ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage:https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe

Balanço de radiação, energia e fechamento do balanço em uma floresta prístina na Amazônia oriental

Wander Luiz da Silva Ataide[1], Francisco de Assis de Oliveira[2], Carlos Alberto Dias Pinto[3]

[1] Msc. em Ciências Florestais, Professor Substituto, Campus Paragominas, Universidade Federal Rural da Amazônia, Nova Conquista, s/n, CEP 68625-970, Paragominas, Pará. (91) 3210-5104. Wander_luiz7@yahoo.com.br (autor correspondente). [2] Professor, Universidade Federal Rural da Amazônia, Av Tancredo Neves, nº 2501, Terra Firme - CEP 66077-830, Belém, Pará. (91) 99203-9281. fdeassis@gmail.com. [3] Msc em Gestão de riscos e desastres naturais na Amazônia, Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correia, 01, CEP 66075-110, Belém, Pará. (91) 98334-7281. carlosdias87@gmail.com.

Artigo recebido em 11/03/2020 e aceito em 26/10/2020

R E S U M O

A Floresta Nacional de Caxiuanã, localizada no Estado do Pará, ocupa uma área de 324.060 ha, próxima da baía de Caxiuanã, entre os rios Xingu e Amazonas e compreende aproximadamente 70% do município de Portel e 30% do município de Melgaço. O fluxo de energia foi obtido pelo sistema "Eddy Covariance" localizado a 54 metros de altura. Nota-se uma redução de 10,93% comparando os anos de 2015 (2108,1 mm) e 2016 (2367,8 mm), tendo em vista que a redução da precipitação em determinados sítios é uma consequência das mudanças no balanço de energia e água. O albedo médio do dossel na Flona Caxiuanã foi de 8,5% para ambos os anos avaliados. O fechamento do balanço de energia durante o ano de 2015 e 2016 foi da ordem de 74,83% e 69%, valor este abaixo do que é considerado satisfatório (entre 80 e 90%) como encontrado na literatura. A inclusão do termo (S) na equação melhora substancialmente o fechamento do balanço, principalmente para áreas de florestas primárias devido a quantidade de biomassa. Visando a melhora do fechamento, o fluxo de calor latente foi descartado e então estimado como o resíduo da equação Rn – H – G – S, obtendo um fechamento da ordem de 92,05 e 97,26% para 2015 e 2016.

Palavras chave: Eddy covariância, balanço de energia, Caxiuanã, fluxo.

Balance of radiation, energy and balance closure in a pristine forest in the eastern Amazon

A B S T R A C T

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

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

Introdução

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

Sabe-se que as florestas tropicais absorvem grandes quantidades de radiação solar e a convertem em calor latente, resfriando e estabilizando as temperaturas, além de transportar umidade para a atmosfera, ajudando a gerar chuvas

(Lawrence e Vandecar, 2015). Conseqüentemente, as florestas tropicais exercem uma função fundamental na regulação do clima regional e global (Löbs et al., 2019).

O agravamento das mudanças no clima tem modificado os fluxos de radiação, energia e massa que ocorrem na interface biosfera-atmosfera de forma a causar alterações nos processos físicos, químicos e biológicos influenciando o funcionamento dos ciclos biogeoquímicos, sobretudo o ciclo hidrológico que é tão sensível à partição de energia para formação de nuvens que irão resultar em pluviosidade. E de acordo com Grossiord et al. (2017) a resiliência das florestas tropicais frente às mudanças do clima dependerá da capacidade que as mesmas apresentam em explorar os recursos hídricos em cenários futuros.

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

Durante o dia, a floresta se comporta como sumidouro de CO_2, sequestrando carbono da atmosfera e durante a noite funciona como fonte, liberando carbono para a mesma. Esse ciclo é observado em todos os períodos do ano, com amplitudes podendo oscilar para mais e para menos. Onde os horários de inflexão da curva correspondem aos momentos em que começa e termina o ciclo de absorção de CO_2. A magnitude dessas trocas está em função das trocas de energia que ocorrem em superfícies vegetadas, de tal modo que a partição da energia líquida para realizar os diversos processos, sejam eles físicos, biológicos e químicos implicará na forma como que o ecossistema irá ser responsivo, se como fonte, neutro ou sumidouro de um determinado escalar, neste caso o CO_2.

Este é o comportamento do ecossistema florestal em um ano normal, no entanto, não se tem um padrão comportamental desses ecossistemas sob anomalia climática, o que se tem são apenas alguns estudos em pontos específicos da região amazônica tendo em vista a sua imensidão, como a exemplo de uma floresta primária na região do Tapajós, município de Santarém-PA, a qual esse ecossistema funcionou como uma fonte de CO_2 para a atmosfera em ano anormal.

Compreender a dinâmica do ecossistema frente as mudanças no clima servirão de ferramenta para a gestão destes sistemas naturais num futuro próximo. Onde essas mudanças no clima e tipos de uso da terra estão alterando o funcionamento natural dos ecossistemas, especialmente o florestal da região amazônica.

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

Material e métodos

Caracterização da Área em Estudo

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

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

A Floresta Nacional de Caxiuanã, localizada no Estado do Pará (Figura 1), ocupa uma área de 324.060 ha, próxima da baía de Caxiuanã, entre os rios Xingu e Amazonas e compreende aproximadamente 70% do município de Portel e 30% do município de Melgaço (Lisboa, 2009).

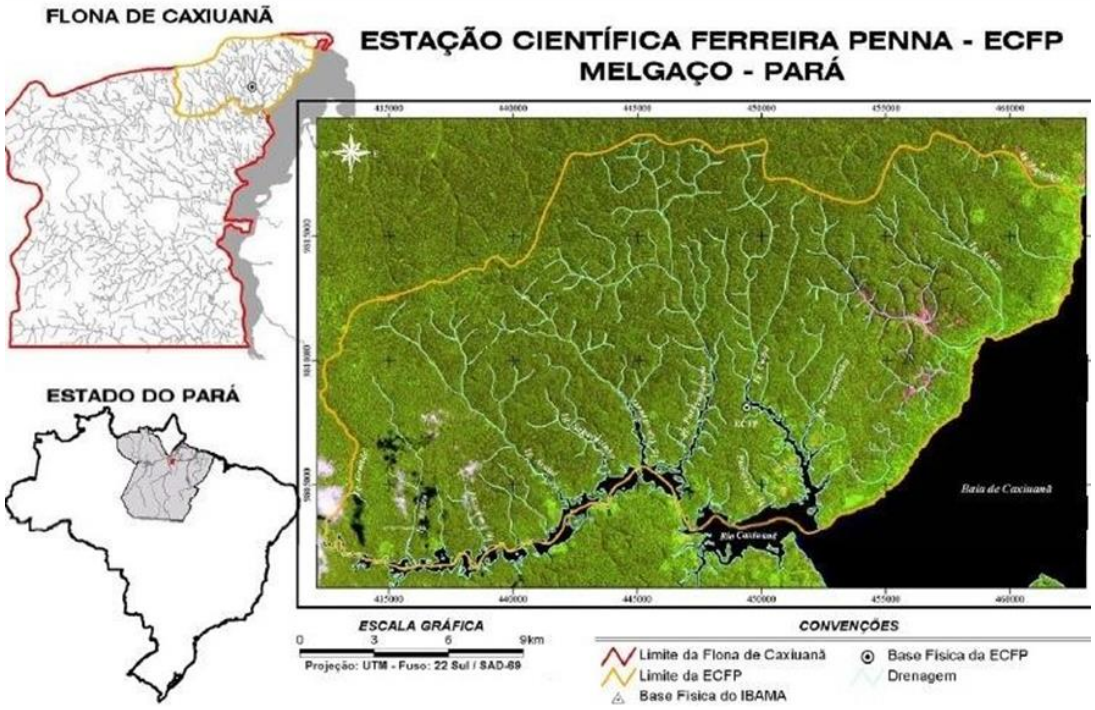

Figura 1. Localização da Floresta Nacional de Caxiuanã, Melgaço, Estado do Pará Fonte: MGPE/UAS/Projeto TEAM.

Clima

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

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

Instrumentação e Dados

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

Os dados medidos por esses sensores foram registrados por um micro controlador eletrônico (CR1000, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA) como valores instantâneos a cada 60 segundos, e armazenados tanto na memória interna desse microcontrolador como também em cartões de memória de alta performance (CFM2G, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, EUA). Estes foram substituídos mensalmente, durante as visitas de campo, e levados para a Embrapa em Belém, PA, de maneira que os dados passassem pelos processos de avaliação e controle de qualidade de acordo com o protocolo do Programa LBA, para finalmente serem incorporados ao banco de dados. Os dados utilizados neste estudo compreendem o período de janeiro de 2015 a dezembro de 2016, do qual passaram por um protocolo de rotina do grupo LBA situado na Embrapa Amazônia Oriental, visando obter dados de qualidade de acordo com o padrão comportamental de cada variável das plataformas meteorológica, solo e fluxos para o sítio Caxiuanã.

Antes de serem realizadas algumas análises e gráficos, os dados meteorológicos e de fluxos passaram por uma filtragem visando

eliminar valores espúrios, distando dos limites de máximos e mínimos encontrados como padrão comportamental para este sítio. Segue a tabela 1.

Tabela 1. Limites atribuídos para descarte de valores espúrios no sítio de Caxiuanã. H, LE, G, Rn, ROC in, ROC ref, ROL atm e ROL ter (W.m^{-2}), Tar (°C), UR (%).

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

Onde:

H: fluxo de calor sensível
LE: fluxo de calor latente
G: fluxo de calor no solo
Rn: saldo de radiação
Tar: temperatura do ar
UR: umidade relativa do ar
ROC in: Radiação de Onda Curta incidente
ROC ref: Radiação de Onda Curta refletida
ROL atm: Radiação de Onda Longa atmosférica
ROL ter: Radiação de Onda Longa terrestre

Particularmente, para os dados do sistema de medidas de fluxos, é necessário que sejam processados por um programa específico para calcular as médias e covariâncias, para este caso foi utilizado o EddyPro versão 6.2.1 da LI-COR Biosciences Environmental, em modo avançado de configuração. Para a coleta dos dados de ROCin, ROCref, ROLatm, ROLter e albedo foi utilizado um saldo radiômetro CM-5 kipp & Zonne (Delft, Holanda), constituídos de cúpulas voltadas para cima e para baixo. Os dados foram registrados e armazenados a cada meia hora em um datalogger CR-1000 da Campbel Scientific. Os dados de albedo foram visualizados através de curvas para que fossem excluídos os valores discrepantes. Registre-se que a componente ROCin foi estimada com base nos valores de ROCref, em virtude de os valores originais estarem em discordância do padrão apresentado para este sítio. Utilizou-se uma análise de regressão entre os dados de ROCref x ROCin até um determinado período do ano (Dia do ano 148), quando os valores estavam condizentes com a realidade, segue abaixo a equação utilizada, bem como o coeficiente de determinação entre as variáveis.

$$Y = 9{,}6694.\ x - 4{,}5033 \quad (1)$$
$$R^2 = 0{,}98$$

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

$$\alpha = ROCref/ROCin \quad (2)$$

Para os dados de fluxos realizou-se o processamento por meio do software EddyPro 6.2.1 em modo avançado de acordo com as especificações mínimas para os padrões do sítio avaliado. O fluxo de energia foi obtido pelo sistema "Eddy Covariance" o qual contém um anemômetro sônico 3D (CSAT3A) e um analisador de gás por infravermelho (LI-7500) localizados a 54 metros de altura em um mastro e direcionados a Nordeste, ventos predominantes, visando captar uma grande área de contribuição adjacente a torre. O sistema é controlado por um software que calcula os fluxos de momento, calor sensível e latente e dióxido de carbono a uma frequência de 20 Hz. O sistema fornece médias a cada meia hora, as quais foram usadas na série temporal da mesma forma que os dados meteorológicos. Esse método foi proposto por Swinbank em 1951, e consiste no princípio de determinação direta dos fluxos, calculando-se as covariâncias entre as flutuações temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento e as flutuações temporais da temperatura (fluxo de calor sensível) e da umidade (fluxo de calor latente). Assim, o fluxo de uma grandeza escalar é definido como a quantidade do escalar por unidade de tempo por unidade de área e é dado pelo produto entre as flutuações da velocidade vertical do vento e da concentração escalar somado com um termo de correção (Oliveira et al., 2006).

Para um fechamento do balanço de energia o mais próximo possível de 100% não se deve negligenciar alguns termos da equação, bem como

o armazenamento de energia na biomassa (Sb) e na camada do dossel (Sd), aqui designado como (S), o qual necessita apenas de medidas de temperatura e umidade específica do ar em um único ponto da torre de fluxo. O cálculo de armazenamento (S) foi estimado de acordo com a metodologia de Moore e Fisch (1986), com a seguinte equação:

$$S = Sb + Sd \quad (3)$$
$$Sb = 12{,}6.\Delta T^* \quad (3.1)$$
$$Sd = 16{,}7.\Delta T + 28.\Delta q \quad (3.2)$$

Onde:
ΔT^*: variação da temperatura medida na meia hora seguinte;
ΔT: variação horária da temperatura;
Δq: variação horária da umidade específica.

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

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

A acurácia das medidas de fluxos de energia realizada pelo método EC pode ser avaliada como maneira de aumentar a confiabilidade dos dados por meio do fechamento do balanço de energia, de acordo com a seguinte fórmula:

$$H + LE = Rn - G - S \quad (4)$$

Resultados e discussão

Precipitação

A área de estudo está localizada em uma região equatorial que apresenta clima quente e úmido, com temperatura média em torno de 25ºC e baixa variação sazonal. A região tem uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, onde cerca de 50% provém da evapotranspiração na própria bacia amazônica (Rocha et al., 2019). Mas que apesar do intenso ciclo hidrológico, a bacia Amazônica é sensível às variabilidades e mudanças no sistema climático, devido tanto às variações naturais, quanto às antropogênicas (Marengo e Espinoza, 2015).

Na figura 2, embora ambos os anos estejam dentro do que se entende como volume de chuva normal, nota-se uma redução de 10,93% comparando os anos de 2015 (2108,1 mm) e 2016 (2367,8 mm). Como mencionado anteriormente, 2015 foi marcado como um dos anos mais quentes já registrado em nosso planeta, parâmetro este que não foi tão marcante para o sítio através da observação da temperatura média do ar. Tendo em vista que a redução da precipitação em determinados sítios é uma consequência das mudanças no balanço de energia e água.

Ao contrário do que se esperava, os ecossistemas primários ainda conseguem resistir às fortes mudanças no clima, como pôde-se observar nos dados de precipitação. Quando analisado por sazonalidade pôde-se observar uma redução de 11,90% do período seco de 2016 (329,95 mm) em relação a 2015 (374,53 mm). Já para o período chuvoso uma redução de 14,93% do ano de 2015 em relação a 2016.

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

O regime de precipitação sobre a bacia é fortemente influenciado por sistemas meteorológicos de diferentes escalas espaciais e temporais, tais como: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Alta da Bolívia (AB), sistemas de escala sinótica, linhas de instabilidade (LI's), formação de aglomerados convectivos, entre outros (Reboita et al., 2010).

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

Em outro estudo, de Sousa et al. (2018) avaliaram através de um modelo mais simplificado dos processos físicos da atmosfera tropical, o

QTCM – Modelo de Circulação Tropical de Quasi-equilíbio, a influência das condições de ENOS – El Niño Oscilação Sul e MMA – Modo Meridional do Atlântico na disponibilidade de umidade para a atmosfera nas áreas dos oceanos ATN – Atlântico Tropical Norte e ATS - Atlântico Tropical Sul, e sobre o continente na região da Amazônia.

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

O conhecimento sobre possíveis cenários climático-hidrológicos futuros e as suas incertezas pode ajudar a estimar demandas de água no futuro e também a definir políticas ambientais de uso e gerenciamento de água para o futuro (Santos et al., 2017). Os eventos secos e chuvosos nas RH's - Regiões Homogêneas estavam associados a variabilidade climática que ocorre nos oceanos Atlântico (Gradiente do Atlântico) e Pacifico (ENOS) (Santos et al., 2017).

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

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

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

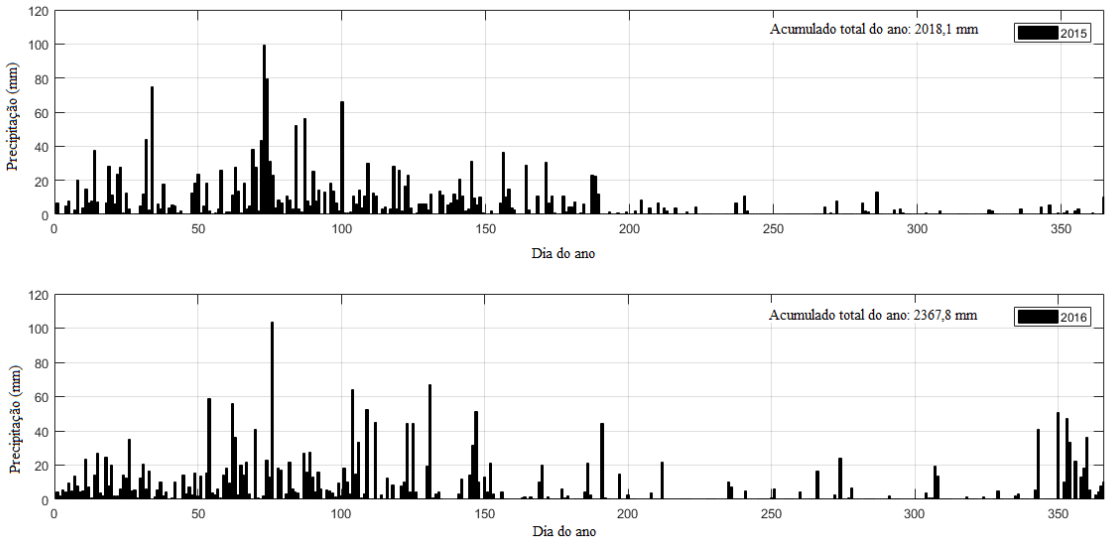

Figura 2. Variação sazonal da precipitação diária na forma de chuva (mm) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Temperatura do ar

A variação da temperatura média anual foi de 26,23 e 26,32°C para os anos 2015 e 2016, respectivamente como demonstra a figura 3. Quando avaliados por sazonalidade, constataram-se os valores de 26,97; 26,82 e 25,80; 25,50º para os períodos seco e chuvoso respectivamente. Média em concordância com o padrão de florestas tropicais, e demonstrando a real plasticidade das florestas prístinas de manter seu funcionalismo dentro de determinadas anormalidades climáticas. A temperatura média anual do ar à 52m manteve-se praticamente constante na casa dos 26ºC, em 28,31ºC para o ano de 2015 e de 26,32ºC para 2016. Quando separados por sazonalidade pôde-se observar uma pequena discrepância de 1,27ºC ao

longo do ano de 2015 com 28,12°C para o período seco e de 26,85°C para o chuvoso, e uma diferença de 1,1ºC ao longo do ano de 2016 com 28,12ºC para o período seco e de 27,02°C para o chuvoso. As máximas e mínimas foram de 33,56°C e 21,68C, 33,51°C e 21,27°C para os anos de 2015 e 2016 respectivamente, ou seja, amplitudes térmicas de 11,88ºC e 12,24°C.

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

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

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

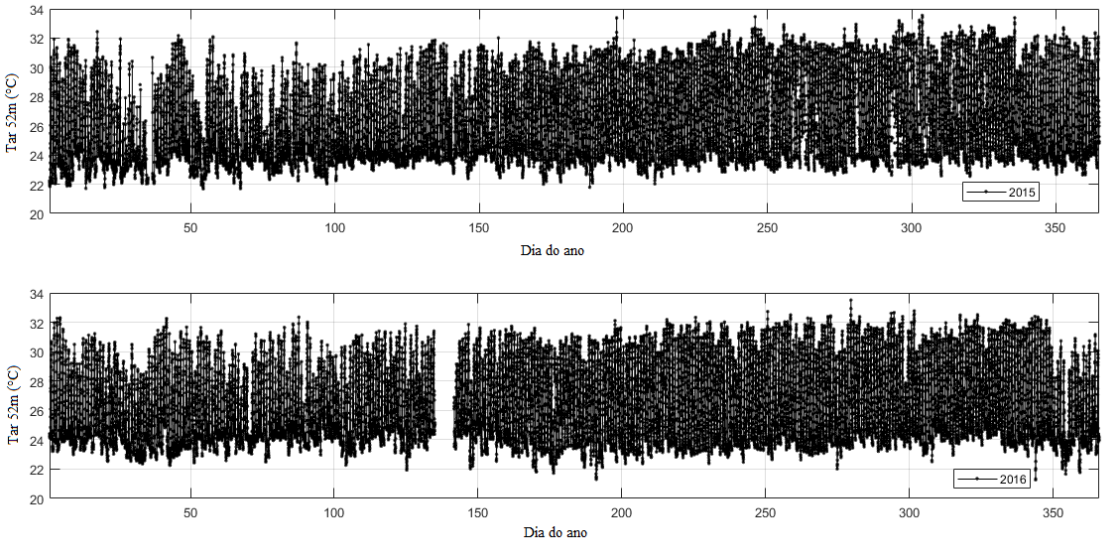

Figura 3. Variação sazonal da temperatura do ar a 52 metros (°C) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Umidade relativa do ar

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

Quando comparado ao ano de 2016, foi possível detectar uma pequena diminuição no percentual de umidade, de 83,64 e 91,83% durante o período seco e chuvoso em 2015 (Figura 4), enquanto que em 2016 os percentuais foram de 85,20 e 92,55% para os mesmos períodos sazonais. Ficando com médias de 87,74 e 88,71% em ordem anual.

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

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

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

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

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

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

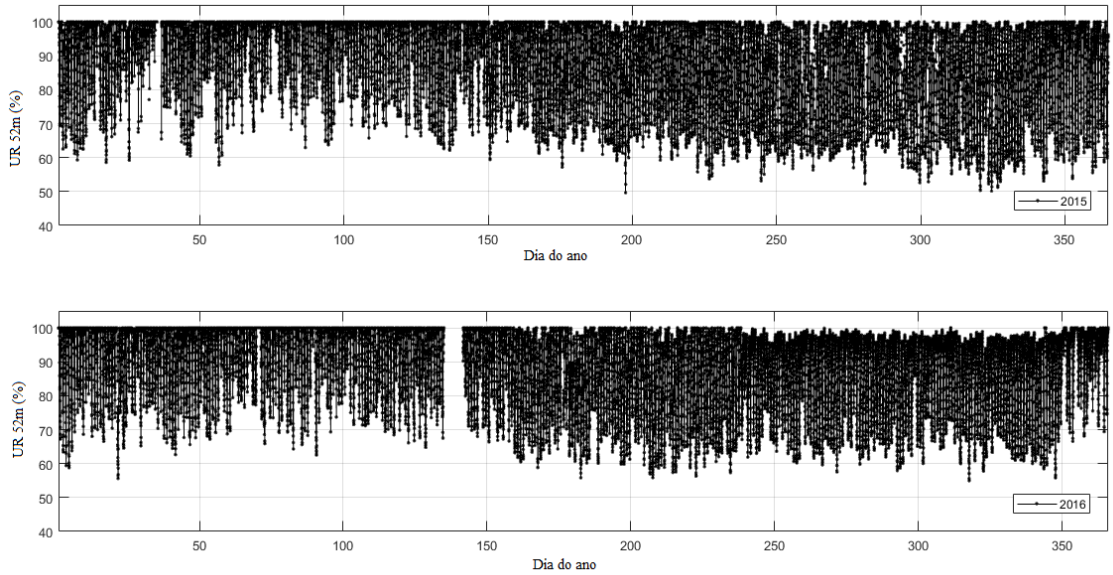

Figura 4. Variação sazonal da umidade relativa do ar a 52 metros (%) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Balanço de radiação

A ROCin apresentou padrões de variabilidade sazonal marcante no em 2015 variando de 387,89 W.m^{-2} durante o período chuvoso para 499,17 W.m^{-2}, representando um acréscimo de 7,68% de energia na forma de ROCin, e para 2016 variando de 358,1 para 508,12 watts.m-2, representando um acréscimo de 29,52% do período seco em relação ao chuvoso (Figura 5). Os máximos de ROCin para o ano de 2015 e 2016 foram de 1200 W.m^{-2}, coincidindo com limite máximo estabelecido para o sítio.

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

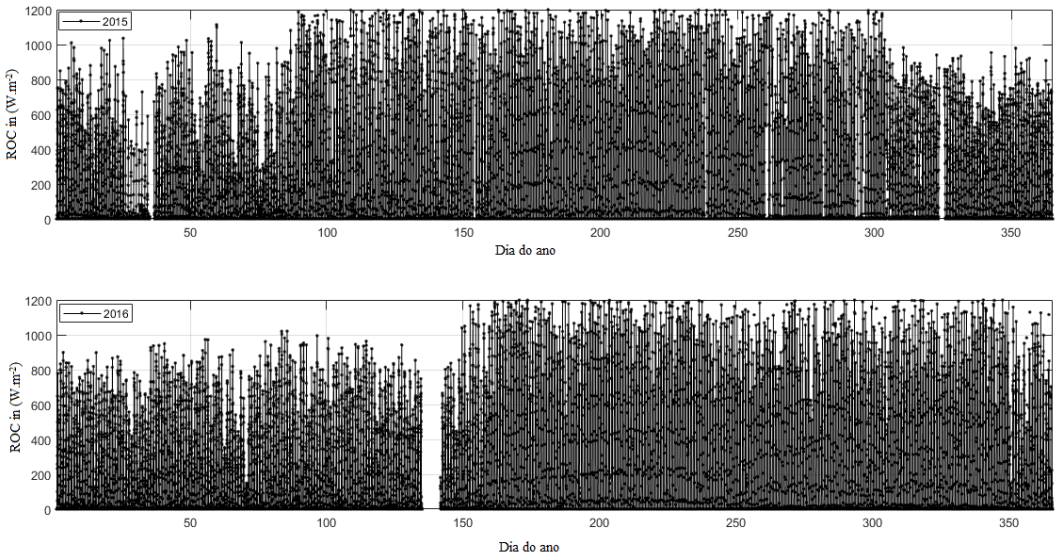

Figura 5. Variação média diária da radiação de onda curta incidente em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Para os dados de onda curta refletida pela superfície (Figura 6) no período chuvoso observou-se valores de 35,30 e 36,89 W.m^{-2}, e para o período seco de 47,26 e 46,87 W.m^{-2} durante os anos de 2015 e 2016 respectivamente. Os máximos para cada ano foram de 114,8 e 121,7 W.m^{-2}. Tais valores refletem a condição de uma floresta na maior parte do ano como sempre verde, indicando que a maior parte da energia sobre ela incidente foi absorvida durante o processo fotossintético e outra parte transmitida, com um percentual baixo de reflexão de volta para a atmosfera. Este comprimento de onda não é responsável em momento algum pelo aquecimento da atmosfera, tendo em vista que esse é papel exercido pela radiação de onda longa.

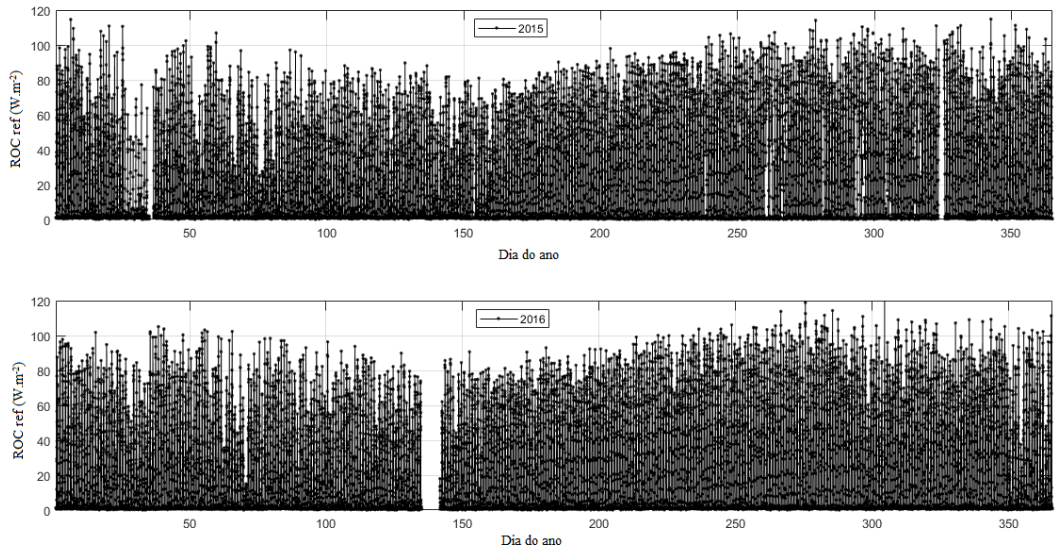

Figura 6. Variação sazonal da radiação de onda curta refletida em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional, Pará, Brasil.

Da razão entre a radiação curta refletida e a incidente surge o que denominados de albedo da superfície, e como observado pela figura abaixo pode-se notar os valores de 0,09 e 0,08, e 0,10 e 0,07 durante o período seco e chuvoso nos anos de 2015 e 2016 (Figura 7), ambos com o padrão de comportamento para sítios de floresta tropical com maiores valores de albedo durante o período seco em relação ao chuvoso. Se compararmos as médias

anuais percebemos que praticamente não há diferença entre os anos avaliados.

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

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

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

Verifica-se uma tendência de diminuição nos valores de albedo com o aumento de dias chuvosos, como resultado da maior absorção da radiação solar pela superfície do dossel vegetativo, sendo este diretamente relacionado com o índice de área foliar. Os maiores valores de albedo segundo Souza Filho et al. (2006) que são registrados no período menos chuvoso estão relacionados ao IAF - maior índice de área foliar, que de acordo com Carswell et al. (2002) varia de 5,4 m².m² a 6,0 m².m².

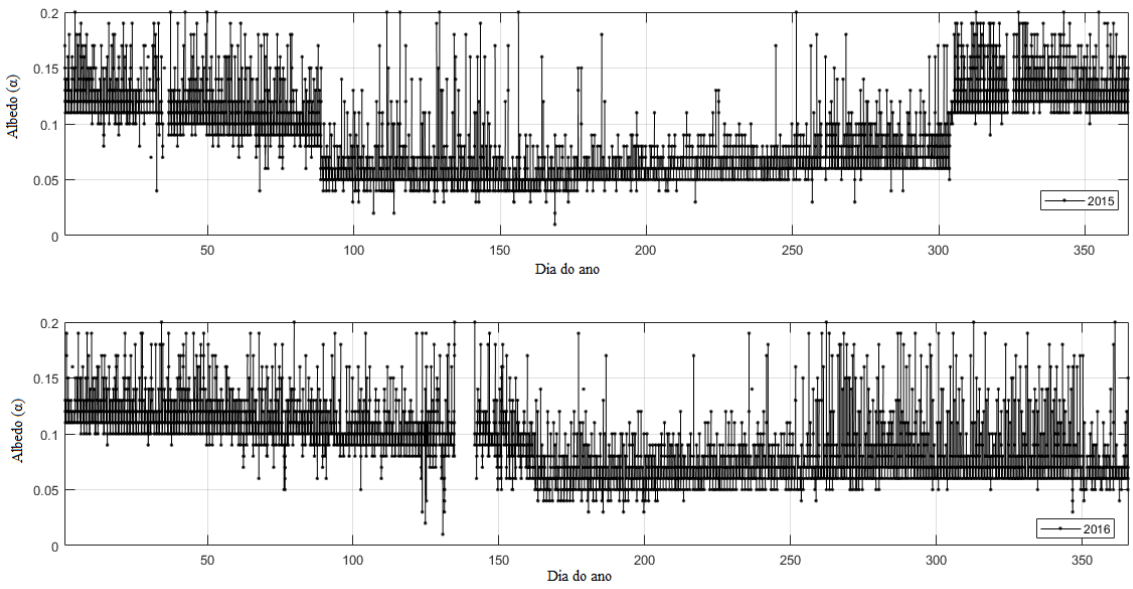

Figura 7. Variação sazonal do albedo da superfície (ROCref/ROCin) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Os valores médios de onda longa emitida pela atmosfera ficaram em 434,77 e 428,40 W.m^{-2} durante o ano de 2015, de 437,22 e 430,86 W.m^{-2} durante 2016, para os períodos chuvoso e seco respectivamente (Figura 8). Para a radiação de onda longa terrestre (Figura 9) os valores médios situaram-se em 426,11 e 471,83 W.m^{-2} durante os períodos chuvoso e seco no ano de 2015, já para o ano de 2016 as médias foram de 465,82 e 472,30 W.m^{-2}. Santos (2011) ressalta que é importante frisar que a radiação de onda longa emitida pela superfície e a temperatura do solo são diretamente proporcionais, onde o sinal desta variável tem significado físico e apesar da carga fatorial

negativa com a correlação (temperatura do ar, déficit de pressão de vapor e temperatura do solo) com as outras variáveis é na verdade positiva. A radiação de onda longa, proveniente do solo que absorve cerca de 90% da radiação em dias ensolarados, fazendo com que a variação diurna seja bastante acentuada próximo ao solo. Para Santos (2011) a elevação no percentual de umidade relativa da atmosfera aumenta a absorção de ondas longas. Tal mudança nas condições atmosféricas explica a presença de radiação de onda longa atmosférica com alta incidência durante o período chuvoso para este sítio.

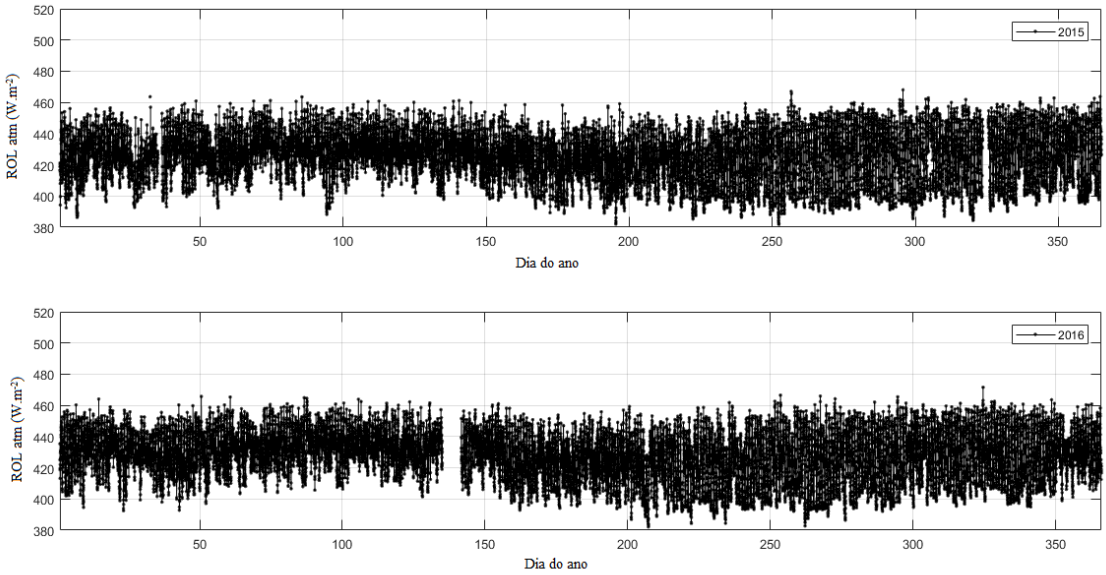

Figura 8. Variação média diária da radiação de onda longa emitida pela atmosfera em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

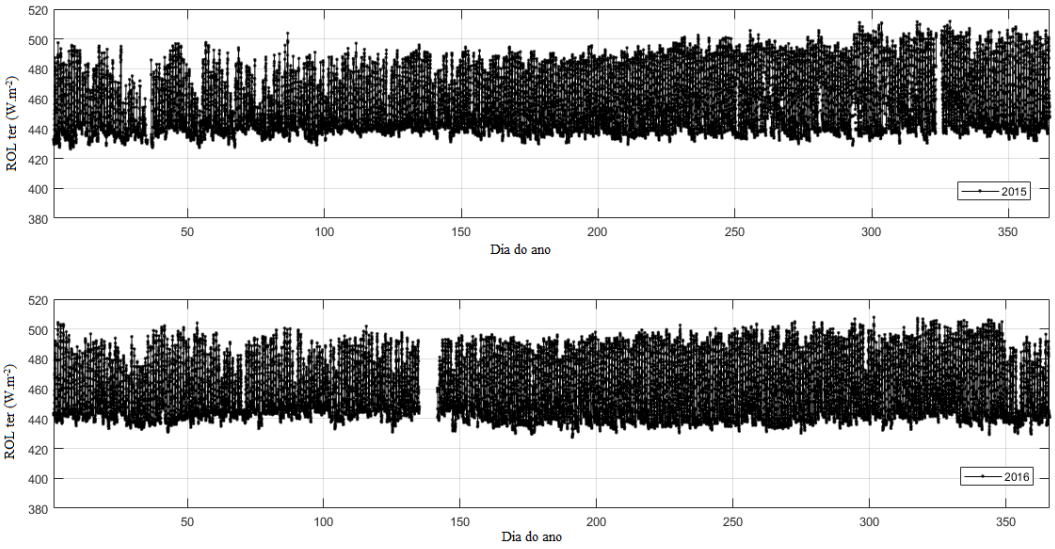

Figura 9. Variação sazonal da radiação de onda longa emitida pela superfície em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

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

Os valores médios para o saldo de radiação para os períodos chuvoso e seco ficaram na faixa dos 303,19 e 373,01 durante o ano de 2015, de 287,25 e 356,65 W.m^{-2} durante 2016, para os períodos chuvoso e seco respectivamente (Figura 10). É notável a variabilidade sazonal que ocorre com o saldo de radiação durante os períodos chuvoso e seco, tal variabilidade é explicada pela alta incidência de nebulosidade que ocorre na bacia amazônica que é em parte responsável pelo aumento da radiação difusa e diminuição nos valores do saldo de radiação, ao passo de que durante o período seco é caracterizado pela menor presença de nuvens, com isso aumentando a quantidade de energia líquida disponível para realização dos mais diversos processos que ocorrem na interface superfície-atmosfera.

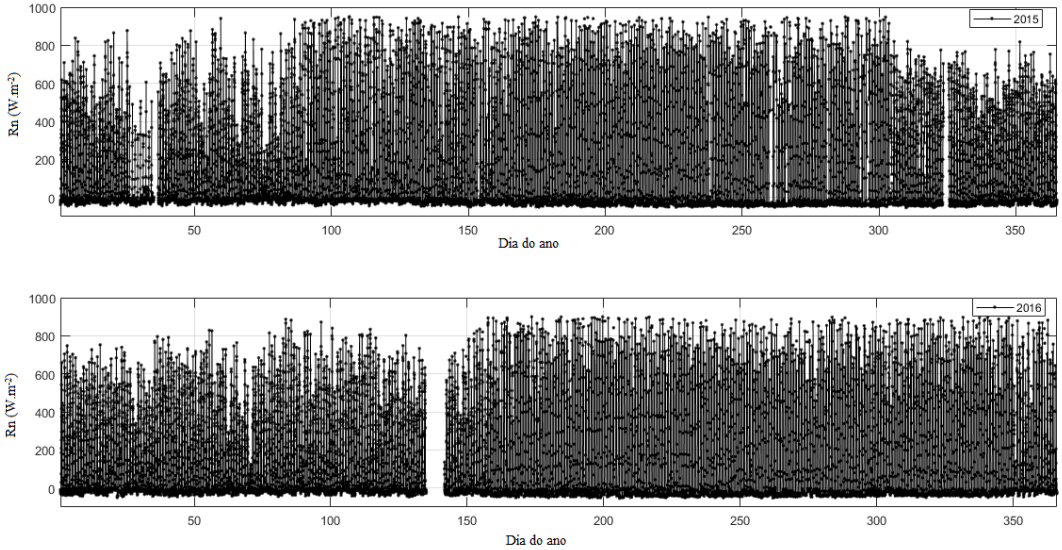

Figura 10. Variação sazonal do saldo de radiação em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Balanço de energia

O balanço de energia é fundamentado no princípio físico da conservação da energia e se relaciona com os fluxos de energia disponível na superfície com a energia utilizada, principalmente para o fluxo de LE na evaporação e o fluxo de H nas variações de temperatura do ar e do solo, e na energia armazenada na biomassa e no ar (Galvão e Fisch, 2000). E compreender a troca de energia nos ecossistemas é de grande significado, pois compreendendo a dinâmica do balanço de energia, poder-se-á igualmente compreender melhor a dinâmica de florestas no processo de absorção e emissão do CO_2 para a atmosfera (Arruda, 2011).

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

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

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

De acordo com Aguiar (2005) o entendimento e a quantificação dos processos relacionados ao balanço de energia e ao ciclo do carbono são relevantes para a formulação de políticas ambientais e climáticas, visto que desempenham importante papel no funcionamento

do clima e da biologia na Terra. Logo, quanto mais estudos forem realizados melhor será o entendimento dos processos biológicos na região, facilitando a construção de modelos de balanço de carbono e energia válidos para grande porção da floresta amazônica.

De acordo com a figura 11, tem-se a variação anual do fluxo de calor sensível durante os dois anos avaliados estimados pelo método das covariâncias, verificando-se as médias de 24,29 (período chuvoso) e 51,5 W.m^{-2} (seco) totalizando uma média anual de 35,44 W.m^{-2} durante 2005, 24,81 (chuvoso) e 29,30 W.m^{-2} (seco) totalizando uma média anual de 26,96 W.m^{-2} para o ano de 2016. Sendo possível detectar uma clara sazonalidade, sendo maior durante o período seco quando comparado ao chuvoso, tal comportamento é justificado pela maior disponibilidade de energia para o aquecimento do ar.

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

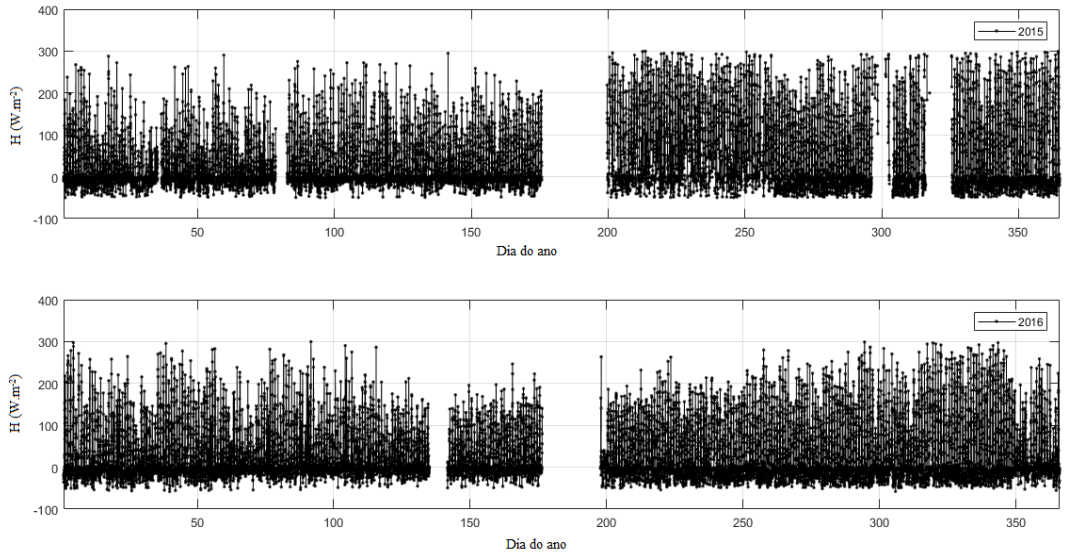

Figura 11. Variação sazonal do fluxo de calor sensível (H) em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã,Pará, Brasil.

Para os fluxos de calor latente (Figura 12), verifica-se a floresta funcionando como uma verdadeira bomba d'água para a atmosfera durante o período seco. Com médias variando de 72,33 a 102,41 W.m^{-2} para os períodos chuvoso e seco, com média anual de 89,22 W.m^{-2} para o ano de 2015, já para os períodos chuvoso e seco de 2016 médias variando de 90,44 a 101,31 W.m^{-2} e média anual de 95,93 W.m^{-2}. Sendo possível detectar uma maior parte da energia líquida disponível utilizada para evaporação ou condensação da água quando comparada ao calor sensível, comportamento este visto como padrão para florestas tropicais.

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

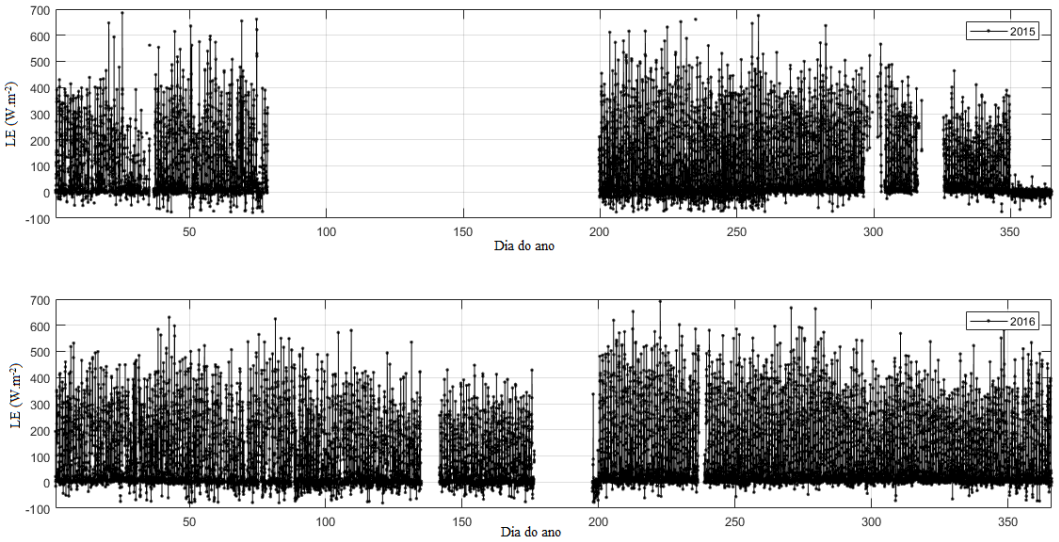

Figura 12. Variação sazonal do fluxo de calor latente (LE) em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

A figura 13 reporta o comportamento do fluxo de calor no solo para o sítio avaliado, podendo-se observar que a amplitude anual foi de 9 W.m^{-2} e 12 W.m^{-2} para os anos de 2015 e 2016 respectivamente. As mínimas e máximas para o período chuvoso foram -7,09 W.m^{-2} e 8,46 W.m^{-2} e para o período seco de -9,10 W.m^{-2} e 9,17 W.m^{-2} durante o ano de 2015. Para o ano de 2016 as mínimas e máximas foram -12,31 W.m^{-2} e 13,78 W.m^{-2} para o período chuvoso, -12,79 W.m^{-2} e 16,96 W.m^{-2} para o período seco. Tais amplitudes estão em conformidade para os fluxos de calor no solo encontrado na maioria das literaturas afins, situando-se na faixa de 10 W.m^{-2}, alguns valores excederam essa faixa em decorrência da queda de árvores próximas à torre micrometeorológica, episódio este responsável por danificar a estrutura da torre, criando uma clareira, e com isso aumentando a incidência de radiação na superfície do solo.

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

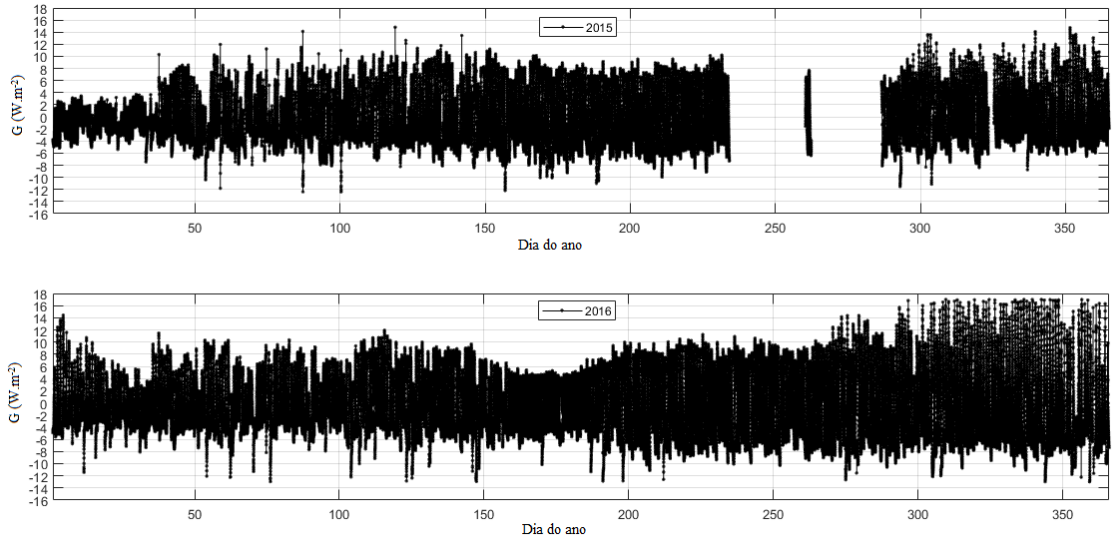

Figura 13. Variação sazonal do fluxo de calor no solo (G) em (W.m^{-2}) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Fechamento do balanço de energia

O fechamento do balanço de energia apresentado na figura 14 apresentou inclinação da reta de 1,3502 e coeficiente de determinação igual a 0,73 para um (n = 2619) durante o ano de 2015 sendo possível obter um fechamento na ordem dos 74,83%, valor este abaixo do que é considerado satisfatório (entre 80 e 90%) como encontrado na literatura (0,84 e 0,86) obtidos por Araújo et al. (2002) e Rocha et al. (2004). Von Randow (2004) também encontrou um déficit de 26% em seu estudo em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. Já para o ano de 2016 uma inclinação da reta de 1,2409 e coeficiente de determinação de 0,87 para um (n = 11806) sendo possível obter um fechamento de 69%. Ressalta-se aqui dos poucos dias utilizados para fazer o fechamento do balanço, tendo em vista que se necessita de todos os componentes da equação numa dada hora e na hora seguinte durante para o período diurno e noturno. Buscou-se também averiguar o fechamento do balanço para um período de dados mais restrito (6 às 18 horas local), onde obteve-se um menor grau de fechamento. O ano de 2015 apresentou um fechamento na ordem de 52,45% e quando separado por sazonalidade, 51,34% para o período chuvoso e 55,52% para o período seco. Já para o ano de 2016 um fechamento de 57%, um período chuvoso de 49,34% e seco de 63,19%. Novamente mostrando um melhor grau de fechamento do balanço de energia durante o período seco quando comparado ao chuvoso.

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

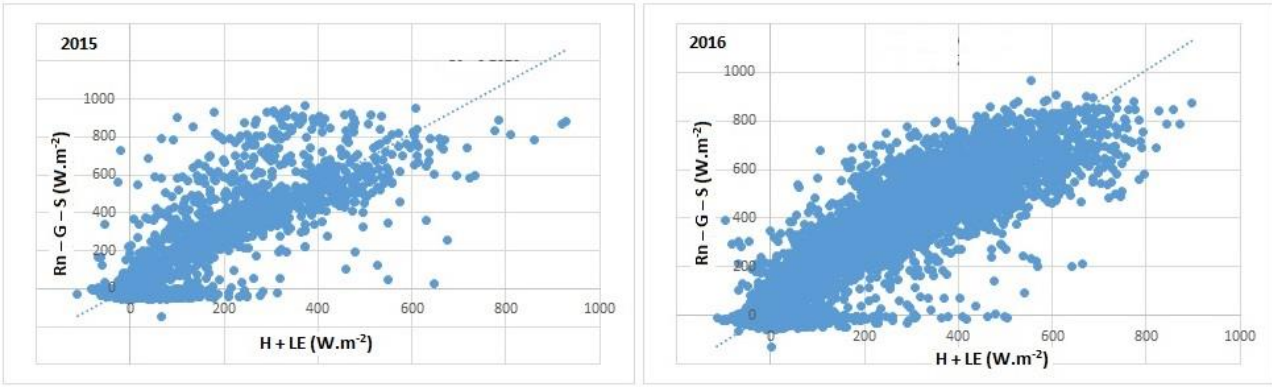

Figura 14. Relação entre a energia disponível (Rn - G - S) e a soma dos fluxos de calor sensível e latente (H + LE). Rn: saldo de radiação, G: fluxo de calor no solo e S: energia armazenada na biomassa e no dossel para os anos de 2015 e 2016 na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

As medidas de Rn, G, H e LE são realizadas por métodos diferentes, logo, o fechamento do balanço de energia indica se está havendo concordância entre as medidas.

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

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

Aumento do período médio – Gerken et al. (2017) sugere que o fechamento do balanço pode ser alcançado com um período médio de 4 horas, e que esse fechamento está associado a um aumento no fluxo de calor sensível à medida que o tempo

médio é prolongado. No entanto, Stoy et al. (2016) apontam que a realização de análises com períodos médios mais longos poderiam ocultar detalhes importantes para os padrões diurnos das trocas de energia que ocorrem na interface superfície – atmosfera.

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

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

Advecção – pode ser a razão por trás do grave problema do não fechamento do balanço energético observado em sítios pantanosos e de florestas mistas. Entretanto, não é possível concluir se o fluxo de CO_2 é subestimado quando não há um não fechamento do balanço energético para sítios pantanosos e de florestas mistas, uma vez que não houve comparação do fluxo de CO_2 desses locais (Cui e Chui, 2019).

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

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

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

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

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

Componente	Erro (%)	Energia (W.m^{-2})	Horizontal (m)	Altura (m)
Fluxo de LE	5 a 20	20 a 50	100	2 a 10
Fluxo de H	5 a 20	10 a 30	100	2 a 10
Rn	5 a 20	20 a 100	10	1 a 2
Fluxo de G	20 a 50	20 a 50	0,1	0,02 a 0,1
Armazenamento	20 a 50	20 a 50	0,1 a 1	0,02 a 0,1

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

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

Outros fatores podem ainda explicar o não fechamento, dentre eles: possíveis problemas instrumentais no anemômetro sônico ou no higrômetro de infravermelho (Vickers e Mahrt, 1997); armazenamento de calor na vegetação ou

água (Moore e Fisch, 1986; Burba, 1999); diferentes escalas espaciais que influenciam nas medidas do saldo de radiação em comparação com os fluxos turbulentos e alguns fatores da meteorologia em si, como os intervalos de tempo em que são calculadas as médias e flutuações das variáveis (Von Randow et al., 2002); correção de rotação dos eixos do escoamento (Kaimal e Finnigan, 1994); filtragem dos dados para obtenção dos fluxos; erros amostrais inerentes ao cálculo dos fluxos pelo método das covariâncias (Zeri, 2002).

Da relação entre (H + LE) vs (Rn – G – S) surgem nas figuras 15 e 16, que por sua vez mostram uma inclinação da reta de regressão de 1,2258 e coeficiente de determinação 0,87 para um (n = 1878) com um grau de fechamento na ordem de 77% para o período chuvoso no ando de 2015, já para o período seco uma inclinação de 1,9166 e coeficiente de determinação 0,66 para um (n = 741), conferindo um fechamento na ordem de 69%. Para o ano de 2016 observa-se uma inclinação da reta de 1,1854 e coeficiente de determinação 0,83 para um (n = 5151) e fechamento de 63% durante o período chuvoso, para o período seco uma inclinação de 1,2745 e coeficiente de determinação 0,90 para um (n = 6655) conferindo um fechamento de 73%.

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

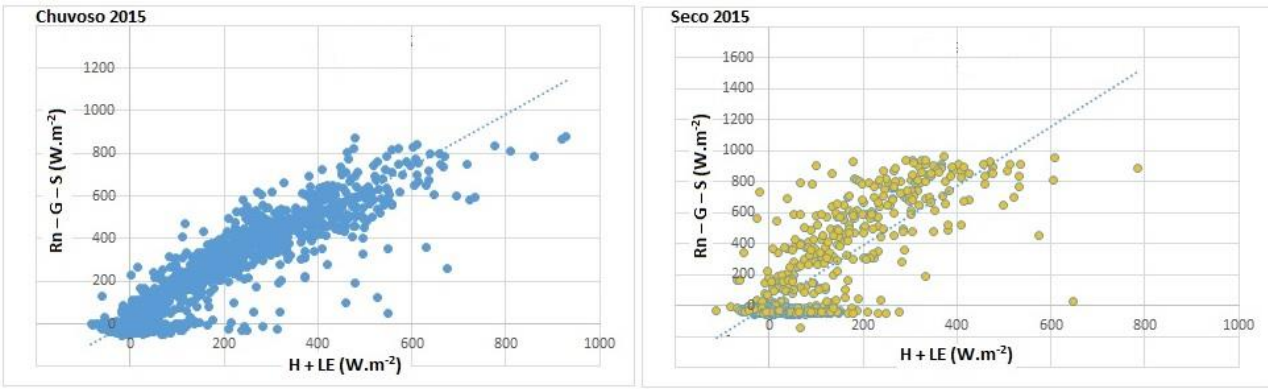

Figura 15. Fechamento do balanço de energia [(H + LE) vs (Rn – G – S)] para o ano de 2015, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

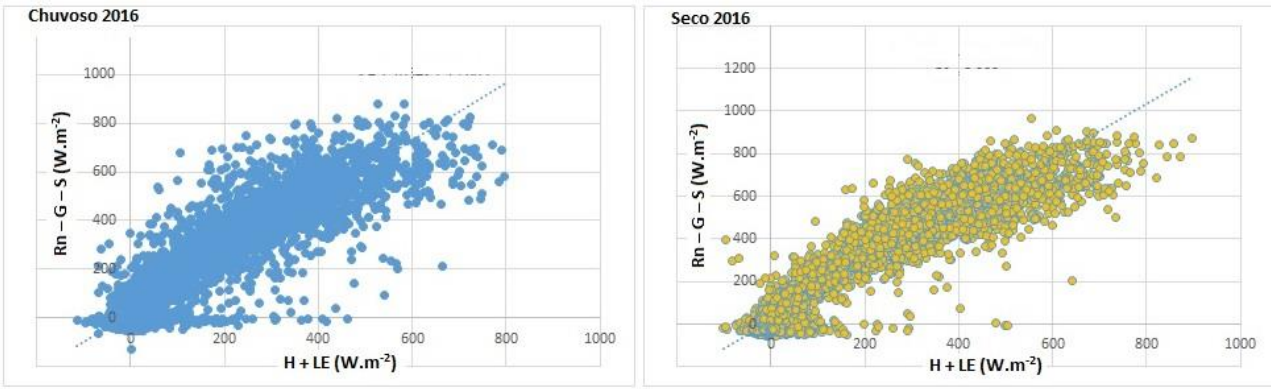

Figura 16. Fechamento do balanço de energia [(H + LE) vs (Rn – G – S)] para o ano de 2016, período chuvoso e seco na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Tendo em vista o não fechamento do balanço de energia procurou-se neste estudo realizar o procedimento preconizado por Twine et al. (2000) e Von Randow et al. (2004) na qual o

fluxo de calor latente é descartado, sendo então estimado como o resíduo de Rn – H – G – S. Tal procedimento proporcionou um melhor fechamento do balanço energético, todos acima de 90%. Para o período chuvoso e seco de 2015 obteve-se valores percentuais de 91,98 e 92,33% totalizando um fechamento anual de 92,05%, para o ano de 2016 obteve-se 94,50 e 93,91% totalizando um fechamento anual de 97,26%.

O método da razão de Bowen (Twine et al., 2000) pode ser aplicado aos dados de EC para corrigir a falta de fechamento do balanço energético em até 92% (Perez-Priego et al., 2017). Várias abordagens, bastante contrastantes, são propostas para forçar o fechamento do balanço de energia e comparadas entre si, usando como referência medidas independentes de um dos componentes do balanço de energia (Widimoser e Wohlfahrt, 2018).

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

A técnica EC apresenta alguns pontos fracos, como o não fechamento do balanço de energia superficial (Leuning et al., 2012; Stoy et al., 2013) e a ausência de fluxos advectivos (Aubinet, 2008), que podem introduzir erros potenciais (Desai et al., 2008) que são difícil quantificar sem medições independentes (Speckman et al., 2015; Wehr et al., 2016).
Embora seja difícil extrapolar as conclusões acerca de estudos envolvendo o fechamento do balanço energético para outros tipos de ecossistemas (em particular florestas) e condições ambientais (por exemplo, menos úmidas), muitos resultados sugerem que ignorar erros na energia disponível pode resultar em uma superestimação nos dois fluxos turbulentos ao forçar o fechamento do balanço de energia (Widimoser e Wohlfahrt, 2018).

Razão de Bowen

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

De acordo com a figura 17, nenhuma surpresa para os valores de razão de Bowen, atingindo médias máximas (0,44) durante o período seco e mínimas (0,22) no período chuvoso para o ano de 2015, máximas (0,31) durante o período seco e mínimas (0,27) durante o chuvoso para o ano de 2016. Indicando maior utilização da energia disponível no sistema para aquecer o ar na forma de calor sensível durante o período seco quando comparado ao período chuvoso, em ambos os anos avaliados. Podendo ser observada uma clara variação sazonal, com o mínimo coincidindo com a máxima fração evaporativa.

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

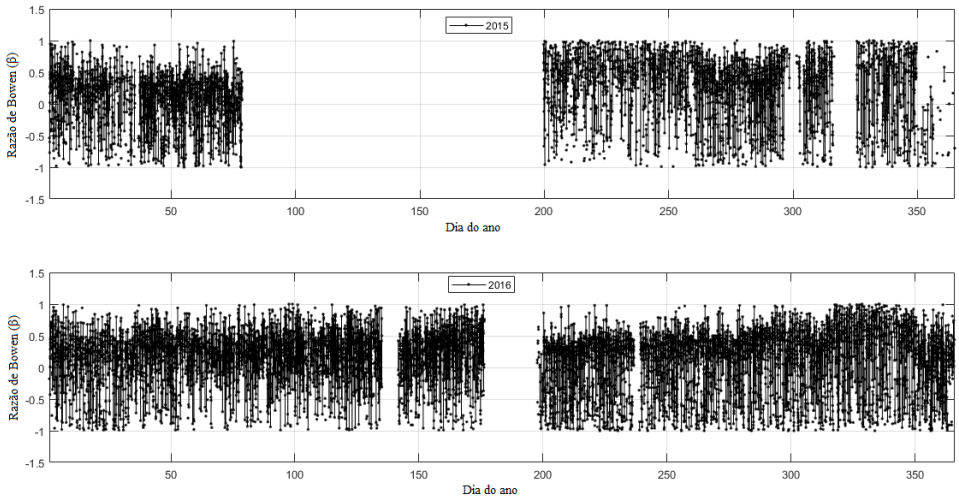

Figura 17. Variação média horária para a razão de Bowen (H/LE) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

A importância da hidrodinâmica da vegetação (água absorvida no solo até a disponibilidade na atmosfera através da transpiração) e seus efeitos na partição da radiação solar reguladas pela vegetação responde a quantidade de água no solo na atmosfera e no desenvolvimento da camada limite atmosférica com possíveis consequências na formação de nuvens convectivas, caracterizando assim o feedback negativo entre a quantidade de água do solo e a demanda de vapor de água e sua condensação na atmosfera (Siqueira et al., 2009).

O valor da razão de Bowen depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte do saldo de radiação será utilizada como calor latente, resultando em um pequeno valor para a razão de Bowen. Se a superfície estiver seca, a maior parte do saldo de radiação será utilizada no aquecimento do ar, resultando em valores maiores para a razão de Bowen.

Pereira (2011) demonstrou que a razão de Bowen com base em valores médios horários das 9 às 15 horas, variou de 0,37 em outubro a 0,56 em novembro, com valor médio de 0,46 para todo o período experimental.

Fração evaporativa

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

Aguiar (2005) encontrou uma fração evaporativa variando de 0,71 a 0,86, no período seco e chuvoso respectivamente, em um sítio de floresta tropical no sudoeste da Amazônia brasileira. Pereira (2001) detectou variações de 0,42 a 0,67 no mês de novembro a dezembro para a fração evaporativa em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia central. Rocha et al (2004) obtiveram médias de 0,83 e 0,87 para os períodos seco e chuvoso, e 0,86 de média anual, com 0,91 durante a transição do período seco para o chuvoso. Malhi et al. (2002) obtiveram uma média anual de 0,66 em uma floresta tropical na região central da Amazônia próximo à cidade de Manaus-AM, 0,73 e 0,71 para os períodos chuvoso e seco, respectivamente. Já Arruda (2011) médias de 0,43 e 0,21 para os períodos chuvoso e seco durante o ano de 2008, e média anual de 0,32 para a partição do saldo de radiação em fluxo de calor latente.

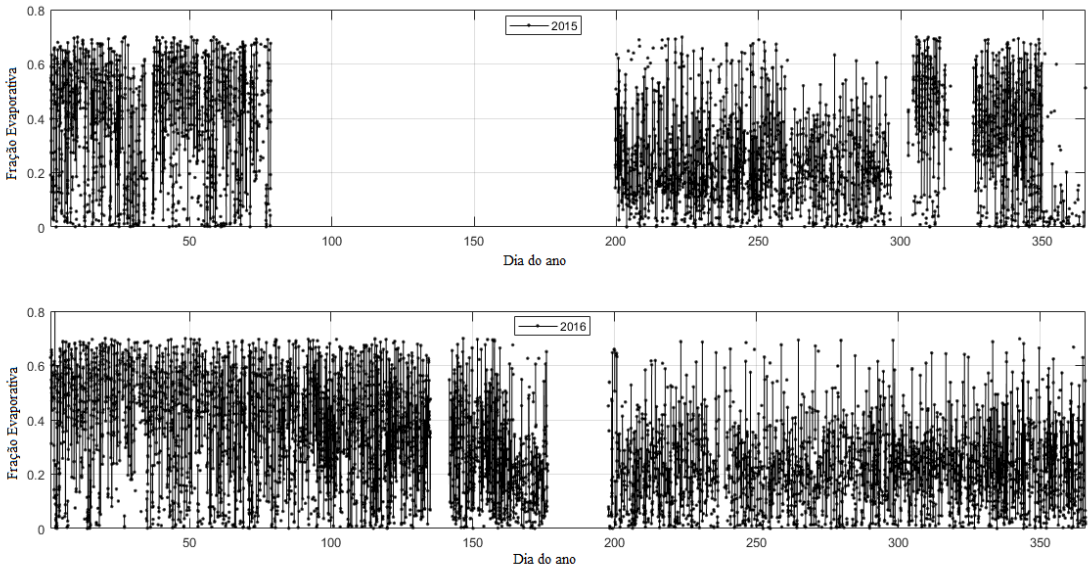

Figura 18. Variação sazonal para a fração evaporativa (LE/Rn) para os anos de 2015 (superior) e 2016 (inferior) na Floresta Nacional de Caxiuanã, Pará, Brasil.

Conclusões

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

Com base nos dados obtidos neste estudo pôde-se observar que mesmo sob condições de ENOS jamais presenciados, o ecossistema de floresta prístina conseguiu se manter dentro das normalidades metabólicas no espaço e no tempo. Para tal afirmação ainda são necessários dados de fluxos de CO_2 e dessa forma corroborar ou não o funcionamento do ecossistema.

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

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

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

Agradecimentos

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

A CAPES pela concessão de bolsa.

A equipe de campo de micrometeorologia da Embrapa Amazônia Oriental.

Referências

Aguiar, R.G., 2005. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. Dissertação (Mestrado). Mato Grosso. Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT.

Alkama, R., Cescatti, A., 2016. Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover. Science 351, 600 - 604.

Amaral e Silva, A., Braga, M.Q., Ferreira, J., dos Santos, V. J., Alves, S. C., Oliveira, J.C., Calijuri, M.L., 2020. Anthropic activities and the Legal Amazon: Estimative of impacts on forest and regional climate for 2030. Remote Sensing Applications: Society and Environment [online] 18. Disponível: http://dx.doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100304. Acesso: 23 mar. 2020.

Andreae, M.O., et al., 2015. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): Overview of pilot measurements on ecosystem ecology, meteorology, trace gases, and aerosols, Atmos. Chem. Phys. [online] 15. Disponível: http://dx.doi.org/10.5194/acp-15-10723-2015. Acesso: 24 mar. 2020.

Araújo, A.C., Nobre, A.D., Kruijt, B., Elbers, J.A., Dallarosa, R., Stefani, P., Von Randow, C., Manzi, A.O., Culf, A. D., Gash, J.H.C., Valentini, R., Kabat, P., 2002. Comparative

measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. Journal of Geophysical Research 107, 58-1-58-20.

Arruda, J.C., 2011. Estudo do fechamento do balanço de energia pelo método de covariância de vórtices turbulentos em uma floresta de transição em Mato Grosso. Tese (Doutorado). Mato Grosso. Cuiabá-MT, UFMT.

Aubinet, M., 2008. Eddy covariance CO_2 flux measurements in nocturnal conditions: an analysis of the problem. Ecol. Appl 18, 1368-1378.

Bagley, J.E., Desai, A.R., Harding, K.J., Snyder, P.K., Foley, J., 2014. Drought and deforestation: has land cover change influenced recent precipitation extremes in the Amazon? J. Clim. [online] 27. Disponível: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00369.1. Acesso: 23 mar. 2020.

Bright, R.M., Davin, E., Halloran, T.O., Pongratz, J., Zhao, K., Cescatti, A., 2017. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes. Nat. Clim. Change [online] 7. Disponível: http://dx.doi.org/10.1038/nclimate3250. Acesso: 25 mar. 2020.

Burba, G., Verma, S., Kim, J., 1999. Surface energy fluxes of Phragmites australis in a prairie wetland. Agricultural and Forest Meteorology 94, 31-51.

Carswell, F.E., Costa, A.C.L., Palheta, M., Malhi, Y., Meier, P., Costa. J.P.R., Ruivo, M.L., Leal, L.S.M., Costa, J.M.N., Clemente, R.J., Grace, J., 2002. Seasonality in CO_2 and H2O flux at an eastern Amazonian Rain Forest. Journal of Geophysical Research – Atmospheres 107, AAC 1-1- SOL 8-10.

Cheng, Y., Sayde, C., LI, Q., Basara, J. Selker, J., Tanner, E., Gentine, P., 2017. Failure of Taylor's hypothesis in the atmospheric surface layer and its correction for eddycovariance measurements. Geophys. Res. Lett. 44, 4287-4295.

Cui, W., Chui, T.F.M., 2019. Temporal and spatial variations of energy balance closure across FLUXNET research sites. Agricultural and Forest Meteorology [online] 271. Disponível: https://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.02.026. Acesso: 25 mar. 2020.

Desai, A.R., Richardson, A.D., Moffat, A.M., Kattge, J., Hollinger, D.Y., Barr, A., Falge, E., Noormets, A., Papale, D., Reichstein, M., Stauch, V. J., 2008. Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques. Agric. For. Meteorol. 148, 821-838.

Eder, F., Schmidt, M., Damian, T., Träumner, K., Mauder, M., 2014. Mesoscale eddies affect near-surface turbulent exchange: evidence from Lidar and tower measurements. J. Appl. Meteorol. Climatol. 54, 89-206.

Ellison, D., Morris, C.E., Locatelli, B., Sheil, D., Cohen, J., Murdiyarso, D., Gutierrez, V., Van Noordwijk, M., Creed, I.F., Pokorny, J., Gaveau, D., Spracklen, D.V., Tobella, A.B., Ilstedt, U., Teuling, A.J., Gebrehiwot, S.G., Sands, D.C., Muys, B., Verbist, B., Springgay, E., Sugandi, Y., Sullivan, C.A., 2017. Trees, forests and water: cool insights for a hot world. Global Environ. Change [online] 43. Disponível: http://dx.doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2017.01.002. Acesso: 25 mar. 2020.

Espinoza, J.C., Marengo, J.A., Ronchail, J., Carpio, J.M., Flores, L.N., Guyot, J.L., 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-sub- tropical South Atlantic SST gradient. Environmental Research Letters 9, 124007.

Farias, M.H.C.S., Beltrão, N.E.S., Cordeiro, Y.E.M., dos Santos, C.A., 2018. Impact of Rural Sttlements on the Deforestation of the Amazon. Mercator [online] 17. Disponível: https://doi.org/10.4215/rm2018.e17009.

Foken, T., 2008. The energy balance closure problem: na overview. Ecological Applications 18, 1351-1367.

Foken, T., 1998. Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden — eine Herausforderung an die Experimentelle Meteorologie. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozieta 24, 131-150.

Foken, T., Gockede, M., Mauder, M., Mahrt, L.B.D., Amiro, J.W., Munger., 2004. Post-field data quality control, in X. Lee, W. J. Massman, and B. Law, editors. Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, pp.181-208.

Galvão, J.A.C., Fisch, G., 2000. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji- Paraná, RO). Revista Brasileira de Meteorologia 15, 25-37.

Gerken, T., Ruddell, B.J., Fuentes, J.D., Araújo, A.C., Brunsell, N.A., Maia, J., Manzi, A.O., Mercer, J., Santos, R.N., Von Randow, C., Stoy, P.C., 2017. Investigating the mechanisms responsible for lack of surface energy balance closure in a central Amazonian tropical rainforest. Agricultural and Forest Meteorology

[online] 255. Disponível: http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.023. Acesso: 25 mar. 2020.

Grossiord, C., Sevanto, S., Borrego, I., Chan, A.M, Collins, A.D, Dickman, LT., Hudson, P.J., Mcbranch, N., Michaletz, S.T., Pockman, W.T., Ryan, M., Vilagrosa, A., Mcdowell, N.G., 2017. Tree water dynamics in a drying and warming world. Plant Cell Environ [online] 40. Disponível: https://dx.doi.org//10.1111/pce.12991. Acesso: 24 mar. 2020.

Kaimal, J.C., Finnigan, J., 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows. New York: Oxford University Press.

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

Leal, L.S.M., Carneiro, R.L.C., Leal, B.G., Ribeiro, A., 2006. Variação diurna da concentração de CO_2 no dossel vegetativo da floresta amazônica em Caxiuanã – PA. Revista Brasileira de Meteorologia 21, 122-128.

Leuning, R., Van Gorsel, E., Massman, W.J., Isaac, P.R., 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. Agric. For. Meteorol. 156, 65-74.

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

Löbs, N., Walter, D., Barbosa, C.G.G., Brill, S., Cerqueira, C.R., Sá, M.O., Araujo, A.C., Oliveira, L.R., Ditas, F., Zuloaga, D.M., Florentino, A.P.P., Wolff, S., Godoi, R.H.M., Kesselmeier, J., Oliveira, S.M., Andreae, M.O., Pöhlker, C., Weber, B., 2019. Microclimatic and ecophysiological conditions experencied by epiphytic bryophytes in an Amazonian rain forest. Biogeosciences Discuss. [online] 21. Disponível: https://dx.doi.org/10.5194/bg-2018-521. Acesso: 24 mar. 2020.

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

Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A.D., Pereira, M.G.P., Grace, J., Culf, A., Clement, R., 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rainforest. J. Geophys. Res. [online] 107. Disponível: http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000623. Acesso: 25 mar. 2020.

Marengo, J.A., Espinoza, J.C., 2015. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. International Journal Climatolgy 36, 1033-1050.

Mauder, M., Desjardins, R.L., Pattey, E., Gao, Z., Van Haarlem, R., 2008. Measurement of the sensible eddy heat flux based on spatial averaging of continuous ground-based observations. Boundary Layer Meteorol. 128, 151-172.

Michiles, A.A.S., Gielow, R., 2008. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. Agricultural and Forest Meteorology 148, 917-930.

Moore, C.J., Fisch, G., 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forests. Agric. Forest Meteorol. 38, 147-169.

Oliveira, M.B.L., Santos, A.J.B., Manzi, A.O., Alvalá, R.C.S., Correia, M.F., de Moura, M.S.B., 2006. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. Revista Brasileira de Meteorologia 21, 166-174.

Oliveira, M.C.F., Costa, A.C.L., Palheta, J.P. R., Pereira, M.G.P., 2000. Comportamento médio horário e mensal dos elementos meteorológicos sobre floresta, em Caxiuanã, Melgaço - PA. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, p.2442-2446.

Pereira, M.G., 2001. Balanço de radiação e de energia em um ecossistema de floresta tropical na Amazônia central. Tese (Doutorado). Viçosa-MG, UFV.

Porporato, A., 2009. Atmospheric boundary-layer dynamics with constant bowen ratio. Bondary Layer meteorology 132, 227-240.

Priante Filho, N., Vourlitis, G.L., Hayashi, M.M.S., Nogueira, J.S., Campelo Junior, J.H., Nunes, P.C., Souza, L.S.E., Couto, E.G., Hoeger, W., Raiter, F., Trienweiler, J.L., Miranda, E.J., Priante, P.C., Pereira, L.C., Biudes, M.S., Fritzen, C.L., Lacerda, M., Suli, G.S., Shiraiwa, S., Marcelino, T.H., Silveira, M., 2004. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. Global Change Biology. 10, 863-876.

Querino, C.A.S., Moura, M.A.L., Lyra, R.F.F., Mariano, G.P., 2006. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. Revista Brasileira de Meteorologia 21, 42-49.

Rao, V.B., Franchito, S.H., Santo, C.M.E., Gan, M.A., 2016. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and

trends in 1979-2011. International Journal of Climatology 36, 291-302.

Reboita, M. S., Gan, M.A., Rocha, R.P., Ambrizzi, T., 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. Revista Brasileira de Meteorologia 25, 85-204.

Rocha, H. R., Goulden, M.L., Miller, S.D., Menton, M.C., Pinto, L.D.V.O., de Freitas, H.C., Adelaine, M., Figueira Silva., 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazonia. Ecological Applications 14, S22-S32.

Rocha, V.M., Correia, F.W.S., Gomes, W.B., 2019. Avaliação dos Impactos da Mudança do Clima na Precipitação da Amazônia Utilizando o Modelo RCP 8.5 Eta-HadGEM2-ES. Rev. Bras. Geogr. Física 12, 2051-2065.

Rocha, V.M., Correia, F.W.S., da Silva, P.R.T., Gomes, W.B., Vergasta, L.A., de Moura, R.G., Trindade, M.S.P., Pedrosa, A.L., Silva, J. J. S., 2017. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. Rev. Bras. Meteorol. [online] 32. Disponível: https://dx.doi.org/10.1590/0102-77863230006. Acesso: 25 mar. 2020.

Santos, C.A.C., Oliveira, V.G., 2017. Trends in extreme climate índices for Pará State, Brazil. Revista Brasileira de Meteorologia [online] 32. Disponível: http://dx.doi.org/10.1590/0102-778632120150053. Acesso: 24 mar. 2020.

Santos, S.A., 2011. Analise do controle ambiental nas trocas de energia, vapor d`agua e CO_2 em área de Caatinga. Dissertação (Mestrado), UFCG.

Santos, S.R.Q., Braga, C.C., Sansigolo, C.A., Santos, A.P.P., 2017. Determinações de regiões homogêneas do índice de precipitação normalizada (SPI) na Amazônia oriental. Revista Brasileira de Meteorologia [online] 32. Disponível: http://dx.doi.org/10.1590/0102-778632120160013. Acesso: 25 mar. 2020.

Satyamurty, P., da Costa, C.P.W., Manzi, A.O., 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. Theoretical and A pplied Climatology 111, 195-209.

Silva Junior, J.A., Costa, A.C.L., Azevedo, P.V., Costa, R.F., Metcalfe, D.B., Gonçalves, P.H.L. Braga, A.L., Malhi, Y.S., Aragão, L.E.O.E.C., Meir, P., 2013. Fluxo de CO_2 do solo na floresta nacional de Caxiuanã, Pará, durante o experimento ESECAFLOR/LBA. Revista Brasileira de Meteorologia 28, 85-94.

Silva, G.G.C., Souza, J.R.S., Silva, S.N.R., 2007. Influência do dossel da floresta de Caxiuanã nos fluxos de calor entre o solo e a atmosfera. Sociedade Brasileira de Geofísica, 10° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 19 – 22 de Novembro.

Silveira, L.G.T., Correia, F.W.S., Chou, S.C., Lyra, A., Gomes, W.B., Vergasta, L., Silva, P.R T., 2017. Reciclagem da precipitação e desflorestamento na Amazônia: um estudo de modelagem numérica. Revista Brasileira de Meteorologia [online] 32. Disponível: http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863230009. Acesso: 24 mar. 2020.

Siqueira, M., Katul, G., Porporato, A., 2009. Onset of water stress, hysteresis in plant conductance, and hydraulic lift: Scaling soil water dynamics from millimeters to meters. Water Resources Research. Soil moisture feedbacks on convection triggers: The role of soil–plant hydrodynamics. Journal of hydrometeorology 10, 96-111.

Snyder, P.K., 2010. The influence of tropical deforestation on the northern hemi-sphere climate by atmospheric teleconnections. Earth Interact [online] 14. Disponível: http://dx.doi.org/10.1175/2010EI280.1. Acesso: 24 mar. 2020.

Sousa, A.C., Candido, L.A., Andreoli, R.V., 2018. Variabilidade interanual da precipitação e fluxo de umidade sobre a Amazônia usando o QTCM. Revista Brasileira de Meteorologia v.33. Disponível: http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786331015. Acesso: 24 mar. 2020.

Souza Filho, J.D.C., Ribeiro, A., Costa, M.H., Cohen, J.C.P., Rocha, E.J.P., 2006. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. Revista Brasileira de Meteorologia 21, 318-330.

Speckman, H.N., Frank, J.M.; Bradford, J.B., Miles, B.L., Massman, W.J., Parton, W.J., Ryan, M.G., 2015. Forest ecosystem respiration estimated from eddy covariance and chamber measurements under high turbulence and substantial tree mortality from bark beetles. Global Change Biol. 21, 708-721.

Stoy, P., Gerken, T., Von Randow, C., Manzi, A.O., 2016. Fechamento do balanço de energia em uma floresta tropical: contribuições da troca turbulenta e armazenamento de calor no ecossistema. Ciência e Natura 38, 548-551.

Twine, T.E., Kustas, W.P., Norman, J.M., Cook, D.R., Houser, P.R., Meyers, T.P., Prueger, J.H., Starks, P.J., Wesely, M.L., 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. Agricultural and Forest Meteorology 103, 279-300.

Vickers, D., Mahrt, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft

data. Journal of Atmospheric Oceanic technology 14, 512-526.

Von Randow, C., Manzi, A.O., Kruijt, B., de Oliveira, P.J., Zanchi, F.B., Silva, R.L., Hodnett, M.G., Gash, J.H.C., Elbers, J.A., Waterloo, M.J., Cardoso, F.L., Kabat, P., 2004. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. Theorical and Applied Climatology [online] 78. Disponível: http://dx.doi.org//10.1007/s00704-004-0041-z.

Von Randow, C., Sá, L.D.A., Gannabathula, P.S.S.D., Manzi, A.O., Arlino, P.R.A., Kruijt, B., 2002. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia. I. Diurnal conditions. Journal of Geophysical Research Atmospheres [online] 107. Disponível:https://dx.doi.org/10.1029/2001JD000379.

Webler, A.D., Gomes, J.B., Aguiar, R.G., Andrade, N.R.L., Aguiar, L.J.G., 2013. Mudanças no uso da terra e o particionamento de energia no sudoeste da Amazônia. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental 17, 868-876.

Wehr, R., Munger, J.W., Mcmanus, J.B., Nelson, D.D., Zahniser, M.S., Davidson, E.A., Wofsy, S.C., Saleska, S.R., 2016. Seasonality of temperate forest photosynthesis and daytime respiration. Nature 534, 680-683.

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

Wu, J. B., Zhou, X. Y., Wang, A. Z., Yuan, F. H., 2015. Comparative measurements of water vapor fluxes over a tall forest using open- and closed- path eddy covariance system. Atmos. Meas. Tech. 8, 4123-4131.

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