA de Caxiuanã, localizada no leste da Amazônia, atingiu picos de  $164 \text{ mm s}^{-1}$  no PC e  $210 \text{ mm s}^{-1}$  no PMC (Souza Filho et al., 2005). O baixo valor da  $C_a$  da palma em relação a floresta é devido ao menor tamanho do dossel da palma de óleo e os valores mais baixos de  $u$  (Dufrene et al., 1992).

A  $C_s$  quando a vegetação apresenta o IAF maior que  $3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  possui uma evaporação muito pequena do solo e que ao ser determinada pelos métodos micrometeorológicos possuem

uma boa aproximação dos parâmetros fisiológicos da condutância estomática (Kelliher et al., 1995). Segundo Awal et al. (2010), por meio de método destrutivo, determinaram um IAF de  $3,83 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  em palma de óleo de 12 anos de idade e de  $4,05 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  para 16 anos de idade, sendo uma idade aproximada ao plantio de palma deste estudo. Dessa forma, a condutância da superfície, também, refere-se a condutância estomática ou do dossel.

Na palma de óleo, Henson e Harun (2005) obtiveram a  $C_s$  superior no PC com variação entre  $6,90$  e  $10,63 \text{ mm s}^{-1}$  e  $1,18 \text{ mm s}^{-1}$  no PMC. Dufrene et al. (1992) mediram a condutância do dossel em  $21,8 \pm 5,9 \text{ mm s}^{-1}$  no PMC e  $31,9 \pm 2,9 \text{ mm s}^{-1}$  no PC. Os resultados desta pesquisa demonstraram que a  $C_s$  foi superior no PC de 2015 e 2016 em relação ao PMC de 2015 e 2017, indicando que durante o ENOS, os estômatos permaneceram abertos.

Dessa forma, o HIE pode ter demonstrado resiliência mesmo após a redução da precipitação. O solo permaneceu úmido, sobretudo a 0,40 m (Figura 3.2d), cuja água poderia ser absorvida das camadas mais profundas devida a maior quantidade de raízes presente entre 0,20 e 0,60 m (Corley e Tinker, 2016). Nos anos de 2014 a 2017, Yakuwa (2020), no mesmo plantio com HIE e com as medidas realizadas a 4,0 m de distância do estipe, determinou que somente que os meses de agosto a novembro de 2016 e de 2017 (PMC) apresentaram déficit hídrico do solo em razão da média da  $U_{\text{sol}} a 0,10 \text{ m}$  estar abaixo do ponto de murcha permanente ( $0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ). E a 0,40 m não houve déficit hídrico.

Em plantio adulto de palma africana não irrigado na Malásia, A'Fifah e Haniff (2018), sem anos influência de ENOS, exibiram uma redução de 54% na  $C_s$ , consequentemente reduziu a fotossíntese em 59% e a transpiração em 44% no PMC. No PC, os autores encontraram a maior  $C_s$ , em valor convertido, com  $8,5 \text{ mm s}^{-1}$ . Resultados que foram corroborados por Jazayeri et al. (2015) em estágio de plântulas na Colômbia. Por outro lado, na Amazônia em plantio adulto durante o ENOS 2015-2016 (outubro de 2015 a abril de 2016), Brum et al. (2020) observaram que a transpiração em experimentos com e sem irrigação foi maior no PMC.

Estudos como Henson e Harun (2007) e Bayona-Rodriguez et al. (2016) destacam a capacidade de recuperação da palma de óleo após déficit hídrico, por meio de chuvas e irrigação. Henson e Harun (2007), observaram a resposta da palma de óleo durante eventos de chuva volumosa no PMC, em que o LE foi aumentado e o H reduzido, coincidindo com os maiores valores de  $C_s$  (entre  $6,89$  a  $8,05 \text{ mm s}^{-1}$ ). Bayona-Rodriguez et al. (2016) em plantios adultos de palma de óleo africana e HIE na Colômbia, observaram que a fotossíntese e a transpiração são maiores no PMC quando solo é irrigado. Assim como Bayona-Rodriguez et al. (2016), Méndez et al. (2012) demonstraram que o HIE é menos sensível ao déficit hídrico

que a palma de óleo africana. Em plântulas, alguns genótipos de HIE, ao longo das condições severas de déficit hídrico mantiveram a assimilação de CO<sub>2</sub> com baixo consumo de água. A C<sub>s</sub>, sem déficit hídrico, atingiu 6,09 mm s<sup>-1</sup> (Méndez et al., 2012).

Em contrapartida, comparando os resultados encontrados na palma com os estudos em florestas foi constatado que, em determinados períodos sazonais, a C<sub>s</sub> no plantio pode ser superior. Como nas florestas tropicais a C<sub>s</sub> foi de 13 mm s<sup>-1</sup> (Kelliher et al., 1995). Cabral et al. (2015), no sudoeste da floresta amazônica cujo PMC é mais prolongado, a C<sub>s</sub> foi fortemente sazonal estando entre 2 mm s<sup>-1</sup> (PMC) a 20 mm s<sup>-1</sup> (PC).

Na palma de óleo no leste amazônico o Ω apresentou a menor média sazonal no PMC de 2015. De acordo com Hasler e Avissar (2007) esse comportamento indica a forte correlação das condições atmosféricas sobre a ET. Conforme Fischer et al. (2009) os sítios mais úmidos (com maior precipitação) apresentam Ω superior em virtude da maior abertura dos estômatos sendo controlados pelo R<sub>n</sub> como na floresta tropical úmida com um Ω de 0,62 e no cerrado com 0,18. Cabral et al. (2015), no sudoeste da Amazônia, encontraram a variação de 0,1 no PC e 0,5 no PMC, demonstrando que no PMC os fatores fisiológicos e o déficit de saturação foram os principais controles da evaporação. E no mesmo local, Vourlitis et al. (2005; 2008) obtiveram Ω variando entre 0,20 e 0,30 no PMC e 0,40 a 0,50 no PC.

As curvas médias diárias de C<sub>a</sub> nas florestas amazônicas apresentaram picos como de 220 mm s<sup>-1</sup> às 16:00 no PC e 375 mm s<sup>-1</sup> às 09:00 no PMC na FLONA de Caxiuanã por Souza Filho et al (2005). Em da Rocha et al. (2004) o máximo de C<sub>a</sub> no PMC foi registrado antes das 09:00 com aproximadamente 60 mm s<sup>-1</sup>, ao passo que no PC foi de 50 mm s<sup>-1</sup> entre 09:00 e 12:00, fortemente correlacionados com a alta u no mesmo horário. Na floresta semidecídua na Amazônia em Vourlitis et al. (2005) a variação sazonal diurna (06-18:00, HL) da C<sub>a</sub> exibiu picos de 60 a 70 mm s<sup>-1</sup> entre 10:00 e 12:00 seguindo o comportamento da u.

O plantio de palma de óleo também demonstrou um comportamento similar da C<sub>a</sub> com a u e a u<sup>\*</sup> (Figura 3.7a e c), assim como nas florestas. Segundo Souza Filho et al. (2005) a u é importante na C<sub>a</sub> em virtude de que o seu aumento favorece a transpiração. E a rápida elevação do valor de C<sub>a</sub> ao longo da manhã é em decorrência da instabilidade térmica, em que o acréscimo da energia solar rompe a camada de estabilidade noturna, e assim a mistura rapidamente acima da floresta (da Rocha et al., 2004). O vento é responsável pela renovação da camada de ar que está em contato com a superfície das folhas, o que por sua vez reduz a resistência aerodinâmica, facilitando as trocas de vapor d'água entre o mesófilo foliar e o ar adjacente (Rodrigues et al., 2011).

Os picos de  $C_a$  ocorreram no PMC (Figura 3.7c), igualmente para a  $u$ . De acordo com Rodrigues et al. (2011), a maior  $u$  encontrada no PMC é em decorrência das maiores das maiores  $T_{ar}$  que elevam os gradientes de pressão. Os valores de  $u^*$  em um plantio de palma de óleo foram superiores aos determinados em florestas tropicais na Amazônia. Araújo et al. (2002), em dois sítios florestais na Amazônia central, encontraram medidas noturnas de  $u^*$  abaixo de  $0,15 \text{ m s}^{-1}$  e com picos maiores que  $0,25 \text{ m s}^{-1}$  após meio dia. Da Rocha et al. (2004) obtiveram  $u^*$  variando entre  $0,28 \text{ m s}^{-1}$  (PC) a  $0,29 \text{ m s}^{-1}$  (ano e PMC). Hutyra et al. (2007) obteve a média de  $0,42 \pm 0,004 \text{ m s}^{-1}$  no PC e  $0,44 \pm 0,006 \text{ m s}^{-1}$  no PMC e no período noturno  $u^*$  foi de  $0,21 \pm 0,004 \text{ m s}^{-1}$  no PC e PMC. E a  $u$  no topo da torre foi de  $2,1 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  no PC e  $2,2 \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$  no PMC durante o ciclo diário.

A  $C_s$ , em Caxiuanã, apresentou maior o pico no PMC às 09:00 em torno de  $25 \text{ mm s}^{-1}$  e no PC com, aproximadamente,  $22,5 \text{ mm s}^{-1}$  às 10:00, conforme Carswell et al. (2002). Ainda em Caxiuanã, Souza Filho et al. (2005) observaram o início da  $C_s$  nas primeiras horas da manhã, com o máximo com  $60 \text{ mm s}^{-1}$  no PC e de  $45 \text{ mm s}^{-1}$  no PMC ambos às 08:00, ao longo do período diurno foi constatado que a condutância reduzia em função do aumento do DPV, consequência do fechamento estomático. Na FLONA do Tapajós, em da Rocha et al. (2004), a  $C_s$  atingiu o pico antes de meio dia com maior declínio na parte da tarde, o ciclo diário foi semelhante em ambos os períodos sazonais de aproximadamente  $24 \text{ mm s}^{-1}$  entre 09:00 e 12h:00.

De modo geral, as maiores medidas encontradas de  $C_s$  ocorreram nos anos sob influência do ENOS 2015-2016, sobretudo no PC (Figura 3.7b). Resultados que corroboram com os que foram encontrados por Silva et al. (em preparação), cujo Balanço de  $\text{CO}_2$  a nível de Ecossistema diário foi mais negativo no PC de 2015 e 2016. As médias sazonais de  $\Omega$  foram mais próximas de 0, indicando a dependência da ET pela vegetação, com exceção do PC de 2016.

Por outro lado, os maiores valores de  $\Omega$  no início da manhã (Figura 3.8a e b) demonstram maior dependência ao  $R_n$  no processo de transpiração e pela tarde o comportamento é invertido, indicando que os estômatos apresentavam maior influência nas trocas gasosas (Souza Filho et al., 2005). Na maior parte do ciclo diurno durante o PMC (Figura 3.8b), o  $\Omega$  foi menor que 0,5, enquanto no PC de 2016 foi superior (Figura 3.8a). Comportamento semelhante em áreas desflorestadas na Amazônia por von Randow et al. (2012), cuja vegetação está bem acoplada às condições atmosféricas e a ET controlada pelos estômatos durante o PMC e no PC com maior limitação pela energia disponível.

As variáveis como DPV e  $U_{\text{sol}}_o$ , ao longo dos anos de 2015 e 2018, apresentaram maiores influências nos fluxos de energia (H e LE), Tabela 3.5. De acordo com Lamade e Bouillet (2005), a palma é muito sensível a variação do DPV, visto que quando o ar fica mais seco a planta regula a transpiração por meio do fechamento estomático. Na Amazônia, durante o ENOS 2015-2016, a transpiração da palma de óleo foi explicada em 63% pelo DPV (Brum et al., 2018). Dufrene e Saugier (1993) demonstraram a importância da adaptação da palma de óleo em condições de curto período de seca pela regulação estomática, com aumento do DPV e baixo déficit hídrico no solo. A qual é capaz de aumentar a eficiência do uso de altos níveis de radiação, tolerando altos valores de  $T_{\text{ar}}$  e sem reduzir a assimilação de CO<sub>2</sub> (Dufrene; Saugier, 1993).

Em florestas por meio de regressão linear simples (RLS), a relação entre os fluxos de energia (H e LE) e o R<sub>n</sub> apresentaram alto coeficiente de determinação ( $r^2$ ). Como realizada por Malhi et al. (2002), onde o LE apresentou uma queda no PMC, cuja água foi significativamente restritiva. De modo contrário, o H foi maior devido ao R<sub>n</sub> no PMC. Na floresta ombrófila no Sudoeste da Amazônia, Biudes et al. (2015), por meio da RLS, determinaram que 75% do LE era relacionado com R<sub>n</sub> e H com 25%. Neste estudo, o LE foi mais fortemente correlacionado com o R<sub>n</sub> durante o PC (Tabela 3.5).

Assim como nos fluxos de energia, a relação da C<sub>s</sub> foi significativa com o DPV e a U<sub>sol</sub><sub>o</sub>, resultado que variou a cada ano e período sazonal (Tabela 3.6). As pesquisas em plantios de palma de óleo como em Meijide et al. (2017) apresentaram uma relação inversa entre a condutância estomática e o DPV, corroborando com os resultados de Henson e Harun (2005). Dufrene e Saugier (1993), a nível foliar e em diferentes idades da palma de óleo, encontraram uma redução exponencial da condutância estomática com o DPV. No entanto, os mesmos autores observaram que a assimilação de CO<sub>2</sub> apresentou pouca variação quando o DPV aumentou de 1,0 para 1,8 kPa, ainda que a condutância estomática tenha reduzido consideravelmente, de 18,75 mm s<sup>-1</sup> para 8,75 mm s<sup>-1</sup>. Além do DPV, a U<sub>sol</sub><sub>o</sub> é importante, visto que a condutância estomática aumenta quando ocorre uma pequena quantidade de chuva, destacando a sensibilidade dos estômatos da cultura de palma de óleo (Dufrene et al., 1992).

### 3.5 Conclusão

Com a presença do ENOS a chuva foi reduzida em mais de 50% nos períodos menos chuvosos de 2015 a 2017, havendo o aumento da  $T_{\text{ar}}$ , sobretudo no fim do segundo semestre de 2015 até o primeiro semestre de 2016. No entanto, mesmo com a ocorrência desses fatores, a

precipitação anual e a temperatura do ar não excederam o limite ótimo para o cultivo da palma de óleo. As variáveis meteorológicas apresentaram médias interanuais iguais, a diferença significativa deu-se para a comparação entre os períodos chuvoso e menos chuvoso.

As variações sazonais dos fluxos de energia durante os anos com ENOS (2015 e 2016), apresentaram os máximos diários do H e do LE, não limitando o último fluxo. A maior parte do  $R_n$  foi utilizada para o LE, cuja FE foi de 52 a 74%, sendo o maior valor no PC de 2016. A  $\beta$  foi de 0,20 a 0,46 e com FBE entre 62-80%, dentro da faixa encontrada para os estudos de palma de óleo.

A ET do ano de 2015 correspondeu a 49,59% da precipitação anual. Os picos diários de ET foram presentes no período chuvoso de 2016 (ENOS). A  $C_a$  apresentou o comportamento semelhante a  $u$  e  $u^*$  em seu ciclo diário. Sobretudo, com os máximos no período menos chuvoso de 2015, medidas que podem ter favorecido as trocas gasosas. A  $C_s$  exibiu seus valores extremos (mínimos e máximos) nos períodos chuvosos de 2015 e 2016, demonstrando analogamente, a maior abertura dos estômatos e assim justificando a variação da ET.

O valor de  $\Omega$ , em PC e PMC de 2015, foi mais próximo de 0 (zero) com 0,41 e 0,37, respectivamente, indicando que a ET foi mais controlada pela vegetação. No período chuvoso de 2016 o  $\Omega$  foi mais próximo de 1 (um), com 0,60, logo mais sensível ao  $R_n$ . O máximo de  $\Omega$  no período menos chuvoso ocorreu no ano sem ENOS (2018), ainda assim o resultado indicou mais controle da vegetação (0,45).

A correlação das variáveis meteorológicas com o H e o LE variou ao longo dos anos e durante os períodos sazonais. As correlações de moderada a forte ocorreram, entre os anos de 2015 e 2016, principalmente com  $T_{ar}$ , DPV e  $U_{solo}$ . Em anos normais (2017 e 2018), a interação foi maior com o  $R_n$  e  $U_{solo}$ . A  $C_s$ , exibiu correlações moderadas com o DPV e a  $U_{solo}$  nos períodos chuvosos e menos chuvosos de 2015 a 2017. Logo, conclui-se que o plantio de palma de óleo com HIE na Amazônia foi resistente às condições adversas e com o comportamento similar as florestas amazônicas equatoriais, com o aumento do LE em períodos de restrição de precipitação.

## **Referências Bibliográficas**

A'Fifah, A. R., Haniff, M. H.: Impacts of wet and dry periods on leaf gas exchange, water use efficiency and carbon isotope discrimination in different oil palm materials, Journal of Palm Oil Research, 693-701, <https://doi.org/10.21894/jopr.2018.0059>, 2018.

Aguiar, R. G., Von Randow, C., Priante Filho, N., Manzi, A. O., Aguiar, L. J. G., Cardoso, F. L.: Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia, Rev. Bras. Meteorol., 21, 3b, 248-257, 2006.

Andrade, V. M. S., Cordeiro, I. M. C. C., Schwartz, G., Rangel-Vasconcelos, L. G. T., Oliveira, F. A.: Considerações sobre clima e aspectos edafoclimáticos da Mesorregião Nordeste Paraense, in: Nordeste Paraense: panorama geral e uso sustentável das florestas secundárias, edited by: In: Cordeiro, I. M. C. C., Rangel-Vasconcelos, L. G. T., Schwartz, G., Oliveira, F. A., Belém: EDUFRA, 59-96, 2017.

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.: Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site, J. Geophys. Res., 107, D20, 1-20, <https://doi.org/10.1029/2001JD000676>, 2002.

Ataíde, W. L. S., Oliveira, F. A., Pinto, C. A. D. Balanço de radiação, energia e fechamento do balanço em uma floresta prística na Amazônia oriental, Revista Brasileira de Geografia Física, 13, 6, 2603-2627, <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.6.p2603-2627>, 2020.

Awal, M. A., Wan Ishak, W. I., Bockari-Gevao, S. M.: Determination of leaf area index for oil palm plantation using hemispherical photography technique, Pertanika J. Sci. & Technol., 18, 23-32, 2010.

Baba, R. K., Vaz, M. S. M. G., Costa, J.: Correção de dados agrometeorológicos utilizando métodos estatísticos, Rev. Bras. Meteorol., 29, 4, 515-526, <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130611>, 2014.

Baldocchi, D. D., Vogel, C. A., Hall, B.: Season variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest, Agr. Forest Meteorol., 83, 147-170, [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(96\)02335-0](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(96)02335-0), 1997.

Barcelos, E., Soares, M. V.: A cultura da palma de óleo como âncora do desenvolvimento da agricultura familiar na Amazônia Ocidental, in: Zoneamento agroecológico, produção e manejo da cultura de palma de óleo na Amazônia, edited by: Ramalho Filho, A. et al, Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 167-178, 2010.

Barr, A. G., Morgenstern, K., Black, T. A., McCaughey, J. H., Nesic, Z. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO<sub>2</sub> flux, Agr. Forest Meteorol., 140, 322–337, doi:10.1016/j.agrformet.2006.08.007, 2006.

Bayona-Rodríguez, C. J., Ochoa-Cavidad, I., Romero, H. M.: Impacts of the dry season on the gas exchange of oil palm (*Elaeis guineensis*) and interspecific hybrid (*Elaeis oleifera x Elaeis guineensis*) progenies under field conditions in eastern Colombia, Agron. colomb., 34, 3, 329-335, <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v34n3.55565>, 2016.

Blanken, P. D., Black, T. A., Yang, P. C., Neumann, H. H., Nesic, Z., Staebler, R., den Hartog, G., Novak, M. D., Lee, X. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspenforest: Partitioning overstory and understory components, Journal of Geophysical Research, 102, D24, 915-928, <https://doi.org/10.1029/97JD00193>, 1997.

Becker, B. K.: Recuperação de áreas desflorestadas da Amazônia: será pertinente o cultivo da palma de óleo (Dendê)?, Confins [Online], 10, <https://doi.org/10.4000/confins.6609>, 2010.

Biudes, M. S., Vourlitis, G. L., Machado, N. G., Arruda, P. H. Z., Neves, G. A. R., Lobo, F. A., Neale, C. M. U., Nogueira, J. S.: Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil, Agr. Forest Meteorol., 202, 112-124, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.12.008>, 2015.

Bonal, D., Burban, B., Stahl, C., Wagner, F., Héault, B.: The response of tropical rainforests to drought—lessons from recent research and future prospects, Annals of Forest Science, 73, 27–44, <https://doi.org/10.1007/s13595-015-0522-5>, 2016.

Brum, M., López, J. G., Asbjornsen, H., Licata, J., Pypker, T., Sanchez, G., Oliveira, R. S.: ENSO effects on the transpiration of eastern Amazon trees, Philos. T. R. Soc. B, 373, 1-12, <https://doi.org/10.1098/rstb.2018.0085>, 2018.

Brum, M., Oliveira, R. S., López, J. G., Licata, J., Pypker, T., Chia, G. S., Tinoco, R. S., Asbjornsen, H.: Effects of irrigation on oil palm transpiration during ENSO-induced drought in the Brazilian Eastern Amazon, Agric. Water Manag, [preprint], <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106569>, 18 December 2020.

Cabral, O. M. R., da Rocha, H. R., Gash, J. H., Freitas, H. C., Ligo, M. A. V.: Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil, Journal of Hydrology: Regional Studies, 4, 22–40, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.010>, 2015.

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Renssch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyard, E., Jin, F.: Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, Nature Climate Change, 1-6, <https://doi.org/10.1038/nclimate2100>, 2014.

Campbell, G. S., Norman, J. M.: An introduction to environmental biophysics, 2 ed., New York: Springer-Verlag, 286 pp., 1998.

Carr, M. K. V.: The water relations and irrigation requirements of oil palm (*Elaeis guineensis*): a review, Expl. Agric., 47, 4, 629–652, <https://doi.org/10.1017/S0014479711000494>, 2011.

Carswell, F. E., Costa, A. L., Palheta, M., Malhi, Y., Meir, P., Costa, P. R., Ruivo, M. L., Leal, L. S. M., Costa, J. M. N., Clement, R. J., Grace, J.: Seasonality in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O flux at an eastern Amazonian rain forest, J. Geophys. Res., 107, D20, 1-16, <https://doi.org/10.1029/2000JD000284>, 2002.

Corley, R. H. V., Tinker, P. B (eds.): The Oil Palm, 5° Edition, Nova Jersey: Wiley Blackwell, 627 pp., 2016.

Costa, D. H. M., Ferreira, C. A. P., Silva, J. N. M., Lopes, J. C. A., Carvalho, J. O. P.: Potencial Madeireiro de floresta densa no Município de Moju, Estado do Pará, Belém: Embrapa-CPATU, Embrapa Documentos 121, 33pp., 1998.

Da Rocha, H. R., Goulden, M. L., Miller, S. D., Menton, M. C., Pinto, L. D. V. O., Freitas, H. C., Figueira, A. M. S.: Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia, Ecol. Appl., 14, 4, Supplement, S22–S32, <https://doi.org/10.1890/02-6001>, 2004.

Da Rocha, H. R., Manzi, A. O., Cabral, O. M., Miller, S. D., Goulden, M. L., Saleska, S. R., Restrepo-Coupe, N., Wosfy, S. C., Borma, L. S., Artaxo, P., Vourlitis, G., Nogueira, J. S., Cardoso, F. L., Nobre, A. D., Kruijt, B., Freitas, H. C., Von Randow, C., Aguiar, R. G., Maia, J. F.: Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil, J. Geophys. Res., 114, G00B12, 1-8, <https://doi.org/10.1029/2007JG000640>, 2009.

Dufrene, E., Dubos, B., Rey, H., Quencez, P., Saugier, B.: Changes in evapotranspiration from an oil palm stand (*Elaeis guineensis* Jacq.) exposed to seasonal soil water deficits, Acta Oecologica, 13, 3, 299-314, 1992.

Dufrene, E., Saugier, B.: Gas exchange of oil palm in relation to light, vapour pressure deficit, temperature and leaf age, Funct. Ecol., 7, 97-104, <http://dx.doi.org/10.2307/2389872>, 1993.

Erfanian, A., Wang, G., Fomenko, L.: Unprecedented drought over tropical South America in 2016: significantly under-predicted by tropical SST, Scientific Reports, 7, 5811, 1-11, <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-05373-2>, 2017.

FAPESPA- Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas do Pará. Boletim Agropecuário do Estado do Pará 2015, 1, 2015.

Fisher, J. A., Malhi, Y., Bonal, D., Da Rocha, H. R., Araújo, A. C. De; Gamo, M., Goulden, M. L., Hirano, T., Huete, A. R., Kondo, H. A., Kumagai, T., Loescher, H. W., Miller, S., Nobre, A. D., Nouvellon, Y., Oberbauer, S. F., Panuthai, S., Roupsard, O., Saleska, S., Tanaka, K., Tanaka, N., Tu, K. P., Von Randow, C.: The land-atmosphere water flux in the tropics, Glob. Change Biol., 15, 2694–2714, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01813.x>, 2009.

Foken, T., Leuning, R; Oncley, S. R., Mauder, M., Aubinet, M.: Corrections and data quality control, in: Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis, edited by: Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D., Springer Atmospheric Sciences, 438 pp., 2012.

Foley, J. A., Botta, A., Coe, M. T., Costa, M. H.: El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, *Glob. biogeochem. cycles*, 16, 4, 1-17, <https://doi.org/10.1029/2002GB001872>, 2002.

Fonseca, L. C. N. da; Araújo, A. C., Manzi, A. O., Carvalho, C. J. R. de; Oliveira, L. R. de.: Fluxos de CO<sub>2</sub> em Plantio de Palma de Óleo no Leste da Amazônia, *Rev. Bras. Meteorol.*, 33, 1, 181-192, <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786331003>, 2018.

Fowler, D., Nemitz, E., Misztall, P., Di Marco, C., Skibal, U., Ryder, J., Helfter, C., Cape, N., Owen, S., Dorsey, J., Galagher, M. W., Coyle, M., Phillips, G., Davison, B., Langford, B., Mackenzie, R., Muller, J., Siong, J., Dari-Salisburgo, C., Di Carlo, P., Aruffo, E., Giammaria, F., Pyle, J. A., Hewitt, N.: Effects of land use on surface–atmosphere exchanges of trace gases and energy in Borneo: comparing fluxes over oil palm plantations and a rainforest, *Philos. T. R. Soc. B*, 366, 3196–3209, <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2011.0055>, 2011.

Furlan Júnior, J., Müller, A. A.: A Agricultura Familiar e a Dendeicultura na Amazônia, Comunicado Técnico 107, Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 3 pp., 2004.

Gerken, T., Ruddell, B. L., Fuentes, J. D., Araújo, A. C., Brunsell, N. A., Maia, J., Manzi, A. O., Mercer, J., Santos, R. N. dos; Von Randow, C., Stoy, P. C.: Investigating the mechanisms responsible for the lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest, *Agr. Forest Meteorol.*, 255, 92-103, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.023>, 2018.

Gomes Júnior, R. A., Lopes, R., Cunha, R. N. V., Pina, A. J. A., Silva, M. P., Resende, M. D. V.: Características vegetativas na fase juvenil de híbridos interespecíficos de caiauê com dendezeiro, *Rev. Ciênc. Agrár.*, 58, 1, 27-35, <http://dx.doi.org/10.4322/rca.1590>, 2015.

Gloria. G. C. P. Biomassa de raízes em plantio de híbrido interespecífico de palma de óleo no Leste da Amazônia, M.S. thesis, Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal Rural da Amazônia, 54pp., 2016.

Haniff, M. H., Ibrahim, A., Jantan, N. M., Shahabudin, N., Mos, H., Yusup, Y.: Carbon dioxide and energy fluxes above an oil palm canopy in peninsular Malaysia, Int. J. Agr. Agri. R., 9, .2, 137-146, 2016.

Haniff, M. H., Ibrahim, A., Maisarah, J., Nuramanina, S., Hasimah, M., Afifah, A. R., Yusup, Y. Influence of eddy covariance sensor height above the oil palm canopy on CO<sub>2</sub> and energy fluxes, Journal of Oil Palm Research, DOI: <https://doi.org/10.21894/jopr.2018.0005>, 2018.

Hanks, R. J. Applied Soil Physics: Soil Water and Temperature Applications. Second Edition. Springer Science+Business Media, LLC. 1992. 181p.

Hardwick, S. R., Toumi, R., Pfeifer, M., Turner, E. C., Nilus, R., Ewers, R. M.: The relationship between leaf area index and microclimate in tropical forest and oil palm plantation: Forest disturbance drives changes in microclimate, Agr. Forest Meteorol., 201, 187-195, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.11.010>, 2015.

Harper, A., Barker, I. T., Denning, A. S., Randall, D. A., Dazlich, D., Branson, M.: Impact of Evapotranspiration on Dry Season Climate in the Amazon Forest, J. Climate, 27, 574-591, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00074.1>, 2014.

Hasler, N., Avissar, R.: What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin?, J. Hydrometeor., 8, 380-395, <https://doi.org/10.1175/JHM587.1>, 2007.

Haverd, V., Cuntz, M., Leuning, R., Keith, H. Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy: Calculation within a soil vegetation atmosphere transfer model, Agr. Forest Meteorol., 147, 125-139, doi:10.1016/j.agrformet.2007.07.006, 2007.

Henson, I. E., Harun, M. H.: Short -term responses of oil palm to an interrupted dry season in north Kedah, Malaysia, Journal of Oil Palm Research, 19, 364-372, 2007.

Henson, I. E., Harun, M. H.: The influence of climatic conditions on gas and energy exchanges above a young oil palm stand in North Kedah, Malaysia, Journal of Oil Palm Research, 17, 73-91, 2005.

Henson, I. E., Harun, M. H., Chang, K. C.: Some observations on the effects of high water tables and flooding on oil palm, and a preliminary model of oil palm water balance and use in the presence of a high water table, Oil Palm Bulletin, 56, 14-22, 2008.

Hong, L.-C., LinHo., Jin, F.-F.: A Southern Hemisphere booster of super El Niño, Geophys. Res. Lett., 41, 2142–2149, <https://doi.org/10.1002/2014GL059370>, 2014.

Hutyra, L. R., Munger, J., Saleska, S. R., Gottlieb, E., Daube, B. C., Dunn, A. L., Amaral, D. F., Camargo, P. B., Wosfy, S. C.: Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest, J. Geophys. Res., 112, 1-16, <https://doi.org/10.1029/2007JG000573>, 2007.

Imukova, K., Ingwersen, J., Hevert, M., Streck, T. Energy balance closure on a winter wheat stand: comparing the eddy covariance technique with the soil water balance method, Biogeosciences Discuss., 12, 6783–6820, doi:10.5194/bgd-12-6783-2015, 2015.

Jardine, K. J., Gimenez, B. O., Araújo, A. C., Cunha, R. L., Felizzola, J. F., Piva, L. R., Chambers, J. Q., Higuchi, N.: Diurnal Pattern of Leaf, Flower and Fruit Specific Ambient Volatiles above an Oil Palm Plantation in Pará State, Brazil, J. Braz. Chem. Soc., 27, 8, <https://doi.org/10.5935/0103-5053.20160194>, 2016.

Jarvis, P. G., e McNaughton, K. G.: Stomatal Control of Transpiration: Scaling Up from Leaf to Region, Advances in Ecological Research, 15, 1-49, [https://doi.org/10.1016/S0065-2504\(08\)60119-1](https://doi.org/10.1016/S0065-2504(08)60119-1), 1986.

Jazayeri, S. M., Rivera, Y. D., Camperos-Reyes, J. E., Romero, H. M.: Physiological effects of water deficit on two oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) genotypes, Agron. colomb., 33, 2, 164-173, <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v33n2.49846>, 2015

Jiménez-Muñoz, J. C., Mattar, C., Barichivich, J., SAntamaría-Artigas, A., Takahashi, K., Malhi, Y., Sobrino, J. A., Van der Scherier, G.: Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015/2016, *Scientific Reports*, 1-7, <http://dx.doi.org/10.1038/srep33130>, 2016.

Kelliher, F. M., Leuning, R., Raupach, M. R., Schulze, E.-D.: Maximum conductances for evaporation from global vegetation types, *Agr. Forest Meteorol.*, 73, 1-1 6, [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(94\)02178-M](https://doi.org/10.1016/0168-1923(94)02178-M), 1995.

Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., Schmid, H. P.: A simple parameterization for flux footprint predictions, *Boundary layer meteorol.*, 112, 503-523, <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000030653.71031.96>, 2004.

Kutikoff, S., Lin, X., Evett, S., Gowda, P., Moorhead, J., Colaizzi, P., Aiken, R., Brauer, D. Heat storage and its effect on the surface energy balance closure under advective conditions, *Agr. Forest Meteorol.*, 265, 56-69, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.10.018>, 2019.

Laban, D. O. C. Potencial do sequestro de carbono em plantios de dendêzeiros para compensar as emissões de gases de efeito estufa no processo produtivo de óleo de palma, M. S. thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 152pp., 2019.

Lamade, E., Bouillet, J.: Carbon storage and global change: the role of oil palm. *Oleagineux Corps Gras Lipides*, 12, 2, 154-160, <https://doi.org/10.1051/ocl.2005.0154>, 2005.

Lim, K. H., Goh, K. J., Kee, K. K., Henson, I. E.: Climatic requirements of oil palm, in: *Agronomic principles and practices of oil palm cultivation*, edited by: Goh, K. J., Chiu, S. B., Paramananthan, S., The Agricultural Group Trus, Sibu, Sarawak, Malaysia, 3-48, 2011.

Liu, H., Foken, T.: A modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes, *Meteorologische Zeitschrift*, 10, 1, 71-80, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2001/0010-0071>, 2001.

Liu, X., Yang, S., Xu, J., Zhang, J., Liu, J.: Effects of soil heat storage and phase shift correction on energy balance closure of paddy Fields, Atmósfera, 30, 1, 39-52, <https://doi.org/10.20937/ATM.2017.30.01.04>, 2017.

Llopert, M., Reboita, M. S., Coppola, E., Giorgi, F., Rocha, R. P., Souza, D. O.: Land Use Change over the Amazon Forest and Its Impact on the Local Climate, Water, 10, 149, 1-12, <https://doi.org/10.3390/w10020149>, 2018.

Luskin, M. S., Potts, M. D.: Microclimate and habitat heterogeneity through the oil palm lifecycle, Basic and Applied Ecology, 12, 540–551, <https://doi.org/10.1016/j.baae.2011.06.004>, 2011.

Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A. D., Pereira, M. G. P., Grace, J., Culf, A. D., Clement, R.: Energy and water dynamics of a central Amazonian rain Forest, J. Geophys. Res., 107, D20, 1-17, <https://doi.org/10.1029/2001JD000623>, 2002.

Malhi, Y., Roberts, J. T., Betts, R. A., Killeen, T. J., Li, W., Nobre, A. C.: Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon, Science, 319, 169-172, <https://doi.org/10.1126/science.1146961>, 2008.

Malhi, Y., Saatchi, S., Girardin, C., Aragão, L. E. O.: The Production, Storage, and Flow of Carbon in Amazonian Forests, Geophysical Monograph Series, 186, 355-371, <https://doi.org/10.1029/2008GM000779>, 2009.

Marengo, J. A., Espinoza, J. C.: Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts, Int. J. Climatol., 36, 1033-1050, <https://doi.org/10.1002/joc.4420>, 2015.

Marengo, J. A., Fisch, G. F., Alves, L. M., Sousa, N. V., Fu, R., Zhuang, Y.: Meteorological context of the onset and end of the rainy season in Central Amazonia during the GoAmazon 2014/5, Atmos. Chem. Phys., 17, 7671–7681, <https://doi.org/10.5194/acp-17-7671-2017>, 2017.

Masseroni, D., Corbari, C., Mancini, M. Limitations and improvements of the energy balance closure with reference to experimental data measured over a maize field, Atmósfera, 27, 4, 335-

352, Disponível: [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0187-62362014000400001&lng=es&nrm=iso](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-62362014000400001&lng=es&nrm=iso), 2014.

Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H.P., Schmidt, M., Steinbrecher, R.: A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements, Agr. Forest Meteorol., 169, 122-135, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.006>, 2013.

Mauder, M., T. Foken.: Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure, Meteorologische Zeitschrift, 15, 597-609, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0167>, 2006.

Meijide, A., Röll, A., Fan, Y., Herbst, M., Niu, F., Tiedemann, F., June, T., Rauf, A., Hölscher, D., Knohl, A.: Controls of water and energy fluxes in oil palm plantations: Environmental variables and oil palm age, Agr. Forest Meteorol., 239, 71–85, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.02.034>, 2017.

Méndez, Y. D. R., Chacón, L. M., Bayona, C. J., Romero, H. M.: Physiological response of oil palm interspecific hybrids (*Elaeis oleifera* H.B.K. Cortes versus *Elaeis guineensis* Jacq.) to water deficit, Braz. J. Plant Physiol., 24, 4, 273-280, <https://doi.org/10.1590/S1677-04202012000400006>, 2012.

Merten, J., Röll, A., Guillaume, T., Meijide, A., Tarigan, S., Agusta, H., Dislich, C., Dittrich, C., Faust, H., Gunawan, D., HEIN, J., Hendrayanto., Knohl, A., Kuzyakov, Y., Wiegand, K., Hölscher, D.: Water scarcity and oil palm expansion: social views and environmental processes, Ecology and Society, 21, 2, 5, <http://dx.doi.org/10.5751/ES-08214-210205>, 2016.

Merten, J., Röll, A., Tarigan, S., Hölscher, D., Hein, J.: Expanding Oil Palm Cultivation in Indonesia: Changing Local Water Cycles Raises Risks of Droughts and Floods, German Development Institute, 1-4, 2017.

Meyers, T. P., Hollinger, S. E. An assessment of storage terms in the surface energy

balance of maize and soybean, Agr. Forest Meteorol., 125, 105-115, doi:10.1016/j.agrformet.2004.03.001, 2004.

Michiles, A. A. S., Gielow, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest, Agr. Forest Meteorol., 148, 917-930, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.01.001>, 2008.

Moderow, U., Aubinet, M., Feigenwinter, C., Kolle, O., Lindroth, A., Mölder, M., Montagnani, L., Rebmann, C., Bernhofer, C. Available energy and energy balance closure at four coniferous forest sites across Europe, Theor Appl Climatol., 98, 397–412, DOI 10.1007/s00704-009-0175-0, 2009.

Morais, R. R., Teixeira, W. G., Rocha, R. N. C., Rodrigues, M. R. L., Dünisch, O.: Gas exchange of oil palms trees submitted to leaf-temperature modified grown in different plantation systems, Biodiversidade, 19, 4, 12-22, 2020.

Ministério do Desenvolvimento Agrário - MDA. Secretaria da Agricultura Familiar. Programa nacional de produção e uso do biodiesel: inclusão social e desenvolvimento territorial. Brasília: MDA, 2018. 48p. Disponível:< <https://ubrablo.com.br/sites/1700/1729/00000503.pdf>>. Acesso em: 22 setembro 2020.

Ollphant, A. J., Grimmond, C. S. B., Zutter, H. N., Schmid, H. P., Su, H. -B., Scott, S. L., Offerle, B., Randolph, J. C., Ehman, J. Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest, Agr. Forest Meteorol., 126, 185-201, doi:10.1016/j.agrformet.2004.07.003, 2004.

Oliveira, M. B. L., Santos, A. J. B., Manzi, A. O., Alvalá, R. C. S., Correia, M. F., Moura, M. S. B.: Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro, Rev. Bras. Meteorol., 21, 3b, 378-386, 2006.

Paterson, R. R. M., Lima, N.: Climate change affecting oil palm agronomy, and oil palm cultivation increasing climate change, require amelioration, Ecology and Evolution, 8, 452-461, <https://doi.org/10.1002/ece3.3610>, 2018.

Pereira, P. L., Rodrigues, H. J. F.: Análise e estimativa dos componentes do balanço de energia em ecossistema de manguezal Amazônico, Rev. Bras. Meteorol., 28, 1, 75-84, <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862013000100008>, 2013.

Pina, A. J. A. Experiências na produção para a cultura de palma de óleo na Amazônia: relato de experiências da Marborges Agroindústria S.A. (Moju – Pará), in: Zoneamento agroecológico, produção e manejo para a cultura da palma de óleo na Amazônia, edited by: Ramalho Filho, A., Embrapa Solos, Rio de Janeiro, RJ, 189-204, 2010.

Pirker, J., Mosnier, A., Kraxner, F., Havlík, P., Obersteiner, M.: What are the limits to oil palm expansion?, Global Environ. Chang., 40, 73–81, <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.06.007>, 2016.

Pozníková, G., Fischer, M., van Kesteren, B., Orság, M., Hlavinda, P., Zalud, Z., Trnka, M. Quantifying turbulent energy fluxes and evapotranspiration in agricultural field conditions: A comparison of micrometeorological methods, Agricultural Water Management, 209, 249–263, <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.07.041>, 2018.

Restrepo-Coupe, N., Da Rocha, H. R., Hutyra, L. R., Araújo, A. C., Borma, L. S., Christoffersen, B., Cabral, O. M. R., Camargo, P. B., Cardoso, F. L., Costa, A. C. L., Fitzjarrald, D. R., Goulden, M. L., Kruijt, B., Maia, J. M. F., Malhi, Y. S., Manzi, A. O., Miller, S. D., Nobre, A. D., Von Randow, C., Sá, L. D. A., Sakai, R. K., Tota, J., Wofsy, S. C., Zanchi, F. B., Saleska, S. R.: What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network, Agr. Forest Meteorol., 182–183, 128–144, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.04.031>, 2013.

Rivera-Mendes, Y. D., Cuenca, J. C., Romero, H. M.: Physiological responses of oil palm (*Elaeis guineensis* Jacq.) seedlings under different water soil conditions, Agron. colomb., 34, 2, 163-171, <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v34n2.55568>, 2016.

Rodrigues, H. J. B., Costa, R. F., Ribeiro, J. B. M., Souza Filho, J. D. C., Pinheiro, M. L. R., Silva Júnior, J. A.: Variabilidade sazonal da condutância estomática em um ecossistema de

manguezal amazônico e suas relações com variáveis meteorológicas, Rev. Bras. Meteorol., 26, 2, 189-196, <https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000200003>, 2011.

Röll, A., Niu, F., Meijide, A., Hardanto, A., Hendrayanto; Knohl, A., Hölscher, D.: Transpiration in an oil palm landscape: effects of palm age, Biogeosciences, 12, 5619-5633, <https://doi.org/10.5194/bg-12-5619-2015>, 2015.

Serrão, D. R., Jardim, F. C. S., Nemer, T. C.: Sobrevivência de seis espécies florestais em uma área explorada seletivamente no município de Moju, Pará, Cerne, 9, 2, 153-163, 2003.

Shuttleworth, W. J.: Evaporation from Amazonian rainforest, Proceedings of the Royal Society of London, 233, 321-346, <https://doi.org/10.1098/rspb.1988.0024>, 1988.

Silva, J. A. F., Aráujo, A. C., Von Randow, C., Manzi, A. O., Cabral, O. M. R., Oliveira, L. R.: Respostas dos fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> em um plantio de palma de óleo durante e após o ENOS 2015-2016 no leste da Amazônia. Artigo em preparação.

Silveira, F. E. B., Pickler, C. M.: A possibilidade de aumentar a produção de óleo de palma no Brasil para biocombustíveis, Rev. de Economia Agrícola, 65, 2, 5-20, 2018.

Solander, K. C., Newman, B. D., Araújo, A. C., Barnard, H. R., Berry, Z. C., Bonal, D., Bretfeld, M., Burban, B., Candido, L. A., Céller, R., Chambers, J. Q., Christoffersen, B. O., Detto, M., Dorigo, W. A., Ewers, B. E., Ferreira, S. J. F., Knohl, A., Leung, L. R., McDowell, N. G., Miller, G. R., Monteiro, M. T. F., Moore, G. R., Negron-Juarez, R., Saleska, S. R., Stiegler, C., Tomasella, J., Xu, C.: The pantropical response of soil moisture to El Niño, Hydrol. Earth Syst. Sci., 24, 2303-2322, <https://doi.org/10.5194/hess-24-2303-2020>, 2020.

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 Amaz., 35, 2, 223-229, <https://doi.org/10.1590/S0044-59672005000200012>, 2005.

Stiegler, C., Meijide, A., Fan, Y., Ali, A. A., June, T., Knohl, A.: El Niño–Southern Oscillation (ENSO) event reduces CO<sub>2</sub> uptake of an Indonesian oil palm plantation, *Biogeosciences*, 16, 2873–2890, <https://doi.org/10.5194/bg-16-2873-2019>, 2019.

Suyker, A. E., Verma, S. B.: Interannual water vapor and energy exchange in an irrigated maize-based agroecosystem, *Agr. Forest Meteorol.*, 48, 417–427, <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.10.005>, 2008.

Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., Wesely, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland, *Agr. Forest Meteorol.*, 103, 279–300, [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00123-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00123-4), 2000.

Thomas, S. C., Baltzer, J. L. Tropical Forests. *Encyclopedia of Life Sciences*, 1-8, 2002.

Toochi, E. C.: Forest and Environment: Developments in Global Change Ecology, *Forest Res. Eng. Int. J.*, 3, 00016, <http://dx.doi.org/10.15406/freij.2017.01.00016>, 2017.

Van Schaik, E., Killaars, L., Smith, N. E., Koren, G., Van Beek, L. P. H., Peters, W., Van der Laan-Luijkx, I. T.: Changes in surface hydrology, soil moisture and gross primary production in the Amazon during the 2015/2016 El Niño, *Philos. T. R. Soc. B*, 373, 20180084, 1-9, <https://doi.org/10.1098/rstb.2018.0084>, 2018.

Venturieri, A., Fernandes, W. R., Boari, A. J., Vasconcelos, M. A.: Relação entre ocorrência do amarelecimento fatal do dendêzeiro (*Elaeis guineensis* jacq.) e variáveis ambientais no Estado do Pará, in: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, INPE, 523-530, 2009.

Verbeeck, H., Peylin, p., Bacour, C., Bonal, D., Steppe, K., Ciais, P.: Seasonal patterns of CO<sub>2</sub> fluxes in Amazon forests: Fusion of eddy covariance data and the ORCHIDEE model, *J. Geophys. Res.*, 116, G02018, <https://doi.org/10.1029/2010JG001544>, 2011.

Verheyen, W.: Growth and Production of Oil Palm, in: Land Use, Land Cover and Soil Sciences, edited by: Verheyen, W., Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), UNESCO-EOLSS Publishers, Oxford, UK, 24pp., 2010.

Von Randow, C., Manzi, A. O., Kruijt, B., Oliveira, P. J., Zanchi, F. B., Silva, R. L., Hodnett, M. G., Gash, J. H. C., Elbers, J. A., Waterloo, M. J., Cardoso, F. L., Kabat, P.: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 5-26, <https://doi.org/10.1007/s00704-004-0041-z>, 2004.

Von Randow, R. C. S., Von Randow, C., Hutjes, R. W. A., Tomasella, J., Kruijt, B.: Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia, *Theor. Appl. Climatol.*, 109, 205-220, <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0570-1>, 2012.

Vourlitis, G. L., Nogueira, J. S., Lobo, F. A., Sendall, K. M., Paulo, S. R., Dias, C. A. A., Pinto Júnior, O. B., Andrade, N. L. R.: Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin, *Water Resources Research*, 34, 03412, 1-14, <https://doi.org/10.1029/2006WR005526>, 2008.

Vourlitis, G. L., Nogueira, J. S., Priante Filho, N., Hoeger, W., Raiter, F., Biudes, M. S., Arruda, J. C., Capistrano, V. B., de Faria, J. L. B., Lobo, F. A.: The Sensitivity of Diel CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O Vapor Exchange of a Tropical Transitional Forest to Seasonal Variation in Meteorology and Water Availability, *Earth Interac.*, 9, 27, 1-23, <https://doi.org/10.1175/EI124.1>, 2005.

Webb, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R.: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 85–100, <https://doi.org/10.1002/qj.49710644707>, 1980.

Yakuwa, J. C. P.: Variabilidade espacial e temporal das características térmico-hídricas do solo em cultivo de palma de óleo no leste da Amazônia, M.S. thesis, Instituto de Ciências Agrárias, Universidade Federal Rural da Amazônia, 74pp., 2020.

## 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Por meio desta tese, foi possível observar as respostas dos fluxos superficiais de CO<sub>2</sub> e energia da palma de óleo na Amazônia em anos durante o evento climático extremo (2015 e 2016) e após a sua influência (2017 e 2018). No Capítulo 2, após a investigação dos efeitos do ENOS na troca gasosa de CO<sub>2</sub>, estabeleceu-se que:

A hipótese H1 foi aceita. O período chuvoso dos anos de 2015 e 2016 e o menos chuvoso de 2017 apresentaram maior assimilação máxima. A respiração ecossistêmica, no ano de 2015, foi menor no período chuvoso em relação ao menos chuvoso.

O ENOS severo apresentou pouca influência na palma de óleo com híbrido interespécífico. Ainda que com menor assimilação de CO<sub>2</sub> no período menos chuvoso de 2015, os anos de ENOS apresentaram maiores absorções de CO<sub>2</sub> em comparação com os anos normais. O híbrido interespécífico pode ter sido resistente ao período de curto déficit hídrico, podendo ser em razão da capacidade de absorção de água nas camadas mais profundas do solo, cuja maior umidade do solo foi a 0,40 m.

A hipótese H2 foi rejeitada. As variáveis meteorológicas apresentaram correlações entre baixas a moderadas com o NEE. Durante o ENOS, os períodos chuvoso e menos chuvoso apresentaram uma correlação de fraca a moderada entre o NEE e a RFA, DPV e U<sub>solo</sub>. Mesmo que, os resultados da curva de resposta à luz demonstrem a redução da assimilação máxima com o aumento do DPV. Logo, a variação sazonal e interanual da assimilação de CO<sub>2</sub> pode ter sido uma combinação entre as variáveis físicas e biológicas, como foi abordado no Capítulo 3.

No Capítulo 3, observou-se que: a hipótese H3 foi aceita. Os anos de 2015 e 2016 apresentaram os maiores LE, assim como o período menos chuvoso de 2017. E a hipótese H4 foi rejeitada. Além das variáveis como DPV e U<sub>solo</sub>, o R<sub>n</sub> e a T<sub>ar</sub> foram determinantes para H e LE, exibindo correlações de fraca a forte nos anos com ENOS. Nos anos normais a interação ocorreu entre o R<sub>n</sub> e U<sub>solo</sub>.

Entre 2015 e 2018, a maior parte do R<sub>n</sub> foi utilizada para os processos evapotranspirativos, entre 52 e 74%. Os controles biofísicos estudados exibiram uma C<sub>a</sub> elevada no período menos chuvoso, seguindo o comportamento da u e u\* e que os altos valores podem favorecer maiores trocas gasosas. As medidas de C<sub>s</sub> foram superiores no durante a manhã, sobretudo no período chuvoso de 2016. E esses resultados corroboram com os maiores valores de assimilação de CO<sub>2</sub> (Capítulo 2), indicando a maior abertura dos estômatos.

A  $C_s$  foi correlacionada, de maneira moderada, com o DPV e  $U_{\text{sol}}$  durante o ENOS (2015 e 2016) e o ano normal (2017) foi de fraca a moderada. O resultado de  $\Omega$  foi variável, cujo ano de 2015 (em ambos os períodos sazonais) ficou mais próximo de 0, cuja ET foi mais influenciada pela vegetação. Enquanto, o período chuvoso de 2016 ficou mais próximo de 1, com a ET mais sensível ao  $R_n$ .

A palma de óleo com híbrido interespecífico apresentou resistência ao ENOS extremo. Embora, a precipitação tenha reduzido no período menos chuvoso e a  $T_{\text{ar}}$  aumentado, as variáveis físicas estudadas permaneceram dentro da faixa ótima para o plantio. A sazonalidade foi o fator determinante na variação dessas medidas, e as médias anuais não foram afetadas pelo ENOS.

O plantio na Amazônia apresentou um comportamento inverso dos que estão localizados no sudeste asiático, em que as maiores trocas gasosas são realizadas no período chuvoso. O híbrido interespecífico obteve um comportamento semelhante com as florestas amazônicas equatoriais, mantendo as altas absorções de CO<sub>2</sub> e evapotranspiração no período menos chuvoso, durante anos normais e no período chuvoso dos anos com restrições de precipitação (2015 e 2016). As medidas de assimilação de CO<sub>2</sub> encontradas neste estudo foram similares ou superiores das estimadas nas florestas amazônicas.

E por fim, é recomendado aprofundar os estudos sobre as implicações do ENOS na produção de óleo e nas adaptações morfológicas dos plantios de palma de óleo, visto que é um fenômeno climático que tem sido mais frequente e intenso. Bem como, ampliar esta análise para demais sítios florestais e/ou agrícolas para que seja observada a resiliência de outros tipos vegetacionais.