

Universidade de São Paulo
Instituto de Física

Ciclo diurno e sazonal das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus na Amazônia

Luan de Paula Cordeiro

Orientador(a): *Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa*

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa (IF-USP)

Prof. Dr. Boris Barja Gonzales (Universidad de Magallanes)

Prof. Dr. Diego Alves Gouveia (Royal Netherlands Meteorological Institute)

São Paulo
2023

FICHA CATALOGRÁFICA
Preparada pelo Serviço de Biblioteca e Informação
do Instituto de Física da Universidade de São Paulo

Cordeiro, Luan de Paula

Ciclo diurno e sazonal das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus na Amazônia. São Paulo, 2023.

Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo. Instituto de Física. Depto. de Física Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa.

Área de Concentração: Física Atmosférica.

Unitermos: 1. Amazônia; 2. Nuvens cirrus; 3. Lidar; 4. Propriedades ópticas; 5. Tendências.

USP/IF/SBI-068/2023

University of São Paulo
Physics Institute

Diurnal and seasonal cycle of optical and geometric properties of cirrus clouds in the Amazon rainforest

Luan de Paula Cordeiro

Supervisor: *Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa*

Dissertation submitted to the Physics Institute of the
University of São Paulo in partial fulfillment of the
requirements for the degree of Master of Science.

Examining Committee:

Prof. Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa (IF-USP)

Prof. Dr. Boris Barja Gonzales (Universidad de Magallanes)

Prof. Dr. Diego Alves Gouveia (Royal Netherlands Meteorological Institute)

São Paulo
2023

Agradecimentos

Agradeço profundamente ao prof. Henrique de Melo Jorge Barbosa pela oportunidade, pelas lições e pela paciência. Acredito que eu não poderia ter tido orientação melhor durante o projeto.

Agradeço a todos os meus amigos pelo suporte, pelas conversas e pelos cafés. Aos amigos próximos, vocês tornaram essa jornada um pouco mais leve. Aos amigos distantes, carregue vocês constantemente no meu coração.

Agradeço imensamente a minha namorada pelas conversas, pelos filmes e pelos momentos compartilhados. Em outra vida, eu teria realmente gostado de lavar roupa e pagar impostos com você.

Agradeço aos meus pais pelo amor e carinho. Eu não poderia ter recebido mais apoio do que eu recebi.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Resumo

Nuvens desempenham um papel crucial no controle da energia na atmosfera e são fundamentalmente conectadas com o ciclo hidrológico. Elas exercem uma influência significativa sobre o clima ao refletir a radiação solar e ao restringir a quantidade de radiação terrestre que a Terra dissipa para o espaço. Particularmente, para nuvens do tipo cirrus, o sinal do efeito radiativo é dependente da profundidade óptica (COD, do inglês *cloud optical depth*), que pode ser de aquecimento ou de resfriamento. Ainda que as nuvens cirrus tenham uma importância central para o clima, elas permanecem como uma grande fonte de incerteza para as previsões meteorológicas e climáticas devido à complexidade de sua representação em modelos. Ademais, existem poucas pesquisas de longa duração que se dedicam ao estudo das nuvens cirrus em florestas tropicais.

Nesse contexto, analisamos 19.943 horas de medições do lidar Raman, operado pelo Laboratório de Física Atmosférica do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (LFA-IF-USP) localizado próximo à cidade de Manaus, Brasil, coletadas entre julho de 2011 e dezembro de 2017 para investigar o ciclo diurno, sazonalidade e tendências das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus na região da Amazônia. Para tanto, foi utilizado um algoritmo automatizado de detecção de altura de base e topo de nuvens e, além disso, foram implementados algoritmos para realizar a inversão do sinal do lidar para obter as propriedades ópticas e realizar a correção de múltiplo-espalhamento.

Considerando todo o período de observação, as nuvens cirrus apresentaram uma frequência de ocorrência de 70,9%. As cirrus finas (COD entre 0,03 e 0,3) apresentaram a maior frequência de ocorrência, 38,7%; seguidas pelas cirrus sub-visuais (com um COD menor do que 0,03), representando 22,3%. As cirrus opacas (com um COD maior do que 0,3), por sua vez, constituíram a menor frequência de 14,1%. Os valores médios das alturas de base e topo da nuvem, da espessura geométrica e da profundidade óptica foram de $13,0 \pm 2,2$ km, $14,5 \pm 1,8$ km, $1,50 \pm 1,17$ km, $0,24 \pm 0,38$, respectivamente. Ademais, foi observado que as cirrus opticamente mais finas localizam-se mais próximas à tropopausa. A razão lidar média foi de $26,1 \pm 8,3$ sr onde maiores valores foram obtidos para cirrus opacas em relação aos outros tipos, indicando uma diferença na forma dos cristais de gelo presentes nas diferentes categorias de cirrus.

Esta pesquisa realizou a primeira análise detalhada do ciclo diurno e da sazonalidade da frequência de ocorrência, das propriedades ópticas e geométricas. Os padrões encontrados refletem o ciclo de convecção na área onde o experimento foi conduzido. A frequência de ocorrência de cirrus apresenta um mínimo em torno do meio-dia do horário local, seguido de um aumento durante o período da tarde e uma diminuição durante o período noturno. Ademais, o ciclo diurno é mais marcante para cirrus opacas do que para cirrus finas e sub-visuais. Estas observações deixam evidente que o principal mecanismo de formação de cirrus na Amazônia é a partir do desprendimento da bigorna de nuvens de convecção profunda.

Além disso, a ocorrência de cirrus é maior durante a estação chuvosa (79,9%) do que durante a estação seca (55,4%). Ademais, observou-se a presença de dois picos na frequência de aparição das nuvens cirrus durante as estações de primavera e outono. Isso se deve, em grande medida, a um aumento na presença de cirrus opacas e finas. Propriedades como a altura de base e topo, a espessura geométrica e a profundidade óptica

são maiores durante a estação chuvosa (13,3 km, 14,8 km, 1,51 km e 0,24, respectivamente) em comparação com a estação seca (12,7 km, 14,0 km, 1,34 km e 0,23, respectivamente). Nosso trabalho indicou que as nuvens cirrus com alturas de base e topo maiores estão mais suscetíveis aos efeitos da sazonalidade da tropopausa. A razão lidar, por sua vez, apresenta valores máximos durante a estação seca (27,1 sr) do que durante a estação chuvosa (25,4 sr).

Por fim, a identificação de tendências nas nuvens cirrus na Amazônia por meio de um lidar em solo apresentou desafios. Esses desafios surgem principalmente porque o sinal deste tipo de lidar é consideravelmente mais impactado pela presença de nuvens baixas, se comparada ao CALIPSO. Como consequência, há uma redução significativa na quantidade de dados que podem ser analisados. Contudo, observou-se uma tendência de redução na frequência de ocorrência das nuvens cirrus, além de variações nas propriedades ópticas e geométricas destas ao longo dos anos. Apesar dos resultados obtidos estarem alinhados com outros resultados presentes na literatura, essas tendências não foram estatisticamente significativas.

Palavras Chaves: Amazônia; Nuvens cirrus; Lidar; Propriedades ópticas; Tendências.

Abstract

Clouds play a crucial role in controlling energy in the atmosphere and are fundamentally connected with the hydrological cycle. They exert a significant influence on the climate by reflecting solar radiation and limiting the amount of terrestrial radiation that Earth dissipates into space. In particular, for cirrus clouds, the sign of the radiative effect is dependent on the optical depth (COD). In general terms, these clouds interact weakly with solar radiation, but absorb terrestrial radiation and re-emit it at their own temperature. Thin cirrus clouds predominantly contribute to atmospheric warming, while thicker cirrus clouds can warm or cool the Earth system. Although cirrus clouds are of central importance for climate, they remain a major source of uncertainty for weather and climate forecasts due to the complexity of their representation in models. Moreover, there is little long-term research dedicated to the study of cirrus clouds in tropical forests.

In this context, we analyzed 19,943 hours of Raman lidar measurements, operated by the Laboratory of Atmospheric Physics of the Institute of Physics of the University of São Paulo (LFA-IF-USP) located near the city of Manaus, Brazil, collected between July 2011 and December 2017 to investigate the diurnal cycle, seasonality and trends of the optical and geometric properties of cirrus clouds in the Amazon region. For this purpose, an automated algorithm for detecting cloud base and top height was used. In addition, algorithms were implemented to invert the lidar signal to obtain the optical properties and correct for multiple scattering.

Considering the entire observation period, cirrus clouds had a frequency of occurrence of 70.9%. Thin cirrus clouds (COD between 0.03 and 0.3) presented the highest frequency of occurrence, 38.7%; followed by sub-visual cirrus clouds (with a COD lower than 0.03), representing 22.3%. Opaque cirrus (with a COD greater than 0.3), in turn, constituted the lowest frequency of 14.1%. The mean values of cloud base and top heights, geometric thickness and optical depth were 13.0 ± 2.2 km, 14.5 ± 1.8 km, 1.50 ± 1.17 km, 0.24 ± 0.38 , respectively. In addition, it was observed that the optically thinner cirrus are located closer to the tropopause. The mean lidar ratio was 26.1 ± 8.3 sr, with higher values obtained for opaque cirrus than for other types, indicating differences in the shapes of the ice crystals among various cirrus categories.

This research performed the first detailed analysis of the diurnal cycle and seasonality of the frequency of occurrence, optical and geometric properties. The patterns found reflect the convection cycle in the area where the experiment was conducted. The frequency of cirrus occurrence shows a minimum around noon local time, followed by an increase during the afternoon and a decrease during the evening. Moreover, the diurnal cycle is more marked for opaque cirrus than for thin and subvisual cirrus. These results align with the idea that the main mechanism of cirrus formation in the tropics is from the outflow of ice crystals from the anvil of deep convection clouds.

In addition, the occurrence of cirrus clouds is higher during the rainy season (79.9%) than during the dry season (55.4%). Moreover, two peaks in the frequency of cirrus clouds appearance were observed during the spring and fall seasons. This is largely due to an increase in the presence of opaque and thin cirrus clouds. Properties such as base and top height, geometric thickness and optical depth are higher during the wet season (13.3 km, 14.8 km, 1.51 km and 0.24, respectively) compared to the dry season (12.7 km, 14.0 km,

1.34 km and 0.23, respectively). Our work indicated that cirrus clouds with larger base and top heights are more susceptible to the effects of tropopause seasonality. The lidar ratio, on the other hand, presents maximum values during the dry season (27.1 sr) than during the rainy season (25.4 sr).

Finally, identifying trends in cirrus clouds in the Amazon using ground-based lidar presented challenges. These challenges arise mainly because the signal from this type of lidar is considerably more impacted by the presence of low clouds, compared to CALIPSO. As a consequence, there is a significant reduction in the amount of data that can be analyzed. However, a downward trend in the occurrence frequency of cirrus clouds, as well as variations in their optical and geometric properties over the years, was observed. Although the results obtained are in line with other results in the literature, these trends were not statistically significant.‘

Keywords: Amazon; Cirrus clouds; Lidar; Optical properties; Trends.

Lista de Figuras

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Representação dos diferentes tipos de nuvem de acordo com a classificação da WMO. Figura retira de Lohmann et al. (2016). | 2 |
| 1.2 | Ilustração da interação de nuvens altas e nuvens baixas com a radiação solar (flecha cinza claro) e com a radiação terrestre (flecha cinza escura). Figura retira de Lohmann et al. (2016). | 4 |
| 2.1 | Representação da altura da tropopausa em função da latitude e resultados da altura de topo de nuvens cirrus presentes na literatura em função da latitude do sítio experimental. | 11 |
| 3.1 | Variação da intensidade da luz devido ao processo de extinção ao atravessar um meio. Fonte: Liou (2002). | 18 |
| 3.2 | Principais componentes de um lidar. Fonte: Weitkamp (2005). | 19 |
| 3.3 | Razão entre o campo de visão do sistema receptor e do sistema transmissor em função da altura. Fonte: Weitkamp (2005) | 20 |
| 3.4 | Representação da geometria do lidar e da interação do feixe de fótons com um material espalhador. Fonte: Weitkamp (2005) | 21 |
| 3.5 | O painel da direita mostra o logaritmo do sinal corrigido pela distância em função da altura e do tempo. O painel da esquerda mostra o perfil do sinal do Lidar médio gerado pelo sinal do painel da direita. Exemplo de dados coletados para o dia 1 de novembro de 2014. | 21 |
| 4.1 | Mapa da América do Sul mostrando a localização do sítio experimental ACONVEX ao norte de Manaus (estrela amarela) e do Aeroporto de Ponta Pelada, dentro da cidade de manaus, de onde são lançadas as radiosondas (triângulo vermelho). O bioma Amazônico é a região em verde. | 27 |
| 4.2 | Número de perfis de 5 minutos e número de perfis com bom sinal ruído em função do ano e do mês, do mês e do horário local. | 28 |
| 4.3 | Os gráficos a seguir apresentam exemplos de dados coletados através de radiossondagens, especificamente de temperatura e pressão, bem como a representação do coeficiente de extinção molecular, calculado a partir destes dois perfis. À esquerda, é possível visualizar o perfil de temperatura. No centro, temos o perfil de pressão. Já à direita, o gráfico ilustra o perfil do coeficiente de extinção molecular. | 29 |

| | | |
|-----|---|----|
| 4.4 | Sinal simulado com e sem efeitos de espalhamento múltiplo. A tracejada rosa apresenta o sinal devido apenas ao efeito de retroespalhamento e a linha sólida preta representa o sinal com efeito de espalhamento múltiplo. Retirado de Gouveia (2018). | 32 |
| 4.5 | As figuras ilustram as diversas etapas necessárias para a aplicação do método de transmitância. O painel superior apresenta um sinal Lidar corrigido pela distância, um sinal molecular ajustado, a área abaixo da nuvem utilizada para efetuar o ajuste, e uma zona acima da nuvem empregada para calcular a transmissão da nuvem. O painel central exibe a razão entre o sinal molecular e o sinal do Lidar captado na região acima da nuvem, ressaltando a transmissão média e a profundidade óptica associada a essa transmissão média. O painel inferior destaca a diferença quadrática entre a profundidade óptica obtida pelo método Klett e aquela originada da comparação do sinal abaixo e acima da nuvem em função da razão Lidar. A interpolação dessa diferença e a razão Lidar que minimiza esse resíduo são também demonstradas. | 38 |
| 5.1 | Os histogramas normalizados apresentam a distribuição da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura, (d) distância da tropopausa até a base, (e) distância da tropopausa até o topo, (f) razão lidar e (g) profundidade óptica das nuvens cirrus. A curva preta representa os resultados obtidos para o período total de medição, enquanto as curvas azuis e vermelhas representam, respectivamente, as estações chuvosas e secas. | 43 |
| 5.2 | Os histogramas normalizados apresentam a distribuição da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura, (d) distância da tropopausa até a base, (e) distância da tropopausa até o topo, (f) razão lidar e (g) profundidade óptica das nuvens cirrus. As curvas pretas, vermelhas e azuis representam, respectivamente, os resultados obtidos para as cirrus opacas, finas e sub-visuais. | 46 |
| 5.3 | Histograma bidimensional da profundidade óptica da camada em função da espessura. | 47 |

| | | |
|-----|--|----|
| 5.4 | A Figura (a) apresenta os ciclos diurnos da frequência de ocorrência de nuvens cirrus para os períodos anual, chuvoso, transição e seco. As curvas cheias representam os resultados obtidos no presente estudo, enquanto as curvas tracejadas representam os resultados obtidos por Gouveia (2018). As curvas pontilhadas representam os resultados quando não é aplicada a condição de $COD > 0,005$. O sombreamento representa o desvio padrão da média. A Figura (b) apresenta o ciclo diurno da taxa de precipitação média entre julho de 2011 e dezembro de 2017 para a estação chuvosa e seca. O sombreado representa o desvio padrão amostral da média entre os anos. | 49 |
| 5.5 | Ciclos diurnos da frequência de ocorrência de cirrus para as camadas opacas, finas e sub-visuais. O sombreamento nas Figuras representa o desvio padrão da média | 50 |
| 5.6 | Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões da média da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus segregadas para estação chuvosa, seca e para todo o ano. | 51 |
| 5.7 | Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões da média da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus segregadas pela profundidade óptica da camada. | 52 |
| 5.8 | A Figura (a) mostra a frequência de ocorrência de nuvens cirrus e a taxa de precipitação em função dos meses do ano. A taxa de precipitação foi calculada a partir da média de 2011-2017. A Figura (b) apresenta a frequência de ocorrência das diferentes categorias de cirrus. O sombreado de cada figura é calculado a partir do desvio padrão amostral da média anual. Portanto, ele dá informação sobre quanto os dados mensais variaram de um mês para outro. Por fim, a Figura (c) representa a frequência de ocorrência de nuvens cirrus em função da altura e do tempo. A somatória na altitude em cada mês corresponde à frequência de ocorrência mensal apresentada na Figura (a). Além disso, a curva pontilhada branca representa a altura da tropopausa. | 55 |
| 5.9 | Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa. O valor médio da altura da tropopausa foi calculado a partir dos dados de 2011-2016. | 57 |

| | | |
|------|---|----|
| 5.10 | No painel superior os círculos representam a série temporal da frequência de ocorrência mensal de nuvens cirrus ao longo de todo o período de estudo e a curva cheia representa a taxa de precipitação convectiva média diária. As faixas azul e vermelho estão indicando os meses associados a estação chuvosa e seca, respectivamente. O painel inferior exhibe a média e a incerteza da frequência de ocorrência anual, dividida entre a estação seca e a estação chuvosa. | 58 |
| 5.11 | Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões amostrais da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) profundidade óptica e (e) razão lidar das nuvens cirrus segregadas para estação chuvosa, seca e para todo o ano. | 60 |
| A.1 | Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus opacas. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa. | 65 |
| A.2 | Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus finas. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa. | 66 |
| A.3 | Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus sub-visuais. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa. | 67 |

Índice

| | |
|--|-------------|
| Lista de Figuras | viii |
| 1 Introdução | 1 |
| 2 Revisão da Literatura | 5 |
| 2.1 Mecanismos de formação | 5 |
| 2.2 Impactos radiativos | 7 |
| 2.3 Propriedades ópticas e geométricas | 9 |
| 2.4 Tendências | 11 |
| 3 Fundamentação Teórica | 16 |
| 3.1 Propagação da radiação na atmosfera | 16 |
| 3.1.1 Espalhamento Rayleigh | 17 |
| 3.1.2 Lei de Beer-Bourger-Lambert | 17 |
| 3.2 Lidar elástico | 19 |
| 3.2.1 Equação do Lidar Elástico | 22 |
| 3.2.2 Coeficientes de extinção e retroespalhamento moleculares | 24 |
| 4 Metodologia | 26 |
| 4.1 Sítio experimental | 26 |
| 4.2 Instrumentação | 27 |
| 4.2.1 Lidar Raman UV | 27 |
| 4.2.2 Radiossondas operacionais | 29 |
| 4.2.3 Precipitação | 29 |
| 4.2.4 Tropopausa | 30 |
| 4.3 Algoritmo e Processamento dos Dados | 30 |
| 4.3.1 Correções no sinal lidar | 30 |
| 4.3.2 Algoritmo de detecção de camadas de nuvens | 33 |
| 4.3.3 Amostragem Condicional | 34 |
| 4.3.4 Método Klett | 35 |
| 4.3.5 Método da transmitância | 36 |
| 5 Resultados | 39 |
| 5.1 Estatística geral | 39 |
| 5.1.1 Cirrus sub-visuais, finas e opacas | 44 |
| 5.2 Ciclo diurno | 47 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 5.3 | Ciclo sazonal | 53 |
| 5.4 | Séries temporais e tendências | 56 |
| 6 | Conclusões e Perspectivas Futuras | 61 |
| A | Ciclo sazonal das propriedades ópticas e geométricas das cirrus SVC, finas e opacas | 64 |
| | Referências | 68 |

Capítulo 1

Introdução

As nuvens têm um papel essencial no balanço de energia na atmosfera e estão intimamente ligadas ao ciclo hidrológico. Elas afetam o clima influenciando a quantidade de radiação solar que chega na superfície e controlando a quantidade de radiação terrestre que a Terra perde para o espaço (Liou, 2002). Ademais, elas controlam o fluxo de água entre a atmosfera e a superfície terrestre através da evaporação e da precipitação (Wallace and Hobbs, 2006). Numa média global, a taxa de evaporação é igual a de precipitação; contudo, regionalmente, essa igualdade não é necessariamente verdadeira devido principalmente ao transporte horizontal de nuvens e vapor de água atmosférico por ventos (Lohmann et al., 2016). Essa desigualdade regional da evaporação e precipitação pode levar ao acúmulo ou escassez de água em uma determinada região (Lohmann et al., 2016).

Ademais, para uma melhor compreensão desses processos, é importante ter uma ideia clara das diferentes categorias de nuvens, conforme estabelecido pela da WMO (do inglês, *World Meteorological Organization*) existem dez tipos básicos de nuvens e elas podem ser classificadas de acordo com a altura da base em: nuvens de baixo, médio e alto nível (Houze, 2014). Nuvens de baixo nível podem ser categorizadas em dois subtipos: nuvens cumuliformes e estratiformes. As cumuliformes (cumulus e cumulonimbus) são nuvens formadas a partir da rápida ascensão de parcelas de ar úmido em uma atmosfera instável. Devido a esse processo de formação, nuvens cumuliformes geralmente têm um aspecto de bolha (Lohmann et al., 2016). As estratiformes (stratus, stratocumulus e nimbostratus), por sua vez, são nuvens formadas pelo levantamento de uma camada úmida de ar em condições de atmosfera mais estáveis e têm uma maior extensão horizontal do que as cumuliformes. Nuvens cumulus, cumulonimbus e nimbostratus são nuvens precipitantes. As nuvens de nível médio são: altostratus e altocumulus. Elas não produzem chuva que atingem o chão. Em latitudes médias, elas são formadas tipicamente pelo lento levantamento de massas de ar com velocidades verticais da ordem de centímetros por segundo (Houze, 2014). Por fim, existem três nuvens que constituem o grupo das nuvens de alto nível: cirrus, cirrostratus e cirrocumulus. Nuvens do tipo cirrus são formadas inteiramente por cristais de gelo. São nuvens opticamente finas no comprimento de onda do visível e não causam precipitação. Os mecanismos de formação de nuvens cirrus não estão completamente claros na literatura científica e serão discutidos detalhadamente no capítulo 2.1. A Figura 1.1 ilustra os diferentes tipos de nuvens.

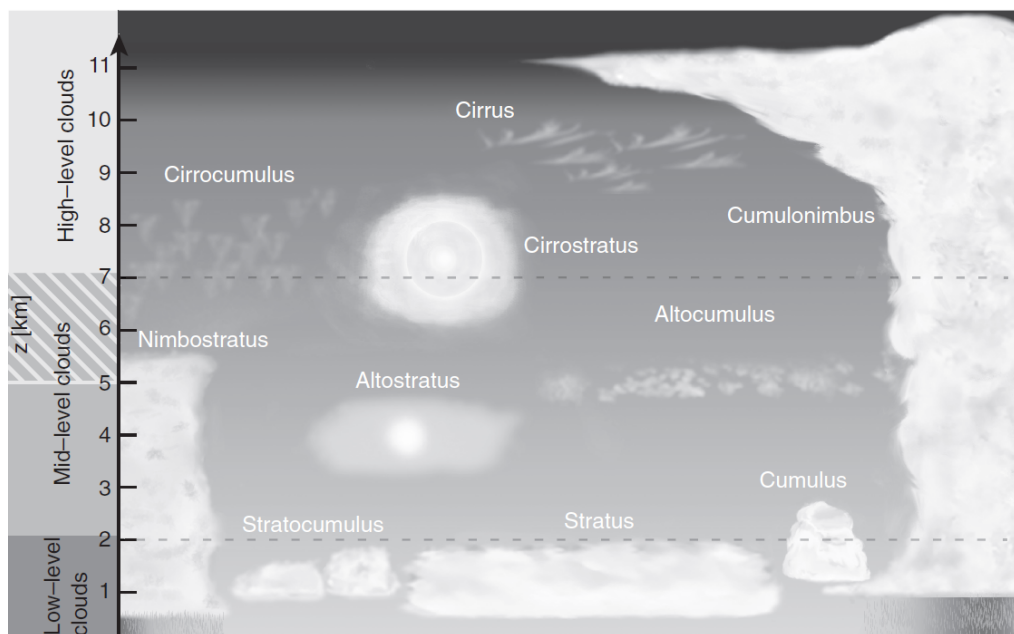


Figura 1.1: Representação dos diferentes tipos de nuvem de acordo com a classificação da WMO. Figura retirada de [Lohmann et al. \(2016\)](#).

Ao considerarmos a distribuição mundial das nuvens, de acordo com o que foi constatado por [King et al. \(2013\)](#), elas têm uma frequência de ocorrência de 67%. No que se refere às nuvens cirrus, elas apresentam uma frequência global de ocorrência de 16,7%. Uma parcela considerável dessa porcentagem encontra-se nos trópicos, onde a frequência de ocorrência das cirrus alcança aproximadamente 56% ([Sassen et al., 2008](#)), chegando a 88% na Amazônia ([Gouveia, 2018](#)).

A precipitação, um elemento essencial do ciclo hidrológico, está relacionada a certos tipos de nuvens e grande parte da precipitação pode ser classificada como estratiforme ou convectiva ([Lohmann et al., 2016](#)). A precipitação estratiforme é associada a frentes frias. Ela ocorre quando uma massa de ar fria eleva uma ampla camada de ar úmido provocando a formação de nuvens (tipicamente nimbostratus). A precipitação associada a esse tipo de fenômeno é caracterizada como contínua, uniforme e pode durar horas. A precipitação convectiva, por sua vez, resulta do levantamento de ar úmido a partir de sistemas convectivos que levam a formação de nuvens cumulus congestus e cumulonimbus que causam a precipitação ([Lohmann et al., 2016](#)). Precipitação convectiva é caracterizada por uma rápida corrente ascendente de massa de ar que favorece o crescimento das gotículas de nuvem por colisão e a coalescência. Portanto, esse processo de precipitação é mais eficiente do que a precipitação estratiforme e, por conseguinte, chuvas convectivas podem durar 20-30 minutos. Na região tropical, o principal mecanismo de formação de chuvas é a convecção. Particularmente, na Amazônia, a atividade convectiva é uma característica significativa do clima da região. A atividade convectiva é máxima durante o verão quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está sobre a região e mínima durante o inverno

quando a ZCIT migra para o hemisfério norte. Além disso, a atividade convectiva atinge o pico durante o final da tarde (Adams et al., 2013).

O efeito radiativo das nuvens é diretamente influenciado pelo tipo específico de nuvem, podendo resultar tanto no aquecimento quanto no resfriamento do sistema terrestre. Apesar das nuvens de baixo nível e médio nível interagirem com a radiação terrestre (aprisionando parte dela no planeta), elas produzem um resfriamento líquido da atmosfera e da superfície devido à reflexão no espectro solar pelo topo das nuvens (Liou, 2002) e, portanto, elas diminuem a energia que entra no sistema terrestre. As nuvens cirrus, por sua vez, têm um efeito radiativo que depende da sua profundidade óptica. De forma geral, elas interagem fracamente com a radiação solar, mas absorvem a radiação terrestre e reemitem à sua temperatura. Cirrus finas contribuem majoritariamente para o aquecimento atmosférico, absorvendo e reemitindo parcialmente a radiação térmica terrestre; em contrapartida, cirrus mais densas favorecem o resfriamento terrestre ao refletir a radiação solar (Ackerman et al., 1988). A Figura 1.2 representa a interação de nuvens altas e nuvens baixas com a radiação solar e terrestre.

A interação entre as cirrus e a radiação é determinada pelas suas características micro e macrofísicas. Em uma escala global, Gasparini and Lohmann (2016) calculou a forçante radiativa média associada com as nuvens cirrus no topo da atmosfera, através de um Modelo de Circulação Geral, como sendo $5,7 \text{ Wm}^{-2}$. Na Amazônia, estes valores foram quantificados em $+15,3 \pm 0,4 \text{ Wm}^{-2}$ no topo da atmosfera e $-3,7 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ na superfície (Gouveia, 2018). Esse efeito tem magnitude comparável à forçante radiativa antropogênica causada pelo aumento de dióxido de carbono. Por isso, um grande esforço científico tem sido realizado nas últimas décadas para avançar o conhecimento das suas propriedades, a partir de medidas em superfície (Comstock et al., 2002; Hoareau et al., 2013; Pandit et al., 2015; Gouveia, 2018; Nakoudi et al., 2021), *in-situ* (Spichtinger and Gierens, 2009; Luebke et al., 2013; Krisna et al., 2018), e a bordo de satélites (Sassen et al., 2008, 2009; Winker et al., 2010; Portella, 2022). Contudo, trabalhos sobre essas nuvens em regiões de florestas tropicais ainda são escassos.

Apesar das cirrus desempenharem um papel chave no clima, elas ainda são uma grande fonte de incerteza na previsão do tempo e clima por serem difíceis de representar nos modelos climáticos (Liou, 1986; Lynch et al., 2002; Heymsfield et al., 2017). Essa representação é desafiadora devido a vários fatores, os mecanismos de formação dessas nuvens ainda não são completamente elucidados na literatura e, portanto, sua previsão a partir de modelos físicos é complicado; além disso, o impacto radiativo das nuvens cirrus depende tanto de sua profundidade óptica quanto da fração de céu coberta por elas. Para agravar a complexidade, as nuvens cirrus abrangem um amplo espectro de profundidades ópticas (Lynch et al., 2002). Portanto, informação sobre a frequência de ocorrência e suas propriedades ópticas é crucial para modelagem.

Tendo isso em vista, o objetivo desse trabalho foi estudar as propriedades ópticas

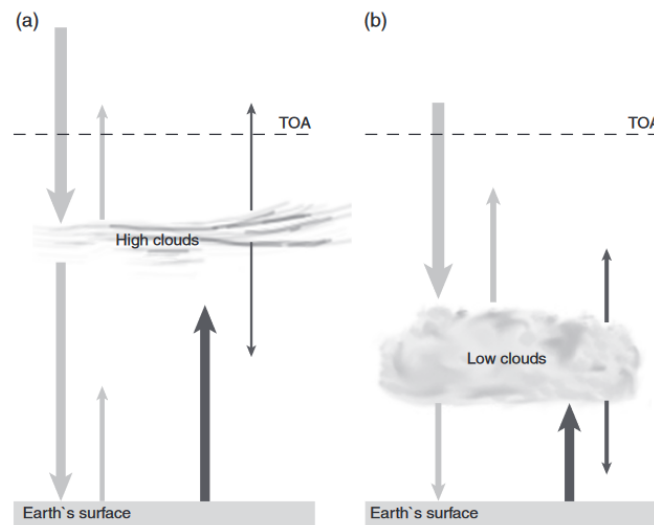


Figura 1.2: Ilustração da interação de nuvens altas e nuvens baixas com a radiação solar (flecha cinza claro) e com a radiação terrestre (flecha cinza escura). Figura retirada de [Lohmann et al. \(2016\)](#).

e geométricas das cirrus na Amazônia, avaliar seu ciclo diurno e sua sazonalidade, e investigar se existem tendências de mudança. O trabalho utilizou medidas realizadas pelo lidar Raman que o Laboratório de Física Atmosférica do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (LFA-IF-USP) operou na Amazônia entre 2011 e 2018.

Esta dissertação está organizada da seguinte maneira. No próximo capítulo, é realizada uma revisão da literatura que incluem trabalhos discutindo os mecanismos de formação de nuvens cirrus, os impactos radiativos dessas nuvens, as propriedades ópticas e o geométricas e tendências de longo prazo. O Capítulo 3 se concentra nos fundamentos teóricos que sustentam o funcionamento de um lidar, explorando o processo de interação da radiação com a atmosfera e a equação do lidar. No Capítulo 4, apresentamos a metodologia utilizada para obter os resultados. Por fim, no Capítulo 5, os resultados encontrados e as discussões são apresentados, enquanto o Capítulo 6 traz as conclusões e perspectivas para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Revisão da Literatura

As nuvens cirrus são nuvens de nível alto compostas inteiramente por cristais de gelo. No geral, elas apresentam uma extensão horizontal muito maior do que uma extensão vertical e são encontradas na região tropical em altitudes entre 6-18 km (Houze, 2014). Nessas altitudes, a velocidade do vento é tão elevada que provoca advecção dos cristais de gelo, conferindo a essas nuvens uma aparência filamentosa. Ademais, as cirrus contêm um baixo conteúdo de água e, portanto, são nuvens opticamente finas (Lohmann et al., 2016).

As nuvens cirrus podem ser classificadas de acordo com a profundidade óptica da camada. Cirrus sub-visuais (SVC) são classificadas como aquelas camadas com profundidade óptica (ver seção 3.1.2) menor ou igual que 0,03, já as cirrus finas são cirrus com profundidade óptica entre 0,03 e 0,3 e as cirrus opacas são nuvens cirrus com uma profundidade óptica maior do que 0,3 (Sassen and Cho, 1992).

Na seguinte seção, revisamos os trabalhos que discutem os mecanismos de formação de cirrus. Em seguida, avaliam-se os impactos radiativos desse tipo de nuvens. Então, é feito um estudo sobre as propriedades ópticas e geométricas das cirrus. Por fim, revisitamos artigos que avaliam tendências de longo prazo nas características e na frequência de ocorrência de nuvens cirrus.

2.1 Mecanismos de formação

Jensen et al. (1996) estudou os possíveis mecanismos de formação de cirrus sub-visual próximos a tropopausa tropical a partir de um modelo unidimensional e bidimensional de nuvens cirrus. Dois mecanismos de formação foram propostos: o desprendimento de cristais de gelo da bigorna de cumulonimbus e geração *in-situ* através do levantamento de uma camada úmida de ar de escala sinótica. O autor concluiu que ambos os mecanismos de formação são plausíveis. Além disso, também foi apontado pelos autores que a absorção de radiação infravermelha pela cirrus resulta num aquecimento da nuvem de alguns graus por dia que pode levar a dois comportamentos distintos. Caso a energia absorvida resulte num levantamento da parcela, isso causará uma ascensão da camada de cerca de 0,2 cm/s e a nuvem poderá durar por até dias alterando pouco suas propriedades ópticas; caso a energia absorvida não resulte num levantamento da parcela, a nuvem se dissipará em pouco tempo. McFarquhar et al. (2000), por sua vez, examinou os mecanismos de formação de cirrus fina

e sub-visual na tropopausa tropical a partir de observações de satélites e medidas *in-situ*. Os autores estimaram que entre 27,5 e 37,8% das nuvens cirrus detectadas pelo SAGE II durante 1989 ocorreram nas proximidades de convecção profunda. Onde uma atividade convectiva foi considerada nas proximidades da nuvem cirrus se estivesse localizada dentro de uma grade de 2,5° por 2,5° adjacente à cirrus.

No estudo de [Mace et al. \(2006\)](#), os autores desenvolveram uma técnica para determinar se as nuvens cirrus observadas na Ilha de Manus (2,058°S, 147,425°E) e na ilha de Nauru (0,521°S, 166,916°E) podem ser associadas a alguma atividade de convecção profunda. Utilizando dados de um radar de nuvens e do GMS (da sigla em inglês *Geosynchronous Meteorological Satellite*), os autores detectaram as nuvens cirrus nos sítios experimentais e utilizaram um modelo de retrotrajetória lagrangeana para identificar se a camada de nuvem detectada poderia ser conectada a uma região com convecção profunda nas 12 horas precedentes a observação da nuvem. Foi observado que as cirrus em Manus são mais associadas com convecção profunda (47% do total de nuvens cirrus observadas) do que em Nauru (16%).

[Sassen et al. \(2009\)](#) foi o primeiro a analisar a relação entre a convecção profunda e as nuvens cirrus no cinturão tropical a partir dos dados do *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP), a bordo do satélite *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO). A diferença em relação aos estudos anteriores foi a utilização de um lidar, instrumento muito mais sensível à presença de nuvens cirrus, em conjunto com o *Cloud Profiling Radar* a bordo do CloudSat. Foi encontrado uma concordância no padrão geográfico das nuvens cirrus e das nuvens de convecção profunda. De acordo com o estudo, a presença de nuvens cirrus é incomum (tem uma frequência de ocorrência menor do que 10%) onde não há convecção profunda. Portanto, os autores apontam uma forte conexão entre nuvens convectivas profundas e cirrus. A formação desses dois tipos de nuvens estão relacionadas direta ou indiretamente. Diretamente a partir da formação de cirrus do desprendimento dos cristais de gelo da bigorna e indiretamente através da umidificação da tropopausa tropical ou geração de ondas de gravidade pela convecção.

Com o objetivo de estudar a produção de cirrus na tropopausa, [Riihimaki and McFarlane \(2010\)](#) utilizou dados do CALIOP para verificar se as cirrus estavam diretamente conectadas a uma nuvem convectiva. Se a cirrus estivesse espacialmente vinculada a uma nuvem convectiva, ela foi categorizada como cirrus convectiva. Com base em medidas realizadas nos trópicos, de julho de 2006 a junho de 2009, identificou-se que 36% das cirrus com base acima de 14 km de altura podem ser associadas diretamente a convecção profunda. Mais a baixo, para altura da base acima de 13 km, o percentual encontrado foi maior, 40%; mais a cima, para altura da base acima de 15 km, essa porcentagem decresceu para 31%. Os autores argumentam que esse resultado é consistente com as conclusões presentes na literatura ([Corti et al., 2006](#); [Folkins and Martin, 2005](#)), que dizem que

o principal desentranhamento de matéria de nuvens convectivas é por volta de 13 km. Filtrando as cirrus com altura de base acima de 14 km, foi observado que 44% das nuvens detectadas na América do Sul podem ser diretamente associadas a uma atividade convectiva. Ressaltamos que esses valores dão uma estimativa para o percentual mínimo de nuvens cirrus que são formadas a partir do desprendimento da bigorna de nuvens convectivas. Caso o desprendimento tenha acontecido e a cirrus não esteja mais conectada a nuvem convectiva, ela não será classificada como cirrus convectiva. Em um trabalho posterior (Riihimaki et al., 2012), os mesmos autores calcularam retrotrajetórias de 24 horas para as nuvens cirrus não classificadas como convectivas nas medidas do CALIOP nos trópicos. Foi identificado que de 54% dessas cirrus não convectivas podiam, de fato, ser mapeadas para algum evento de convecção profunda.

Mais recentemente, Gouveia et al. (2017) estudou nuvens cirrus na Amazônia central a partir de um lidar em solo. Ele detectou uma sazonalidade na frequência de ocorrência de cirrus que segue o ciclo anual de nuvens convectivas, com máximos durante a estação chuvosa e mínimos durante a estação seca. Ademais, pela primeira vez, foi relatado um ciclo diurno bem marcado, com máximo as 18 h, logo após o máximo do ciclo diurno da precipitação convectiva na Amazônia. Diante desse resultado, o autor propõe que o principal mecanismo de formação de nuvens cirrus é devido ao desprendimento da cirrus da bigorna de nuvens de convecção profunda.

2.2 Impactos radiativos

Os impactos radiativos das cirrus dependem da interação dessas nuvens com a radiação solar e com a radiação terrestre. A forçante radiativa é definida como a diferença no saldo de radiação (soma dos fluxos ascendentes e descendentes de onda longa e onda curta) no topo da atmosfera na presença da nuvem e o saldo de radiação na atmosfera de céu-claro (do inglês, *clear-sky*) (Wallace and Hobbs, 2006). O balanço da radiação no topo da atmosfera, tanto em condições normais quanto perturbadas, pode ser determinado de várias maneiras. Entre esses métodos, destacam-se as observações diretas e as estimativas produzidas por modelos de transferência radiativa. A forçante determina se o efeito resultante devido a presença da nuvem é de aquecimento (forçante positiva) ou resfriamento (forçante negativa). No geral, nuvens altas provocam um aquecimento no topo da atmosfera e um resfriamento na superfície Mace et al. (2006). Além disso, cirrus absorvem radiação de onda longa e reemitem à sua temperatura provocando um aquecimento local da atmosfera de alguns graus por dia (Jensen et al., 1996). A forçante radiativa da cirrus varia ao longo do tempo, dependendo da irradiância da luz solar incidente e da sua espessura óptica (Ackerman et al., 1988).

McFarquhar et al. (2000) estudou os impactos radiativos das nuvens cirrus sub-visuais na tropopausa tropical e, ao fazê-lo, os autores identificaram uma contribuição positiva

dessa forçante. A partir de medidas *in-situ* das propriedades microfísicas e utilizando de observações de satélite, os autores estimaram que a forçante radiativa média dessas camadas de nuvens é $1,58 \text{ Wm}^{-2}$ sendo que $2,19 \text{ Wm}^{-2}$ é devido a absorção da radiação infravermelha e $0,61 \text{ Wm}^{-2}$ é devido a reflexão da luz solar.

Utilizando dados coletados no sítio SGP (acrônimo em inglês para *Southern Great Plains*) do ARM (*Atmospheric Radiation Measurement Program*) durante o ano 2000, [Mace et al. \(2006\)](#) avaliou o impacto radiativo das nuvens no topo da atmosfera, superfície e atmosfera. Foi observado que nuvens altas e finas, definidas como nuvens com a altitude de base maior do que 6 km de altura e profundidade óptica menor do que 5, causam um efeito radiativo líquido no topo da atmosfera de aquecimento de $16 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ e um resfriamento na superfície de $-6 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$.

[Haladay and Stephens \(2009\)](#) usaram dados de lidar medidos a partir do CALIPSO e do radar CloudSat para detectar nuvens cirrus da categoria TIC-1 (do inglês, *thin ice cloud*) entre 20° S e 20° N . Cirrus são classificadas com TIC-1 caso elas possam ser detectadas por um lidar, mas não por um radar. Os autores destacam que cirrus TIC-1 tem uma profundidade óptica entre 0,02 e 0,3, contudo essa profundidade óptica não foi corrigida para efeito de espalhamento múltiplo e pode carregar um erro de até 25% (ver seção 4.3.1). Foi computado que a forçante radiativa média dessas cirrus na região tropical é de aproximadamente 4 Wm^{-2} . Além disso, os autores destacam que o efeito radiativo instantâneo de cirrus do tipo TIC-1 no comprimento de onda curto é menor do que 2 Wm^{-2} no topo da atmosfera e na superfície.

[Lee et al. \(2009\)](#) calculou a forçante radiativa de nuvens cirrus finas (profundidade óptica igual ou menor do que 0,3) a partir de dados do MODIS nos trópicos, entre 30° S e 30° N . Foi observado que as nuvens cirrus tem um forçamento radiativo médio líquido positivo no topo de atmosfera (1 Wm^{-2}) por conta do aquecimento pela absorção da radiação de onda longa e um forçamento líquido negativo na superfície ($-1,35 \text{ Wm}^{-2}$) devido a interação dessas nuvens com a radiação de onda curta.

[Kienast-Sjögren et al. \(2016\)](#) estimou os valores da forçantes radiativa média para três sítios experimentais em latitudes médias: Jungfraujoch, Suíça; Zuriq, Suíça, e Jülich, Alemanha. Para essas localidades foram calculada forçantes radiativas iguais à $0,9 \text{ Wm}^{-2}$, $1,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $1,7 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

Na Amazônia, são observados valores maiores. [Gouveia \(2018\)](#) estimou que a forçante radiativa líquida média das nuvens cirrus é de $15,3 \pm 0,4 \text{ Wm}^{-2}$ no topo da atmosfera e de $-3,7 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ na superfície. Além disso, foi observado um ciclo diurno onde a forçante radiativa variou entre $1,7 \pm 23 \text{ Wm}^{-2}$ à tarde e $47(3,1) \text{ Wm}^{-2}$ durante a noite.

A Tabela 2.1 resume os resultados de estudos sobre as forçantes radiativas de nuvens cirrus com diferentes profundidades ópticas em diferentes localidades. Observações mais próximas do equador obtiveram os maiores valores de forçantes radiativas. Os estudos de [Lee et al. \(2009\)](#) e de [Haladay and Stephens \(2009\)](#) tinham como objetivo estudar

Tabela 2.1: Forçante radiativa de nuvens cirrus presentes na literatura ordenadas pela latitude da região considerada.

| Região considerada | Localização | Profundidade óptica da cirrus considerada | Forçante radiativa média (Wm^{-2}) | | |
|--------------------|---------------------|---|---|------------|---|
| | | | Topo da atmosfera | Superfície | |
| Jülich, Alemanha | 51° N 6° L | [0, inf] | 1,6 | | Kienast-Sjögren et al. (2016) |
| Zurique, Suíça | 47° N 9° L | [0, inf] | 1 | | Kienast-Sjögren et al. (2016) |
| Jungfrauoch, Suíça | 47° N 8° E | [0, inf] | 0,9 | | Kienast-Sjögren et al. (2016) |
| Região tropical | 30° S-30° N | [0, 0,3] | 1 | -1,35 | Lee et al. (2009) |
| Região tropical | 20° S-20° N | [0,02, 0,3] | 2,58 | -1,35 | Haladay and Stephens (2009) |
| Amazônia, Brasil | 2,89° S 59,97° O | [0, inf] | 15,3 | -3,2 | Gouveia (2018) |

nuvens cirrus próximas à tropopausa tropical e, portanto, consideraram apenas cirrus opticamente mais finas. Contudo, as cirrus opticamente mais finas nos trópicos apresentam impactos radiativos comparáveis com os resultados para latitudes médias. Particularmente, a importância das nuvens cirrus para o balanço radiativo na Amazônia é relativamente maior do que nas latitudes médias. Ademais, as nuvens tendem a resfriar a superfície e aquecer atmosfera e, por fim, causar um aquecimento líquido no topo da atmosfera.

2.3 Propriedades ópticas e geométricas

As propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus variam tanto espacialmente, quanto temporalmente. Dados do CALIPSO apresentam uma dependência da altura de topo, base e da frequência de ocorrência de cirrus com a latitude, sendo que valores máximos são encontrados nos trópicos e menores são observados à medida que se aproxima dos polos ([Sassen et al., 2008](#)).

Utilizando dados de julho de 2011 à junho 2012 de um lidar em solo, [Gouveia \(2018\)](#) apresentou uma descrição das características das nuvens cirrus na Amazônia. Foi detectado um valor médio para altura de base, topo e espessura de $12,9 \pm 2,2$ km, $14,3 \pm 1,9$ km, $1,4 \pm 1,1$ km, respectivamente. Além disso, para o comprimento de onda de 355 nm, foi obtido uma razão lidar média de $23,3 \pm 8$ sr e uma profundidade óptica de nuvens média de $0,25 \pm 0,46$. Ademais, o autor realiza um levantamento recente das propriedades das nuvens cirrus para regiões tropicais e de latitudes médias. Assim, o levantamento atual focará em estudos mais recentes do que aqueles apresentados por Gouveia. A tabela 2.2 apresenta um resumo das propriedades de cirrus obtidos a partir de medidas de lidar em superfície.

[Dai et al. \(2019\)](#) apresentou medidas de cirrus sobre Nagu, Tibet, realizadas a partir de

um lidar em solo e medidas de radiossondagem durante o verão, de 10 de julho à 16 de agosto de 2014. Observou-se que 4,71%, 61,90% e 33,34% de nuvens cirrus sub-visuais, finas e opacas, respectivamente. Os autores obtiveram um valor médio para altura de base, topo e espessura de $7,46 \pm 1,79$ km, $8,41 \pm 1,88$ km, $1,22 \pm 0,70$ km, respectivamente. Ademais, a profundidade óptica variou entre 0,01 e 3.

Tendo em vista que a dependência geográfica das características das cirrus, [Voudouri et al. \(2020\)](#) estudou as propriedades ópticas e geométricas de nuvens cirrus em 3 sítios experimentais diferentes: Gwal Pahari, Índia, Elandstofein, Africa do Sul, e Kuopio, Finlândia. As medidas em superfície foram realizadas pelo mesmo instrumento durante os anos de 2008 a 2016. Os autores detectaram maiores valores de razão lidar e os menores valores de profundidade óptica no sítio subártico. Além disso, as cirrus foram detectadas em altitudes maiores nos sítios associados a latitudes menores em comparação com o localizado na região subártica.

[Wang et al. \(2020\)](#) analisou as características das nuvens cirrus utilizando dados de março de 2019 a fevereiro de 2020 de um lidar em solo em Wuhan, China. Os autores detectaram uma frequência de ocorrência de cirrus de 48%. As cirrus sub-visuais, finas e opacas foram observadas em, respectivamente, 18%, 51% e 31% dos casos. Com relação as propriedades geométricas, foi observada uma altura de base, topo e espessura de, respectivamente, 10,2 (2,2) km, 12,7 (2,0) km e 2,5 (1,1) km. Além disso, foi observado uma razão lidar e uma profundidade óptica média de 21,6 (7,5) sr e 0,30 (0,36).

[Nakoudi et al. \(2021\)](#) estudou as propriedades das cirrus a partir de medidas de um lidar em solo e radiossondagem tomadas de 2011 à 2020 sobre um sítio experimental no ártico em Ny-Ålesund (78,9° N, 11.9° E), Svalbard. Observou-se uma frequência de ocorrência anual média de 2,7% no local. As alturas de base e topo são menores quando comparadas com as alturas de base e topo medidas em regiões tropicais e de latitude médias. A altura de base, topo e espessura geométrica observadas foram, respectivamente, 7,1 km, 9,5 km e 2,0 km. A razão lidar obtida foi de 33 (9) sr. O autor afirma que esse resultado está de acordo com a tendência de observar valores maiores de razão lidar em latitudes maiores conforme descrito em [Voudouri et al. \(2020\)](#).

Em geral, os resultados presentes na literatura evidenciam uma tendência de sítios experimentais mais próximos da tropopausa encontrarem cirrus em altitudes maiores. Essa tendência está correlacionada com a altura da tropopausa. A Figura 2.1 mostra a altura média da tropopausa e as alturas de topo de cirrus obtidos nos diferentes estudos (apresentados na Tabela 2.2) em função da latitude. No geral, nuvens cirrus são observadas próximas à tropopausa. Dentre todos os estudos que realizaram a correção por espalhamento múltiplo, foi obtido uma razão lidar média igual à 25 sr com um desvio padrão de 10 sr no comprimento de onda de 355 nm. Cirrus não são nuvens opticamente espessas e, portanto, são nuvens difíceis de serem detectadas e cirrus sub-visuais representam uma categoria especialmente desafiadora para estudos; a frequência dessas nuvens, conforme relatada

nos diversos estudos, varia significativamente de 3% a 65%, essa grande variação deve-se, em grande parte, ao fato de que a detecção dessas nuvens é fortemente influenciada pelo equipamento experimental utilizado na pesquisa. Portanto, o limite de detecção dessas nuvens deve ser bem definido para não subestimar a frequência de ocorrência das cirrus.

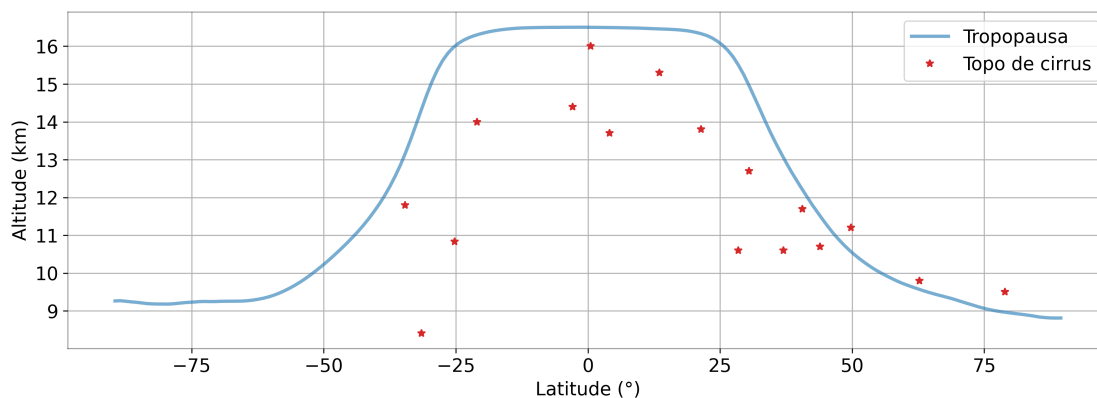


Figura 2.1: Representação da altura da tropopausa em função da latitude e resultados da altura de topo de nuvens cirrus presentes na literatura em função da latitude do sítio experimental.

2.4 Tendências

Embora existam muitos estudos centrados nas propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus, os estudos dedicados à análise das tendências a longo prazo dessas propriedades são escassos.

Warren et al. (2007) utilizou um banco de dados para observação do clima a partir de 5400 estações em chão espalhadas por todos os continentes. O estudo avaliou a cobertura de 9 tipos diferentes de nuvens durante o período de 26 anos, de 1971 à 1996. Foi observado uma tendência global de diminuição de cobertura de nuvens de -0,7% por década. Analisando essa tendência em função do tipo de nuvens verificou-se que as nuvens que mais sofreram uma variação na frequência de ocorrência foram nuvens do tipo cirrus, com uma tendência de diminuição da sua presença sobre todos os continentes. Na média global, a frequência de cirrus diminuiu de 0,6% por década. Particularmente, na América do Sul central e na costa leste, foi detectado uma diminuição de 1,2% na frequência de nuvens altas por década. Contudo, é apontado que, dentre todas, as nuvens cirrus têm a menor profundidade óptica e, portanto, a detecção dessas nuvens por um observador em superfície é difícil. Eastman and Warren (2013) continuaram esse trabalho, utilizando apenas as estações que tem uma série temporal mais longa de observações da cobertura de nuvens. Nesse caso, foi detectado uma diminuição de nuvens cirrus global média de 0,2% por década.

Tabela 2.2: Propriedades das nuvens cirrus presentes na literatura ordenadas pela latitude do sítio experimental. As faixas horizontais separam as regiões polares, latitude médias e trópicos. Os trabalhos indicados com * são discutidos em [Gouveia \(2018\)](#) e as razões Lidar sinalizadas com † não efetuaram a correção para espalhamento múltiplo (ver seção 4.3.1). Alterado de [Gouveia \(2018\)](#).

| Sítio de medida | Período de estudo | λ (nm) | Altitude (km) | | Espessura | Frequência (%) | | LR (sr) |
|---|---|----------------|---------------|--------|-----------|----------------|-------|---------|
| | | | Base | Topo | | SVC | Fina | |
| Ny-Ålesund, Svalbard 78,9° N, 11,9° L | 2011 a 2020 Nakoudi et al. (2021) | 355 | 7,1 | 9,5 | | | | 33 |
| Kuopio, Finlândia 62,74° N, 27,54° L | 2008 a 2016 Voudouri et al. (2020) | 355 | 8,60 | 9,80 | 1,20 | 3 | 71 | 33 |
| Salt Lake City, Utah, EUA* 49,8° N, 111,8° N | 1986 a 1996 Sassen and Comstock (2001) | 694 | 8,8 | 11,2 | 1,8 | 50 | | |
| Haute Provence, França* 43,9° N, 5,7° L | 1997 a 2007 Hoareau et al. (2013) | 532/1064 | 9,3 | 10,7 | 1,4 | 38 | | 18,2 |
| Thessaloniki, Grécia* 40,6° N, 22,9° L | 2000 a 2006 Giannakaki et al. (2007) | 355/532 | 8,6 | 11,7 | 2,7 | | 57 | 30 |
| Seoul, Coreia do Sul* 37° N, 127° L | 2006 a 2009 Kim et al. (2014) | 532/1064 | 8,8 | 10,6 | | | | 20 |
| Buenos Aires, Argentina* 34,6° S, 58,5° O | 2001 a 2005 Lakkis et al. (2009) | 532 | 9,6 | 11,8 | 2,4 | | | |
| Nagu, Tibet 31,48° S, 96,02° L | Jul-Ago 2014 Dai et al. (2019) | 532 | 7,46 | 8,41 | 1,22 | 4,76 | 61,90 | |
| Wuhan, China 30,5° N 114,3° L | 2019 a 2020 Wang et al. (2020) | 532 | 10,2 | 12,7 | 2,5 | 18 | 51 | 21,6 |
| Gwal Pahari, Índia 28,43° N, 77,15° L | 2008 a 2016 Voudouri et al. (2020) | 355 | 9,00 | 10,60 | 1,50 | 0 | 20 | 27 |
| Elandsfotein, África do Sul 25,25° S, 29,43° L | 2008 a 2016 Voudouri et al. (2020) | 355 | 9,20 | 10,836 | 1,60 | 2 | 61 | 26 |
| Camagüey, Cuba* 21,4° N, 77,9° O | 1993 a 1998 Marrero and Barja (2006) | 532 | 11,6 | 13,8 | | 25 | | |
| Reunion, França* 21° S, 55° L | 1996 a 2001 Cadet (2003) | 532 | 11 | 14 | | 65 | | 18,3† |
| Gadanki, Índia* 13,5° N, 79,2° L | 1998 a 2013 Pandit et al. (2015) | 532 | 13,0 | 15,3 | 2,3 | 52 | 36 | |
| Hulhule, Maldivas* 4,1° N, 73,3° L | 1999 a 2000 Seifert et al. (2007) | 532 | 11,9 | 13,7 | 1,8 | 15 | 49 | 32 |
| Mahé, Seychelles* 4,4° S, 55,3° L | Fev-Mar 1999 Pace (2003) | 532 | | | 0,2-2 | | | 19† |
| Amazônia, Brasil 2,89° S, 59,97° O | Jul 2011 a Jun 2012 Gouveia (2018) | 355 | 12,7 | 14,4 | 1,7 | 41,6 | 37,8 | 23,3 |
| Nauru 0,5° S, 166,9° L | Abr-Nov 1999 Comstock et al. (2002) | 532 | ~14 | ~16 | | | | |

O estudo de [Hoareau et al. \(2013\)](#) analisou tendências na cobertura de nuvens cirrus sobre a França (43,9° N, 5,7° E) a partir de dados de um lidar em solo e dados obtidos a partir do CALIOP. Não foi detectada uma sazonalidade marcante, por ambas as técnicas, uma vez que os autores observaram que as nuvens cirrus ocorrem em cerca 37% do tempo de maneira quase constante durante o ano todo. A partir dos dados do lidar em solo, os autores detectaram um decréscimo, estatisticamente insignificante, na frequência de ocorrência de cirrus em $3\% \pm 5\%$ por década.

[Pandit et al. \(2015\)](#), por sua vez, usando um lidar em solo em Gadanki (13,5° N, 79,3° E), Índia, analisou as tendências de longo prazo de cirrus a partir de um conjunto de dados gerados entre 1998-2013 contendo 6246 horas de medida. Os autores detectaram uma grande sazonalidade na presença de nuvens cirrus com um máximo durante a estação de monções (76%) e um mínimo durante o inverno (33%). Contrastando com os resultados obtidos em [Hoareau et al. \(2013\)](#), foi detectado um aumento na frequência de ocorrência de nuvens cirrus em 16 km de $8,4\% \pm 8,0\%$ durante o período de 16 anos ou $5,2\% \pm 5,0\%$ por década, porém esse aumento também foi estatisticamente insignificante. Contudo, tendências estatisticamente significantes foram observadas na altura de topo das nuvens cirrus, sendo detectado um aumento de 0,56 km na altitude do topo durante os 16 anos de medida. Os autores observaram uma correlação entre o tamanho da tropopausa tropical e a altura do topo das cirrus, uma vez que entre 2002-2012 também foi detectado um aumento na altura da tropopausa sobre Gadanki. O trabalho não concluí, entretanto, se isso pode ter influenciado na alteração da altura de topo detectada ou, ao contrário, que as cirrus podem ter influenciado no aumento da altura da tropopausa.

Tendo em vista as mudanças climáticas e o desmatamento da floresta Amazônica, [Sena et al. \(2018\)](#) investigou as mudanças da sazonalidade do ciclo convectivo nessa floresta tropical durante as últimas décadas. Para tanto, foram obtidos as propriedades das nuvens a partir de *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES)-6, -7, -8 e -12 a partir do ISCCP (da sigla em inglês *International Satellite Cloud Climatology Project*). O ISCCP é um projeto que coleta e analisa medições da radiância de satélite para inferir a distribuição global das nuvens e as suas propriedades. Os autores observaram um decréscimo na cobertura de nuvens nas últimas décadas, onde uma redução na cobertura de nuvens altas é o principal contribuinte. Foi observado uma diminuição de 4% por década na cobertura de nuvens total e um decréscimo mais acentuado de 6% por década às 8 horas (horário local) devido à uma menor presença de nuvens cirrus remanescentes formadas a partir do desprendimento de cristais de gelo da bigorna de nuvens convectivas profundas na tarde anterior. Foi apontado que talvez exista uma modificação no mecanismo de formação de nuvens na Amazônia, favorecendo a formação de nuvens médias em detrimento de nuvens baixas e altas.

[Nakoudi et al. \(2021\)](#) estudou pela primeira vez as tendências de nuvens cirrus sobre um sítio ártico, Ny-Ålesund (78,9° N, 11,9° L), a partir de medidas de um lidar em solo

e radiossondagem tomadas de 2011 a 2020. A partir dos 10 anos de medida, nenhuma tendência nas características das cirrus foi detectada.

Li and Groß (2022) utilizou dados de março de 2010 à fevereiro de 2020 do CALIOP e determinou a sazonalidade e as tendências de longo prazo de nuvens cirrus sobre a Europa (35°N-60°N, 15°W-15°E). Esse estudo está inserido dentro do contexto de um aumento da frota aérea europeia. É bem conhecida a capacidade da aviação de produzir linhas de condensação, *contrail* (do inglês), que podem aumentar a cobertura global de cirrus e/ou modificar as suas propriedades. Tendo isso em vista, os autores excluíram a presença de cirrus devido a convecção profunda e detectaram uma alta sazonalidade na taxa de ocorrência de nuvens cirrus não-convectivas, com máximas durante o inverno e mínimas durante o verão. A taxa de ocorrência de nuvens apresentou uma tendência de pequeno decréscimo durante o período estudado, contudo foi observado uma tendência de aumento na altura de ocorrência de nuvens cirrus 0,0238 km/ano no período de 2010-2020 e um aumento mais acentuado de 0,0447 km/ano durante o período de 2013-2020. As tendências são estatisticamente significativas de acordo com o teste estatístico Mann-Kendall.

Por fim, o primeiro estudo sobre as tendências recentes nas nuvens cirrus sobre a Amazônia (12,5°S-2,5°N, 50°W-74°W) foi realizado por Portella (2022). Usando dados do CALIOP, de 2006 a 2017, o autor observou-se uma redução média de $0,7 \pm 0,2\%$ na frequência de ocorrência de nuvens cirrus por ano, em concordância com os resultados de Sena et al. (2018).

A Tabela 2.3 apresenta as tendências recentes de diminuição da frequência de ocorrência de nuvens cirrus presentes na literatura. Com exceção do sítio experimental em Gadanki, Índia, que observou um aumento na frequência de cirrus em 16 km, contudo esse aumento pode ser justificado por conta do aumento na altura da tropopausa e não devido a um aumento na frequência de ocorrência de cirrus. Contudo, no geral, as tendências observadas não são estatisticamente significativas e, portanto, necessita-se de mais estudos para verificar se essas tendências são realmente consistentes ou se são apenas flutuações aleatórias.

Tabela 2.3: Resumo das tendências observadas na frequência de ocorrência de nuvens cirrus, conforme documentado na literatura. A * indica que a tendência foi observada apenas para as nuvens cirrus em 16 km de altura.

| Localização | Período de estudo | Tipo de nuvem | Tendência na frequência de ocorrência (% por década) | |
|--|-------------------|-----------------|--|---------------------------------------|
| Costa leste e interior da América do Sul | 1971-1996 | Cirrus | -1,2 | Warren et al. (2007) |
| 78,9° N 11,9° L | 2011-2020 | Cirrus | 0 | Nakoudi et al. (2021) |
| 43,9° N 5,7° E | 1996-2007 | Cirrus | -3 (5) | Hoareau et al. (2013) |
| 35°N-60°N 15°W-15°E | Mar 2013-Fev 2020 | Contrail cirrus | -0,9 | Li and Groß (2022) |
| 13,5° N 79,3° E | 1998-2013 | Cirrus | +8 (8)* | Pandit et al. (2015) |
| 12,5°S-2,5°N 50°W-74°W) | 2006-2017 | Cirrus | -7 (2) | Portella (2022) |

Capítulo 3

Fundamentação Teórica

3.1 Propagação da radiação na atmosfera

Ao interagir com a matéria, a radiação eletromagnética pode ser absorvida ou sofrer espalhamento. Isso depende das características tanto da radiação incidente quanto da matéria considerada. Ambos os fenômenos retiram energia da onda incidente e, portanto, esses processos atenuam a radiação e essa atenuação é chamada de extinção. Na atmosfera, as componentes que são responsáveis pelo espalhamento e absorção da radiação são: os gases, os aerossóis e os hidrometeoros. Seguindo a definição de [Liou \(2002\)](#), o processo de absorção ocorre quando a energia presente na radiação incidente é transformada em outro tipo de energia dentro do material que a absorveu. Por exemplo, quando a radiação é absorvida por uma molécula, a energia absorvida pode ser transformada em energia vibracional, rotacional ou pode levar à excitação dos elétrons da molécula para níveis mais energéticos. Em outros casos, a energia da onda incidente pode ser transformada em energia térmica.

O processo de espalhamento, por sua vez, ocorre quando a radiação incidente é absorvida e reemitida em todas as direções, o que faz com que o feixe incidente se espalhe. Esse processo é caracterizado pela alteração da trajetória da onda original. O espalhamento pode ser classificado como elástico ou inelástico. O espalhamento será chamado de inelástico caso exista uma mudança no comprimento de onda da radiação reemitida em comparação com o comprimento de onda da radiação incidente. O espalhamento será chamado de elástico caso o comprimento da onda incidente e o comprimento da onda espalhado pelo material sejam iguais.

No contexto de espalhamento elástico, o espalhamento da radiação por gases e partículas na atmosfera podem ser classificados em espalhamento Rayleigh ou espalhamento Mie, respectivamente. Considerando uma partícula espalhadora esférica de raio a e uma onda eletromagnética incidente com comprimento de onda λ , define-se o parâmetro de tamanho como $x = 2\pi a/\lambda$. Caso o tamanho da partícula seja desprezível em relação ao comprimento de onda, ou seja quando $x \ll 1$, o espalhamento é chamado de Rayleigh; e o espalhamento é chamado de Lorenz-Mie quando o tamanho das partículas é aproximadamente igual ao do comprimento de onda incidente, ou seja quando $x \approx 1$.

3.1.1 Espalhamento Rayleigh

Como já descrito, quando o comprimento de onda da radiação incidente é muito maior do que o tamanho do material espalhador, o espalhamento pode ser descrito a partir do espalhamento Rayleigh ou molecular. Nesse caso, de acordo com [Liou \(2002\)](#), temos que a intensidade da luz espalhada I à uma distância r , dada uma radiação incidente não polarizada de intensidade I_0 e com comprimento de onda λ é dada por

$$I = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \Theta}{2} \quad (3.1)$$

onde α é a polarizabilidade das moléculas da atmosfera, que depende do índice de refração, e Θ é o ângulo de espalhamento, ou seja o ângulo entre a luz incidente e a luz espalhada. Uma característica fundamental do espalhamento Rayleigh é a dependência espectral da radiação espalhada, com a intensidade de luz espalhada sendo proporcional ao inverso da quarta potência do comprimento de onda.

Uma grandeza importante para descrever o espalhamento da radiação é a função de fase. A função de fase descreve a distribuição angular da energia espalhada e é dada pela distribuição de probabilidade $P(\cos \Theta)$. Essa função é normalizada em todas as direções, ou seja sua integral em todo ângulo sólido vale

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos \Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1. \quad (3.2)$$

Para o espalhamento Rayleigh, a função de fase é [Liou \(2002\)](#)

$$P(\cos \Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \Theta). \quad (3.3)$$

3.1.2 Lei de Beer-Bourger-Lambert

A Figura 3.1 representa um feixe de luz incidente com comprimento de onda λ atravessando um meio de espessura ds (m), densidade ρ (kg m^{-3}), que pode tanto absorver quanto espalhar a radiação, com uma seção de choque de massa k_λ ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$). A intensidade de luz inicial I_λ se tornará $I_\lambda + dI_\lambda$ após atravessar um elemento de distância ds e, nesse caso, a variação da intensidade será dada por

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds. \quad (3.4)$$

O produto $k_\lambda \rho$ é igual ao coeficiente de extinção α_λ (m^{-1}), que descreve a atenuação da intensidade da luz incidente devido ao processo de extinção. Em outras palavras, o coeficiente de extinção fornece a probabilidade por unidade de caminho de que um fóton seja removido do feixe ao atravessar o meio. É importante observar que o

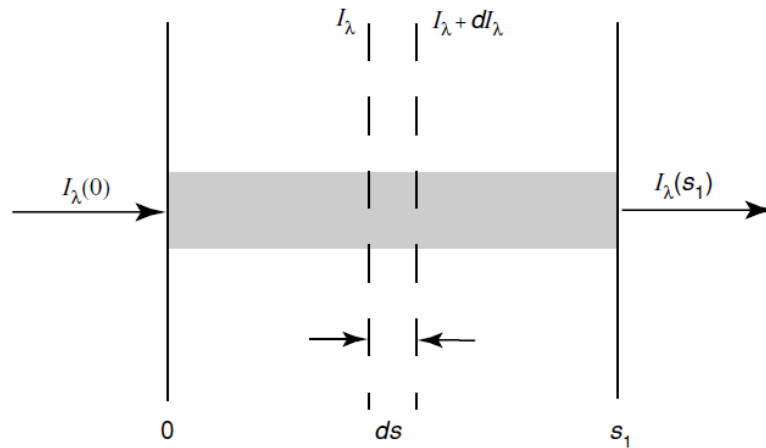


Figura 3.1: Variação da intensidade da luz devido ao processo de extinção ao atravessar um meio. Fonte: Liou (2002).

coeficiente de extinção é a soma dos coeficientes de absorção e de espalhamento, ou seja, $\alpha_\lambda = \alpha_\lambda^{abs} + \alpha_\lambda^{esp}$. Por sua vez, cada um destes coeficientes incluem a contribuição dos diversos constituintes, ou seja, gases, partículas e hidrometeoros.

Podemos, ainda assim, reescrever a equação (3.4) da forma geral

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -\alpha_\lambda ds. \quad (3.5)$$

Considerando que a radiação em $s = 0$ seja $I_\lambda(0)$ e integrando a equação acima, obtemos a lei de Beer-Bourger-Lambert,

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0)e^{-\int_0^{s_1} \alpha_\lambda ds}. \quad (3.6)$$

que explicita o carácter exponencial da atenuação da radiação atravessando um meio.

A integral do o coeficiente de extinção α_λ é a profundidade óptica do meio τ , do ponto 0 até o ponto s_1 . Como iremos discutir mais a frente, a extinção devido as moléculas é conhecida, por isso as medidas experimentais buscam obter as propriedades das partículas. Assim, distinguimos a profundidade óptica de aerossóis (AOD, do inglês *aerosol optical depth*) e a profundidade óptica da nuvem (COD, do inglês *cloud optical depth*), que se referem a integral do coeficiente de extinção dos aerossóis e das nuvens, respectivamente.

Por fim, é possível descrever a transmissividade T_λ do meio entre o ponto inicial e s_1 como a razão entre a intensidade da luz nesses dois pontos, ou seja

$$T_\lambda = \frac{I_\lambda(s_1)}{I_\lambda(0)} = e^{-\tau}. \quad (3.7)$$

3.2 Lidar elástico

O lidar, acrônimo para *Light Detection And Ranging*, é um instrumento de sensoriamento remoto baseado em laser e tem um funcionamento semelhante ao do radar. Os instrumentos lidar apresentam como vantagem a alta precisão nas medições, permitindo observar a atmosfera com detalhes tanto em termos de espaço quanto de tempo. A Figura 3.2 descreve as componentes básicas de um lidar. Esse equipamento pode ser separado em duas componentes distintas: o transmissor e o receptor.

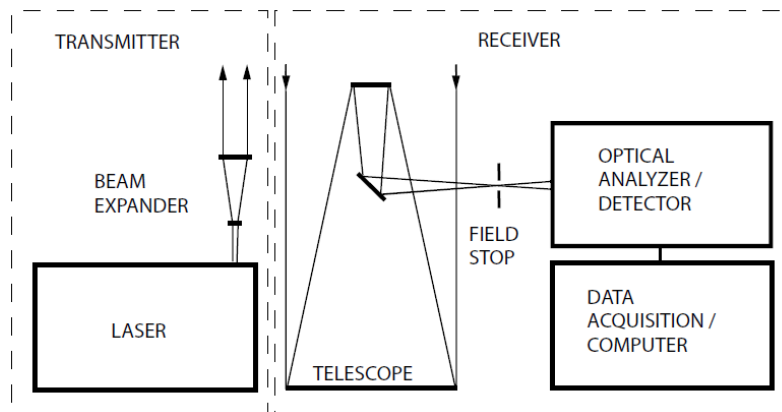


Figura 3.2: Principais componentes de um lidar. Fonte: [Weitkamp \(2005\)](#).

A componente transmissora é composta por um laser e um expansor de feixe. Esse subsistema emite pulsos curtos, colimados e intensos de ondas eletromagnéticas, em torno dos comprimentos de onda visíveis, na atmosfera. A função do expansor de feixe é diminuir a divergência do laser e aumentar o volume da atmosfera iluminado pelo feixe.

Conforme os pulsos se propagam e interagem com moléculas, partículas e/ou hidrometeoros, eles são espalhados em todas as direções. Uma porção da luz é retroespalhada, ou seja, é espalhada com um ângulo de espalhamento de 180° com relação à radiação incidente. Na Figura 3.4 é possível ver um pulso de laser interagindo com um volume espalhador.

A razão entre o campo de visão do sistema receptor e do sistema transmissor delimita a capacidade do lidar de realizar medidas próximas ao lidar. Na Figura 3.4 está representado o campo de visão do telescópio e do laser. Em pequenas distâncias, apenas parte da luz retroespalhada é capturada pelo telescópio e, portanto, apenas parte da luz que de fato foi retroespalhada foi medida. Essa dependência varia com altura, mas a partir de certa altitude, existe uma sobreposição completa entre o campo de visão do laser e do telescópio e esse efeito pode ser desprezado. A Figura 3.3 apresenta a função de sobreposição (do inglês, *overlap*) que quantifica a razão entre o campo de visão do sistema receptor e do sistema transmissor (ver seção 3.2.1).

Os fótons retroespalhados são coletados por um telescópio no subsistema receptor do lidar e o telescópio focaliza esses fótons em um fotodetector, tipicamente um tubo

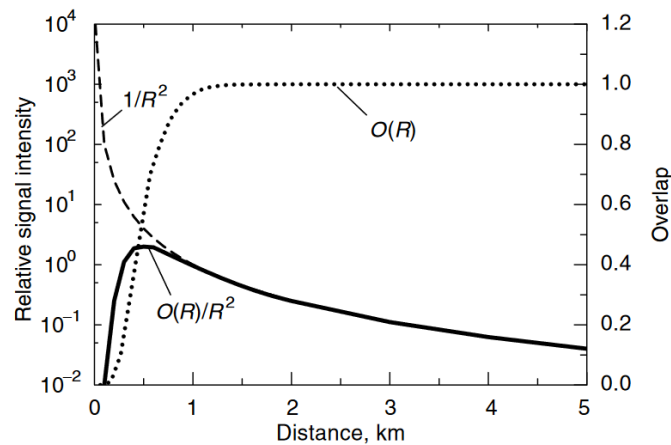


Figura 3.3: Razão entre o campo de visão do sistema receptor e do sistema transmissor em função da altura. Fonte: [Weitkamp \(2005\)](#)

fotomultiplicador. Neste caminho óptico, existem filtros para selecionar exatamente o comprimento de onda de interesse, reduzindo substancialmente o ruído de fundo advindo da luminosidade do céu. Então, é realizado a detecção desse sinal através de um detector óptico. Os dados são gravados no modo analógico (AN) e no modo *photon-counting* (PC). A técnica AN corresponde em transformar em sinal digital a corrente média produzida pelos pulsos de fótons. O método *photon-counting*, por sua vez, corresponde a realização da contagem de fótons individualmente. Quando estamos lidando com um sinal retroespalhado fraco, como é o caso do sinal retroespalhado em altas altitudes, a técnica de contagem de fótons é mais apropriada. O sinal analógico é mais conveniente, portanto, em alturas próximas ao lidar onde o sinal é intenso.

Além do sinal retroespalhado, também é medido o tempo de retorno do pulso retroespalhado desde o tempo de emissão do pulso. Portanto, a intensidade do sinal retroespalhado é medida em função do tempo. Como a velocidade de propagação da luz no ar é conhecida, é possível converter o tempo em distância. Assim, é possível realizar uma medida da quantidade de material espalhador em função da altura, como apresentado na Figura 3.5. Realizando uma sequência de medidas, é possível observar as mudanças no perfil vertical dos constituintes da atmosfera. O painel da esquerda da Figura 3.5 apresenta um típico exemplo de medidas com o lidar do LFA-IF-USP, e podemos identificar os aerossóis na camada limite planetária, abaixo de 2 km, e também a presença de uma nuvem cirrus, entre 13 e 17 km. O painel da direita apresenta um exemplo de perfil de Lidar; nesse caso, o perfil foi obtido tomando a média do sinal apresentado no painel da esquerda.

Finalmente, é importante ressaltar que o lidar descrito nesta seção se trata de um lidar elástico, ou seja, o comprimento de onda da radiação capturada e medida pelo sistema receptor é o mesmo comprimento de onda da radiação enviada pelo sistema emissor. Este tipo de lidar é o mais simples dentre todos os tipos de lidar, mas é bastante utilizado para medir aerossóis e nuvens na atmosfera. O sistema lidar do LFA-IF-USP, que será descrito

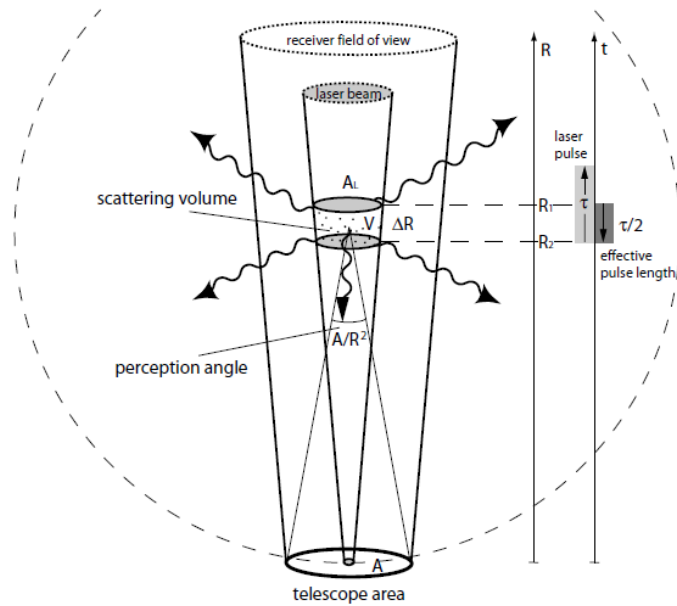


Figura 3.4: Representação da geometria do lidar e da interação do feixe de fótons com um material espalhador. Fonte: [Weitkamp \(2005\)](#)

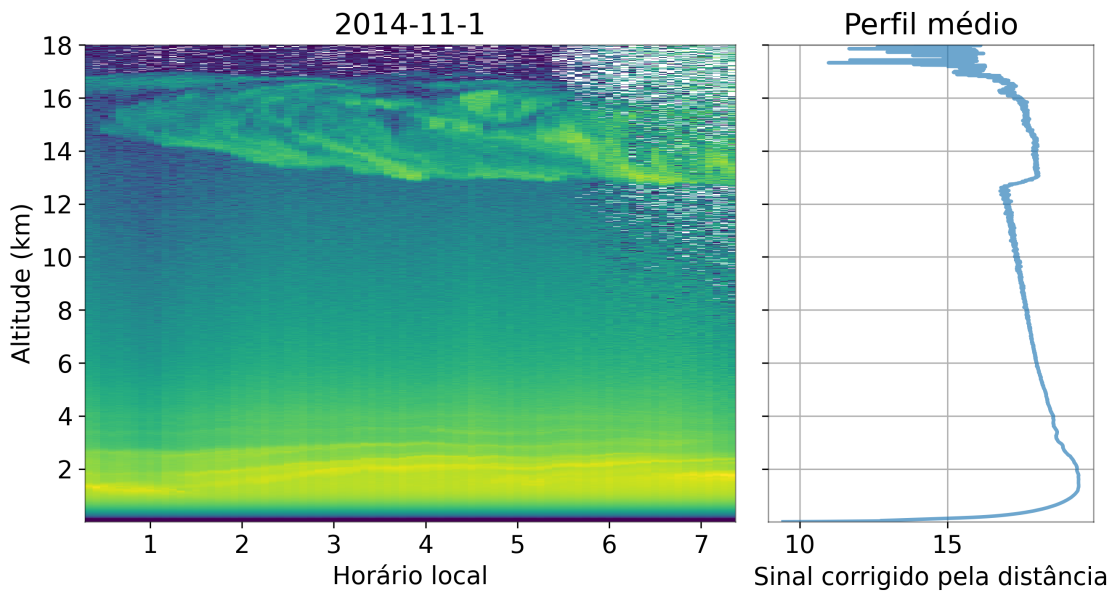


Figura 3.5: O painel da direita mostra o logaritmo do sinal corrigido pela distância em função da altura e do tempo. O painel da esquerda mostra o perfil do sinal do Lidar médio gerado pelo sinal do painel da direita. Exemplo de dados coletados para o dia 1 de novembro de 2014.

na seção 4.2.1, possui um canal elástico e dois canais inelásticos, e por isso é considerado um lidar Raman. Nesta dissertação, entretanto, utilizamos apenas o canal elástico, por isso as próximas seções descrevem como interpretar as medidas realizadas por lidar elásticos.

3.2.1 Equação do Lidar Elástico

No caso do lidar elástico, de acordo com [Weitkamp \(2005\)](#), a equação que descreve a intensidade do sinal do lidar em uma dada altura z e comprimento de onda λ é dada de forma genérica por

$$P(z, \lambda) = K \cdot G(z) \cdot \beta(z, \lambda) \cdot T(z, \lambda). \quad (3.8)$$

O fator K representa todas as constantes independentes da altura e é dado por

$$K = P_0 \frac{c\tau}{2} A_{\text{tel}} \eta_{\text{eff}} \quad (3.9)$$

onde P_0 é a potência inicial do pulso, Δt é o tamanho temporal do pulso e $c\Delta t/2$ é, portanto, o comprimento do pulso onde c é a velocidade da luz. Com isso, podemos calcular a intensidade inicial do feixe através de $E_0 = P_0\Delta t$. Além disso, A_{tel} representa a área do telescópio, η_{eff} é a eficiência de detecção da luz retroespalhada.

O segundo fator que compõe a equação do lidar é o fato geométrica $G(z)$

$$G(z) = \frac{O(z)}{z^2} \quad (3.10)$$

onde $O(z)$ é conhecida como função *overlap* e descreve a relação entre o campo de visão do feixe de laser e o campo de visão do telescópio, assumindo valores entre 0 e 1 (ver Figura 3.3). Importante notar que, para as altitudes típicas de nuvens cirrus, temos que $O(z) = 1$. O decrescimento quadrático da intensidade do sinal descreve a dispersão sofrida pelo sinal retroespalhado.

O coeficiente de retroespalhamento $\beta(z, \lambda)$ indica a quantidade de luz que retorna ao lidar em uma dada altura e comprimento de onda. Ele depende tanto da seção de choque diferencial de espalhamento $\frac{d\sigma_{j,\text{sca}}}{d\Omega}$ para o ângulo de espalhamento igual à 180° quanto da concentração do material espalhador N_j , ou seja é possível escrever

$$\beta(z, \lambda) = \sum_j N_j(z) \frac{d\sigma_{j,\text{sca}}}{d\Omega}(\pi, \lambda) \quad (3.11)$$

onde a soma j é realizada sobre todas as componentes espalhadoras presentes no volume iluminado pelo pulso de laser.

Enfim, o termo de transmissão $T(z, \lambda)$ descreve a atenuação do sinal devido a interação da luz com a matéria. Portanto, utilizando a lei de Beer-Lambert-Bouguer, temos

que o termo de transmissão é dado por

$$T(z, \lambda) = \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(z', \lambda) dz' \right] \quad (3.12)$$

onde o fator 2 é devido ao fato de que o pulso laser foi extinto no caminho de ida até o material espalhador e que o sinal retroespalhado foi extinto no retorno ao sistema lidar.

Por fim, temos que a equação do lidar fica

$$P(z, \lambda) = P_0 \frac{c \Delta t}{2} A_{\text{tel}} \eta_{\text{eff}}(\lambda) \frac{O(z)}{z^2} \beta(z, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha(z', \lambda) dz' \right]. \quad (3.13)$$

Tanto o coeficiente de extinção quanto o coeficiente de retroespalhamento podem ser separados em termos moleculares e termos associados às partículas da atmosfera, ou seja

$$\beta(z) = \beta_{\text{mol}}(z) + \beta_{\text{par}}(z) \quad (3.14)$$

e

$$\alpha(z) = \alpha_{\text{mol}}(z) + \alpha_{\text{par}}(z) \quad (3.15)$$

onde os índices mol e par significam moléculas e partículas. Além disso, como já discutimos, o coeficiente de extinção inclui a contribuição dos processos de espalhamento e absorção.

Conhecendo os perfis de temperatura e pressão da atmosfera, os coeficientes moleculares podem ser calculados com precisão a partir da teoria do espalhamento Rayleigh (ver seção 3.2.2), uma vez que absorção devido aos gases na atmosfera pode ser desprezada. Para os comprimentos de onda tipicamente utilizados nos sistemas lidar (355, 532 e 1064 nm). Restam, assim, duas incógnitas α_{par} e β_{par} e temos apenas uma equação. Portanto, não é possível fazer a inversão da equação do lidar elástico sem realizar alguma suposição sobre os parâmetros atmosféricos, como veremos logo adiante.

Tendo os coeficientes de extinção e de retroespalhamento, é possível definir a razão lidar (RL) como

$$\text{RL}(z) = \frac{\alpha(z)}{\beta(z)}. \quad (3.16)$$

Essa grandeza é uma propriedade intensiva dos constituintes da atmosfera e depende de suas características microfísicas, químicas e morfológicas (Weitkamp, 2005). É o parâmetro mais importante para calcular os coeficientes de extinção e retroespalhamento de partículas na atmosfera a partir de um Lidar elástico (ver seção 4.3.4).

Antes de prosseguir, destacamos que, tendo a equação do lidar e os perfis dos coeficientes de extinção e retroespalhamento moleculares, é possível construir um sinal teórico

puramente molecular, através de

$$P_{\text{mol}}(z, \lambda) = K \frac{O(z)}{z^2} \beta_{\text{mol}}(z, \lambda) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha_{\text{mol}}(z', \lambda) dz' \right]. \quad (3.17)$$

Essa equação representa a intensidade do sinal do lidar em uma atmosfera sem aerossóis e hidrometeoros. Assim, ela informa o decaimento esperado para o sinal do lidar em regiões (faixas de altitude) da atmosfera onde existam apenas moléculas, ou seja, onde a concentração de partículas é dispersível. Essa "referência molecular" será fundamental para resolver a equação do lidar, como detalhado na seção 4.3.4.

3.2.2 Coeficientes de extinção e retroespalhamento moleculares

Os perfis dos coeficiente de extinção α_{mol} e de retroespalhamento β_{mol} moleculares podem ser calculados com precisão tendo os perfis de temperatura $T(z)$ e pressão $p(z)$. Neste trabalho, calculamos os coeficientes moleculares utilizando as equações desenvolvidas por Bucholtz (1995). Nesse trabalho, o autor faz uma estimativa mais precisa da seção de choque do espalhamento Rayleigh para o ar, levando em consideração a variação do fator de depolarização com o comprimento de onda e com a concentração dos diversos gases traço na atmosfera. Segundo Bucholtz, os coeficientes de extinção e retroespalhamento moleculares são dados por

$$\alpha_{\text{mol}}(\lambda, z) = N_{\text{std}} \sigma_{\text{std}}(\lambda) \frac{p(z) T_{\text{std}}}{p_{\text{std}} T(z)} \quad (3.18)$$

e

$$\beta_{\text{mol}}(\lambda, z) = \frac{\alpha_{\text{mol}}(\lambda, z)}{4\pi} \rho(\pi, \lambda) \quad (3.19)$$

onde λ é o comprimento de onda, z é a altitude, N é a densidade numérica de moléculas de ar por unidade de volume, $\sigma(\lambda)$ é a seção de choque de espalhamento Rayleigh pela moléculas de ar, $\rho(\pi, \lambda)$ é a função de fase para o ângulo de espalhamento de 180° , e $p(z)$ e $T(z)$ são a pressão e temperatura na altitude z . O subíndice std denota que as grandezas são referenciadas nas condições padrão de temperatura e pressão, ou seja para $p_{\text{std}} = 1013,25$ hPa, $T_{\text{std}} = 288,15$ K, onde a densidade de moléculas é $N_{\text{std}} = 2,54690 \times 10^{19}$ cm⁻³. A densidade de moléculas na altitude z é simplesmente

$$N(z) = N_{\text{std}} \frac{p(z) T_{\text{std}}}{p_{\text{std}} T(z)} \quad (3.20)$$

De acordo com Bucholtz (1995), a seção de choque de espalhamento Rayleigh vale

$$\sigma_{\text{std}}(\lambda) = \frac{24\pi^3 (n_{\text{air}}^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_{\text{std}}^2 (n_{\text{air}}^2 + 2)^2} F_{\text{air}} \quad (3.21)$$

onde n_{air} é o índice de refração da luz no ar e F_{air} é o fator de King do ar. Tanto o índice de refração quanto o fator de King dependem da concentração dos diversos gases na atmosfera. A abordagem usual é considerar apenas a variação do dióxido de carbono. Neste trabalho, assumimos a concentração específica de CO_2 como $X_{\text{CO}_2} = 375$ ppmv.

O índice de refração é calculado de acordo com [Peck and Reeder \(1972\)](#),

$$(n_{\text{air}} - 1) = 10^{-8} \left[\frac{5791817}{238,0185 - \lambda^{-2}} + \frac{167909}{57,362 - \lambda^{-2}} \right] [1 + 0,54(X_{\text{CO}_2} - 0,0003)] \quad (3.22)$$

A função de fase é dada pela equação (3.3), mas inclui o fator de correção devido a polarização das moléculas do ar

$$\rho(\pi, \lambda) = \frac{3}{2} \frac{2}{2 + \rho_{\text{air}}} \quad (3.23)$$

onde ρ_{air} é o chamado fator de depolarização do ar e pode ser calculado por

$$\rho_{\text{air}} = \frac{6F_{\text{air}} - 6}{3 + 7F_{\text{air}}} \quad (3.24)$$

Finalmente, o fator de King do ar pode ser calculado através da média dos fatores de King das moléculas que compõe a atmosfera ponderada pela porcentagem de cada uma delas na atmosfera. De acordo com [Bodhaine et al. \(1999\)](#) e [Bates \(1984\)](#), temos que

$$F_{\text{air}} = \frac{78,084F_{\text{N}_2} + 20,946F_{\text{O}_2} + 0,934F_{\text{Ar}} + 0,0375F_{\text{CO}_2}}{78,084 + 20,946 + 0,934 + 0,0375} \quad (3.25)$$

onde F denota o fator de King e o subíndice representa a respectiva molécula. Novamente, de acordo com [Bates \(1984\)](#) podemos determinar os fatores de king dessas moléculas utilizando

$$F_{\text{N}_2} = 1,034 + 3,17 \times 10^{-4} \frac{1}{\lambda^2}, \quad (3.26)$$

$$F_{\text{O}_2} = 1,096 + 1,385 \times 10^{-3} \frac{1}{\lambda^2} + 1,448 \times 10^{-4} \frac{1}{\lambda^4}, \quad (3.27)$$

$$F_{\text{Ar}} = 1,00, \text{ e} \quad (3.28)$$

$$F_{\text{CO}_2} = 1,15 \quad (3.29)$$

com o comprimento de onda em unidades de micrometro.

Capítulo 4

Metodologia

Neste capítulo é desenvolvida a metodologia utilizada para obter as propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus. Na próxima seção, é realizada uma breve apresentação do sítio experimental. Em seguida, na seção 4.2, os instrumentos utilizados na pesquisa são descritos. Por fim, na seção 4.3, os algoritmos para o tratamento do sinal do lidar, detecção de nuvens cirrus e inversão do sinal são discutidos.

4.1 Sítio experimental

Os dados analisado neste trabalho foram coletados no sítio experimental ACONVEX (da sigla em inglês *Aerosols, Clouds, cONvection EXperiment*), localizado na região central da Amazônia, no campus da Embrapa Amazônia Oriental ao norte de Manaus (2,89 °S, 59,97 °W), a uma altitude de 100 m. A Figura 4.1 mostra a localização do sítio, que foi estabelecido pelo Laboratório de Física Atmosférica (LFA) do Instituto de Física (IF) da Universidade de São Paulo (USP) com o objetivo de estudar os mecanismos de interações e retroalimentação entre umidade, convecção, nuvens e aerossóis, e operou entre os anos de 2011 e 2017.

O sítio experimental situa-se na Amazônia, uma região composta de florestas tropicais úmidas (ver Mapa 4.1). Essa área é conhecida por seus padrões climáticos distintos: a estação seca, que ocorre de junho à setembro, e a estação chuvosa, de janeiro à abril. Além disso, nessa região, eventos de queimadas são causados quase que exclusivamente por humanos, pois a alta taxa de precipitação no local torna queimadas naturais inviáveis. A queimada é utilizada como uma ferramenta para limpar uma região desmatada para agricultura ou agropecuária. A área desmatada ocupa principalmente as porções sul e leste da Amazônia e, embora esteja consideravelmente distante do local experimental, a Amazônia central é impactada pelo transporte de fumaça, tipicamente ocorrendo entre julho e outubro (Artaxo et al., 2013). Esses eventos de queimadas costumam acontecer na baixa troposfera, abaixo de 4 km (Martin et al., 2010). Dessa maneira, a Amazônia é uma região em constante transformação e o processo contínuo de desmatamento e o impacto persistente das queimadas ilustram esse fato.

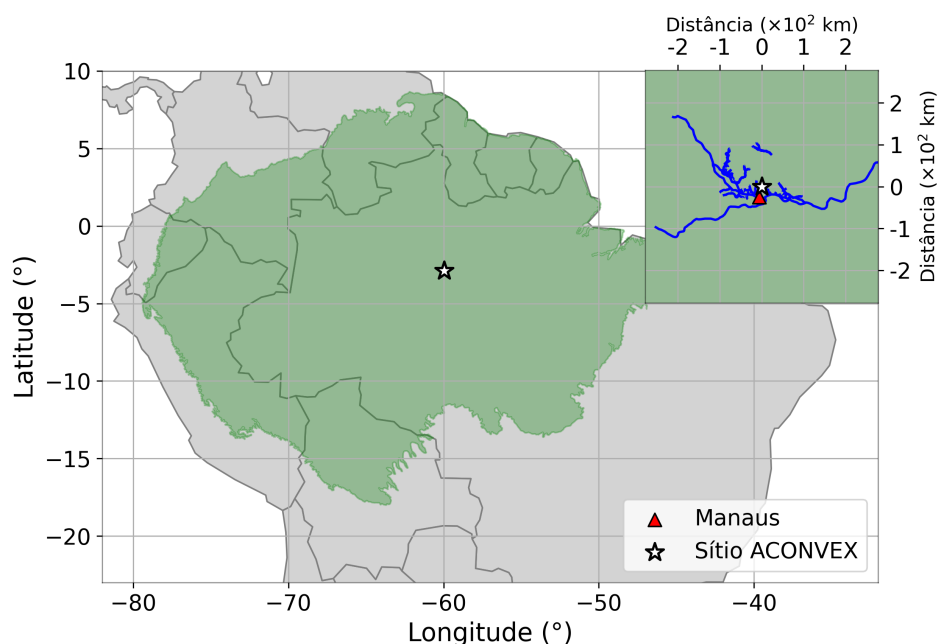


Figura 4.1: Mapa da América do Sul mostrando a localização do sítio experimental ACONVEX ao norte de Manaus (estrela amarela) e do Aeroporto de Ponta Pelada, dentro da cidade de Manaus, de onde são lançadas as radiosondas (triângulo vermelho). O bioma Amazônico é a região em verde.

4.2 Instrumentação

4.2.1 Lidar Raman UV

O Lidar Raman UV do LFA-IF-USP utiliza um laser Quantel CFR-400 Nd-YAG com comprimento de onda de 355 nm. Cada pulso emitido pelo instrumento contém 95 mJ de energia, com uma taxa de repetição de 10 Hz. O aparelho é inclinado um ângulo de 5° para evitar a reflexão especular dos cristais de gelo. O sistema de detecção do Lidar mede separadamente o sinal retroespalhado elasticamente por moléculas e partículas da atmosfera e inelasticamente por moléculas de nitrogênio (387 nm) e de H₂O (408 nm), sendo os sinais analógicos e de contagem de fótons medidos simultaneamente. Essa combinação permite a detecção de partículas em altitudes superiores a 15.000 km, a partir de uma distância de 500 m. Detalhes sobre o sistema Lidar e sua caracterização estão descritos em [Barbosa et al. \(2014\)](#).

A coleta de dados foi feita de forma quase contínua, em torno de 21 horas por dia, 7 dias por semana, durante o período de 2011 a 2017. Um dos períodos sem medidas é entre 11h e 14h, horário local, para evitar avarias nos sensores devido à exposição direta à luz solar. Entre dezembro de 2012 e outubro de 2013, também não foram realizadas medidas pois o laser necessitou ser trocado. A Figura 4.2 apresenta o número de perfis de lidar de 5 minutos em função do ano e do mês, do mês e do horário local.

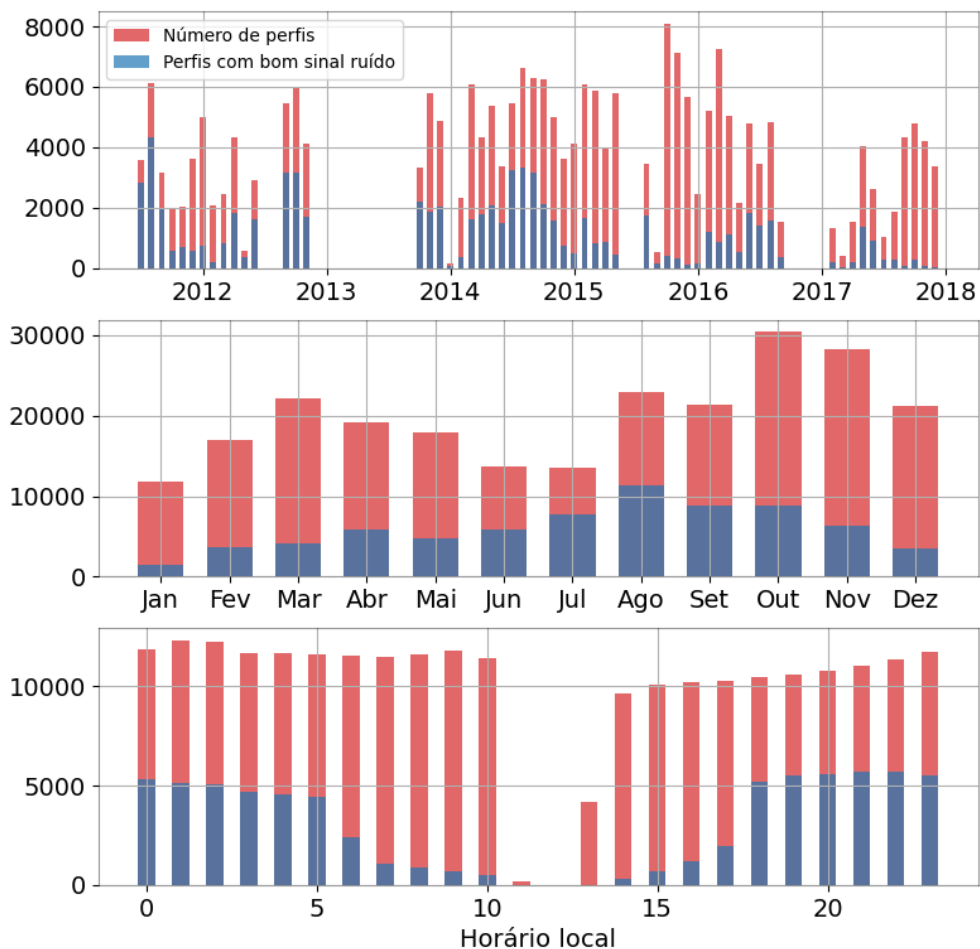


Figura 4.2: Número de perfis de 5 minutos e número de perfis com bom sinal ruído em função do ano e do mês, do mês e do horário local.

De julho de 2011 à novembro de 2012 o lidar operou com um tamanho do batente do campo de 4 mm, a partir de então houve um aumento para 7 mm. Essa mudança causou um aumento no campo de visão do telescópio e um decréscimo na razão sinal ruído dos perfis. A partir de novembro de 2012, foi iniciada a realização de medições de corrente escura. Este tipo de medição é feita com o telescópio completamente coberto ou com os detectores cobertos, prevenindo a radiação de atingir o sistema óptico. O sinal obtido nesta situação revela picos anômalos e distorções que não derivam da interação da radiação com a atmosfera, mas sim anomalias que originam-se do próprio sistema lidar, como, por exemplo, ruídos ocasionados pelos pulsos da lâmpada flash ou pelo sistema de disparo.

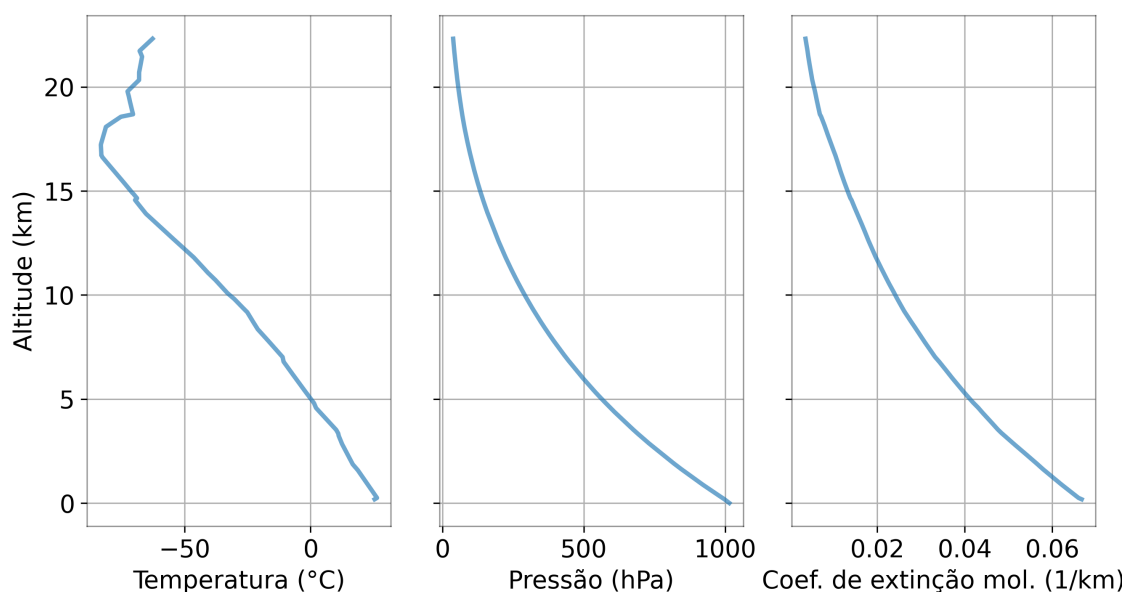


Figura 4.3: Os gráficos a seguir apresentam exemplos de dados coletados através de radiossondagens, especificamente de temperatura e pressão, bem como a representação do coeficiente de extinção molecular, calculado a partir destes dois perfis. À esquerda, é possível visualizar o perfil de temperatura. No centro, temos o perfil de pressão. Já à direita, o gráfico ilustra o perfil do coeficiente de extinção molecular.

4.2.2 Radiossondas operacionais

Radiossondas são dispositivos de observação meteorológica que são lançados ao céu para coletar diversos tipos de dados sobre a atmosfera. Essas sondas, geralmente fixadas a um balão de gás hélio ou hidrogênio, são equipadas com uma variedade de sensores para medir variáveis como temperatura, pressão atmosférica e umidade relativa à medida que ascendem pelo ar.

Portanto, para complementar os dados obtidos pelo Lidar, foram utilizados dados de temperaturas e pressão medidos por radiossondagens. Essas radiossondagens foram lançadas às 0 e 12 UTC do aeroporto militar de Ponta Pelada, localizado a 28,5 km ao sul do sítio de medida. Os dados dessas sondagens foram obtidos através do site da Universidade de Wyoming. Especificamente, foram utilizados os dados associados ao aeroporto de Ponta Pelada, cujo código WMO é 82332.

A Figura 4.3 representa um exemplo de perfil de temperatura e pressão obtidos. Utilizando esses dados de temperatura e pressão, foi computado um perfil molecular do coeficiente de extinção a partir da teoria desenvolvida na seção 3.2.2.

4.2.3 Precipitação

Nesse trabalho, foram utilizados os dados de precipitação do conjunto de dados CMORPH de julho de 2011 a dezembro de 2017. Os dados de precipitação são cria-

dos em uma grade de 8 km por 8 km sobre o domínio global de 60 graus sul a 60 graus norte e em um intervalo de 30 minutos a partir de 1° de janeiro de 1998. Para representar o sítio experimental, foi escolhido uma área de $\pm 5^\circ$ de latitude e longitude em torno do campus da Embrapa (ver o *inset* do Mapa 4.1).

As estimativas de precipitação do CMORPH são geradas em dois passos. Inicialmente, dados de precipitação globais são produzidos através da integração de taxas instantâneas de precipitação obtidas por medições de microondas passivas (PMW, do inglês *passive microwave*) em satélites de órbita terrestre baixa disponíveis. Na sequência, os vieses nessas estimativas são corrigidos através de comparação com análises de calibração diária da CPC em terra e ajustes com a análise combinada de precipitação do Projeto Climatológico Global de Precipitação (GPCP, do inglês *Global Precipitation Climatology Project*) sobre os oceanos.

4.2.4 Tropopausa

Os dados da altura da tropopausa utilizados neste estudo foram obtidos do *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS) da NASA. O AIRS é um espectrômetro de rede a bordo do satélite *Aqua*. Especificamente, os dados foram extraídos do *AIRS Level 3 Monthly Gridded Retrieval Product*. Cada arquivo cobre um mês do calendário. Os valores médios são simplesmente as médias aritméticas dos produtos diários, ponderados pelo número de contagens de entrada para cada dia naquela grade. A altura da tropopausa têm uma resolução espacial de 1 x 1 graus, variando de -180,0 a +180,0 graus de longitude e de -90,0 a +90,0 graus de latitude. Para representar a tropopausa do sítio experimental foi definida considerando uma extensão de $\pm 5^\circ$ de latitude e longitude centrada no campus da Embrapa, como pode ser observado no detalhe inserido no Mapa 4.1.

4.3 Algoritmo e Processamento dos Dados

4.3.1 Correções no sinal lidar

A equação do lidar não descreve todo o sinal registrado pelo lidar (Eq. (3.13)). O sinal medido pelo fotodetector, $P(z)$, do lidar é, de fato, composto por diversas componentes. De acordo com [Kovalev and Eichinger \(2004\)](#):

$$P = P_{\text{elastic, single}} + P_{\text{elastic, multi}} + P_{\text{bg}} + P_{\text{DC}} \quad (4.1)$$

onde $P_{\text{elastic, single}}$ é o sinal medido devido aos fótons que sofreram apenas um evento de espalhamento, $P_{\text{elastic, multi}}$ é o sinal medido devido aos fótons que sofreram mais de um evento de espalhamento, P_{bg} é o sinal medido devido a radiação solar de fundo, e P_{DC} é o sinal medido devido a corrente escura. Estamos interessados em estudar o $P_{\text{elastic, single}}$.

que está relacionado as propriedades ópticas das partículas em suspensão na atmosfera, portanto $P_{\text{elastic, multi}}$, P_{bg} e P_{DC} devem ser tratados.

O sinal detectado devido a corrente escura corresponde as cargas geradas no detector (geração aleatória de elétrons e buracos) através do calor, quando nenhuma radiação externa está entrando no detector. É algo comum em dispositivos fotossensíveis, como fotomultiplicadoras e fotodiodos. Contudo, devido aos pulsos laser em um sistema lidar, pode haver uma dependência da corrente escura com a altitude (i.e., com o tempo de disparo do pulso). Para corrigir este efeito, são feitas medidas com o telescópio fechado, e a média do sinal registrado nestas condições é justamente $P_{\text{DC}}(z)$. Como se trata de uma corrente elétrica, relativamente pequena mas aproximadamente constante, só afeta o modo de detecção analógico. Assim, como utilizamos o sinal PC (ver seção 3.2), o efeito desta correção no sinal analisado é muito pequeno.

O sinal detectado devido ao ruído solar de fundo é um valor constante com a altitude, mas varia durante o dia e afeta tanto o modo de detecção AN quanto PC. Ele pode ser determinado tomando a média do sinal do lidar em altas altitudes, onde sabemos que o sinal do pulso laser já foi totalmente extinguido e, portanto, o que resta do sinal medido é apenas $P = P_{\text{bg}}$. Para tratar do ruído de fundo basta subtrair P_{bg} do sinal medido.

O sinal detectado devido ao espalhamento múltiplo depende da quantidade e tamanho dos espalhadores. Na presença de muitas partículas grandes (profundidade óptica > 0.3 e $x > 10$), como é o caso de nuvens cirrus, uma fração significativa dos fótons sofrem espalhamento frontal de baixo ângulo (Kovalev and Eichinger, 2004). Isso significa que estes fótons se mantêm no campo de visão do telescópio, e poderão contribuir para o sinal detectado pelo lidar ao sofrerem um segundo espalhamento. Assim, a geometria do sistema lidar influencia o sinal recebido devido ao efeito de espalhamento múltiplo, pois quanto maior o campo de visão do telescópio, maior a chance dos fótons continuarem no campo de visão, e maior será o efeito do espalhamento múltiplo (Wandinger, 1998).

O efeito do espalhamento múltiplo precisa ser corrigido pois a equação de Beer-Bouguer-Lambert (ver seção 3.1.2) e a equação do lidar (seção 3.2.1) supõe que os fótons espalhados uma única vez já são extintos, não podemos mais contribuir para o sinal. Portanto, o espalhamento múltiplo irá aumentar o sinal medido e irá alterar as propriedades atmosféricas obtidas a partir da inversão da equação lidar, como razão lidar e o coeficiente de extinção. Segundo Wandinger (1998), o erro do coeficiente de extinção devido a não correção deste efeito pode ser de até 50% na base de nuvens, diminuindo a medida que o sinal penetra na nuvem, mas que erro no coeficiente de retroespalhamento é negligenciável para nuvens de gelo.

Aqui, nos baseamos no trabalho de Hogan (2006), que apresentou um método eficiente para estimar a porcentagem do sinal do lidar que é devido ao efeito de espalhamento múltiplo. O algoritmo de Hogan tem uma eficiência $O(N^2)$ e é suficientemente rápido para ser implementado de forma iterativa.

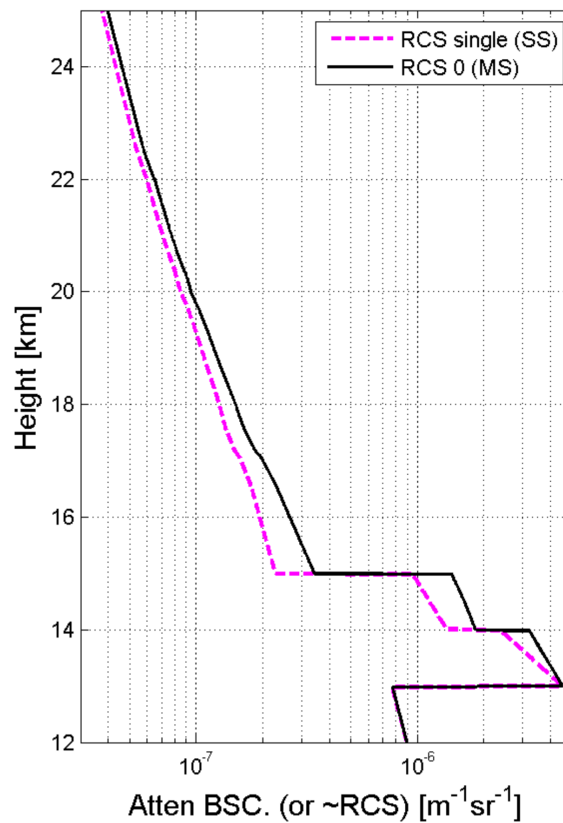


Figura 4.4: Sinal simulado com e sem efeitos de espalhamento múltiplo. A tracejada rosa apresenta o sinal devido apenas ao efeito de retroespalhamento e a linha sólida preta representa o sinal com efeito de espalhamento múltiplo. Retirado de [Gouveia \(2018\)](#).

Este algoritmo iterativo foi implementado no LFA-IF-USP através do trabalho de [Gouveia \(2018\)](#), e é esta versão que utilizamos. Inicialmente, é necessário calcular a razão lidar $RL^{(0)}$ e o coeficiente de extinção $\alpha^{(0)}$ através do método da transmitância. Então, é computado o raio efetivo das partículas de gelo para utilizar o algoritmo. O modelo de Hogan é utilizado para estimar a razão entre o sinal que foi retroespalhado devido apenas a um único evento de espalhamento e o sinal que sofreu espalhamento múltiplo. Essa razão é utilizada para corrigir o sinal medido. Novamente, é computada a razão lidar $RL^{(1)}$ e o coeficiente de extinção $\alpha^{(1)}$ e o modelo de Hogan é utilizado novamente para estimar a razão $P_{\text{elastic, single}} / (P_{\text{elastic, multi}} + P_{\text{elastic, single}})$. Esse processo é repetido N vezes até o modelo convergir, tipicamente depois de 3 interações. A Figura 4.4 mostra um exemplo de um sinal com e sem a correção. Nota-se que o efeito de espalhamento múltiplo aumenta o sinal detectado pelo telescópio do Lidar e causa um efeito em regiões acima do topo da nuvem. Por fim, vale destacar que foi utilizado a parametrização de [Krämer et al. \(2016\)](#) para o raio efetivo das partículas de gelo em função da temperatura.

4.3.2 Algoritmo de detecção de camadas de nuvens

O algoritmo de detecção de nuvens formulado por Gouveia (2014) foi empregado para identificar a base e o topo das nuvens. Uma descrição mais completa do algoritmo pode ser encontrada em Gouveia (2018). A estratégia de detecção de nuvens é baseada na premissa de que, em uma atmosfera limpa, o sinal lidar decresce progressivamente à medida que a altitude aumenta. Na presença de uma nuvem, é notada um aumento significativo no sinal. Essas variações positivas são reconhecidas como possíveis bases de nuvens. Se o sinal aumentar em mais do que 3 desvios padrões do valor médio para uma atmosfera clara, a referida altitude é definida como a base legítima de uma nuvem. O topo da nuvem é estabelecido ao localizar a zona em que o sinal retorna ao valor original na base e possui uma inclinação consistente com o sinal de uma atmosfera limpa. O algoritmo é aplicado para a região do perfil acima de 5 km. As nuvens cirrus são as camadas de nuvens isoladas, com base acima de 8 km, e temperatura no topo inferior a -37 °C. Duas camadas de nuvens são consideradas nuvens independentes casos elas estejam separadas por uma distância igual ou maior do que 500 m.

Contudo, existe a possibilidade do sinal do lidar ser completamente atenuado dentro da nuvem, tornando impossível determinar a verdadeira altura da mesma. Para verificar se o topo da nuvem é um topo verdadeiro foi realizado um teste-t, com um nível de significância de 10%, comparando os dados logo acima do topo da nuvem e os dados coletados numa altitude onde sabemos que o sinal do lidar foi completamente atenuado e somente ruído é detectado (acima de 100 km de altura). Caso não fosse encontrada diferença estatisticamente significativa entre o sinal logo acima da nuvem e em regiões muito acima da nuvem, o topo detectado foi classificado como topo aparente da nuvem.

Gouveia (2018) realiza uma avaliação das incertezas na identificação de nuvens usando este algoritmo. Através de uma análise baseada com Monte Carlo, Gouveia mostra que o algoritmo detecta 99% das nuvens com $COD > 0,005$ e $\beta_{par} > 1 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$ caso um sinal do lidar tenha razão sinal ruído maior ou igual ($SR > 1$) a 1 em 16 quilômetros de altura. No regime de contagens de fótons, é possível estimar a incerteza do perfil considerando que cada bin segue uma distribuição de Poisson; nesse caso, a incerteza é igual a raiz do perfil. Portanto, é possível calcular a razão sinal ruído para todos os perfis através da razão do sinal pela incerteza a partir de

$$SR(z) = \frac{P(z) - P_{bg}}{\sqrt{P(z)}}. \quad (4.2)$$

onde $P(z)$ é o sinal medido na altitude z e P_{bg} é o ruído de fundo os perfis que satisfazem a condição $P(z = 16 \text{ km}) > 1$ foram classificados como perfis com bom sinal ruído. E, nesses perfis podemos garantir que é possível detectar uma cirrus caso ela exista.

Na prática, o algoritmo testa o valor da SR em diversas altitudes, e evita utilizar

estimativas dentro de uma camada de nuvem. Os valores da SR em outras altitudes são obtidos a partir da simulação de um perfil lidar com razão sinal ruído com $SR = 1$ em 16 km. Seguindo o trabalho Gouveia, utilizamos as condições: $SR(z = 5 \text{ km}) > 16$, $SR(z = 8 \text{ km}) > 8$, $SR(z = 10 \text{ km}) > 5$, e $SR(z = 16 \text{ km}) > 1$. Assim, o perfil é considerado um perfil com bom sinal ruído caso ele satisfizesse estas condições simultaneamente. A Figura 4.2 mostra o número de perfis com bom sinal ruído em função do ano e do mês, do mês e do horário local. Nota-se uma degradação do sinal a partir do final de 2015. Além disso, percebe que mais perfis passam na condição de ter razão sinal ruído maior do que 1 durante o período da noite do que durante o período do dia, pois existe uma deterioração do sinal devido ao ruído de fundo solar.

Por fim, ressaltamos que a identificação das camadas de nuvens é realizada com o sinal não corrigido para múltiplo espalhamento, pois o efeito desta correção nas altitudes de topo e base é muito pequeno.

4.3.3 Amostragem Condicional

Em perfis com bom sinal ruído, podemos facilmente identificar se existe ou não uma nuvem cirrus e conhecemos, inclusive, a probabilidade de detecção em função da profundidade óptica da nuvem (Gouveia, 2018). Contudo, quando o sinal é fraco ou quando foi completamente atenuado, não é possível ter certeza se existe ou não uma nuvem no perfil medido. Assim, avaliar a frequência de ocorrência de nuvens cirrus a partir de um Lidar em solo pode ser difícil devido a problemas de amostragem. Isso é um problema importante nas nossas medidas na Amazônia, onde há uma grande quantidade de nuvens baixas. Além disso, existem mais perfis durante a estação seca do que durante a estação chuvosa, e também existem mais perfis durante a noite do que durante o dia.

Para evitar vieses devido a essas diferenças nas distribuições dos dados, consideramos uma amostragem condicional ao computar a frequência de ocorrência, como feito por Gouveia (2018) a partir dos trabalhos de Thorsen et al. (2011) e Protat et al. (2014). Para tanto, é necessário considerar que a presença de nuvens altas é independente da presença de nuvens mais baixas que podem deteriorar o sinal do Lidar. Então, a frequência de ocorrência em cada hora é calculada ao longo de um ciclo de 24 horas, fornecendo um ciclo diurno. Em seguida, para determinar a frequência de ocorrência mensal, fazemos a média desses ciclos diurnos ao longo de todo o mês. Para obter a frequência de ocorrência por estação, compilamos as médias mensais ao longo de uma determinada estação. Finalmente, para determinar a frequência de ocorrência anual, realizamos a média das frequências de ocorrência sazonais. Assim, a frequência anual é calculada a partir das médias das frequências de ocorrência sazonais, que por sua vez são calculadas a partir das médias mensais, que são baseadas nas médias diárias.

Neste trabalho, diferentemente de Gouveia (2018) consideramos a piora na razão sinal

ruído devido a presença do sol. Nuvens opticamente finas que são detectadas durante o período noturno, podem não ser observadas durante o dia devido a degradação do sinal. Portanto, para assegurar que não existe nenhum viés na frequência de ocorrência devido a uma maior sensibilidade para nuvens mais finas durante o período noturno, foram considerados apenas perfis com cirrus cuja a profundidade óptica fosse maior do que 0,005. De acordo com as simulações de [Gouveia \(2018\)](#), nuvens cirrus com uma profundidade óptica maior do que esse limiar podem ser detectadas tanto de dia quanto de noite em um perfil com bom sinal ruído.

4.3.4 Método Klett

As propriedades ópticas das nuvens cirrus foram calculadas utilizando o chamado método Klett. Em uma sequência de trabalhos, [Klett \(1981, 1985\)](#), [Fernald \(1984\)](#) e [Sasano and Nakane \(1984\)](#) mostraram como resolver a equação do lidar elástico. Em particular, contornaram a dificuldade de ter duas variáveis e uma equação fixando a razão entre o coeficiente de extinção e o coeficiente retroespalhamento. A razão $RL = \alpha_{\text{par}} / \beta_{\text{par}}$ é conhecida como razão Lidar (ver seção 3.2.1).

Assumindo esta relação como conhecida, temos apenas uma equação e uma incógnita. Aqui apresentamos a solução da equação lidar como em [Weitkamp \(2005\)](#), onde o retroespalhamento é escrito como

$$\beta_{\text{par}}(z) + \beta_{\text{mol}}(z) = \frac{S(z) \exp \left\{ -2 \int_{z_0}^z [\text{RL}(z') - \text{RL}_{\text{mol}}] \beta_{\text{mol}}(z') dz' \right\}}{\frac{S(z_0)}{\beta_{\text{par}}(z_0) + \beta_{\text{mol}}(z_0)} - 2 \int_{z_0}^z \text{RL}(z') S(z') T(z', z_0) dz'} \quad (4.3)$$

e onde $S(z) = P(z, \lambda_0) z^2$ é o sinal corrigido pela distância, e o termo $T(z, z_0)$ é a diferença entre o coeficiente de transmissão de partículas e de moléculas,

$$T(z, z_0) = \exp \left\{ -2 \int_{z_0}^z [\text{RL}(z') - \text{RL}_{\text{mol}}] \beta_{\text{mol}}(z') dz' \right\}; \quad (4.4)$$

A razão lidar para moléculas é conhecida da teoria Rayleigh, e vale $\text{RL}_{\text{mol}} = \alpha_{\text{mol}} / \beta_{\text{mol}} \simeq 8\pi/3$ (o valor exato depende da despolarização das moléculas do ar, vide seção 3.2.2). A solução requer ainda a escolha do valor z_0 , chamado de o ponto de referência, que é escolhido de tal forma que $\beta_{\text{par}}(z_0) \ll \beta_{\text{mol}}(z_0)$. Para calcular o coeficiente de extinção a partir desta solução, basta utilizar a definição da razão lidar de partículas.

A razão lidar é uma grandeza intensiva do sistema e depende de um conjunto de fatores: do comprimento de onda da radiação incidente, da composição química do material espalhador, da distribuição de tamanho, do índice de refração, e umidade relativa ([Weitkamp, 2005](#)). É, portanto, um parâmetro que deve ser escolhido com cautela ao fazer

a inversão do sinal do lidar.

Além disso, integrando o coeficiente de extinção é possível calcular a profundidade óptica τ_{Klett} , ou seja

$$\tau_{\text{Klett}}(\lambda_0) = \int_{z_b}^{z_t} \alpha_{\text{par}}(z) dz = \int_{z_b}^{z_t} \text{LR} \beta_{\text{par}}(z) dz \quad (4.5)$$

onde z_b e z_t são, respectivamente, pontos abaixo e acima do material espalhador. Como já discutido anteriormente, a profundidade óptica mede o quanto o feixe de luz é extinto após passar pelo meio.

4.3.5 Método da transmitância

Para utilizar o método Klett é necessário assumir uma razão lidar para a cirrus. Contudo, valores de razão lidar para cirrus variam tipicamente entre 5 – 50 sr (Gouveia, 2018), o que se traduziria em uma grande incerteza na profundidade óptica da nuvem. Uma maneira de estimar essa grandeza é utilizando o método da transmitância (Young, 1995), ou seja, comparando o sinal do lidar logo abaixo da nuvem com o sinal acima da nuvem.

Como o pulso de laser tem que atravessar a nuvem no caminho de ida e de volta, partindo da eq. (3.7), temos que a profundidade óptica é dada pela seguinte expressão,

$$\tau_{\text{Trans}} = -\frac{1}{2} \ln T \quad (4.6)$$

onde T é o fator de transmitância da nuvem, que pode ser calculado por (Young, 1995)

$$T = \frac{S(z_t) \beta(z_b)}{S(z_b) \beta(z_t)} \exp \left\{ 2 \int_{z_b}^{z_t} \alpha_{\text{mol}}(z') dz' \right\}. \quad (4.7)$$

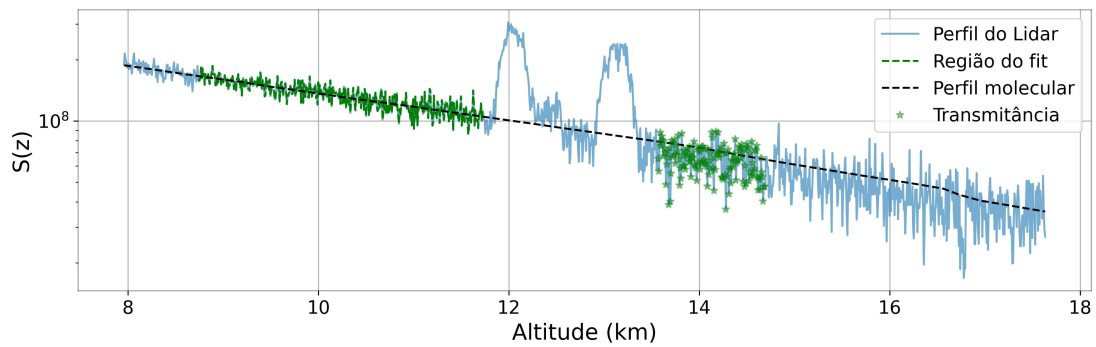
O método da transmitância consiste em calcular a profundidade óptica τ_{Trans} da nuvem através da equação (4.6), e então inverter o sinal do lidar utilizando a técnica Klett para um conjunto de razões lidar ($7 \text{ sr} < \text{RL} < 50 \text{ sr}$), calculando as profundidades ópticas τ_{Klett} através da equação (4.5). Enfim, a razão lidar escolhida para nuvem é aquela que minimiza a função

$$Q(\text{RL}) = (\tau_{\text{Klett}}(\text{RL}) - \tau_{\text{Trans}})^2. \quad (4.8)$$

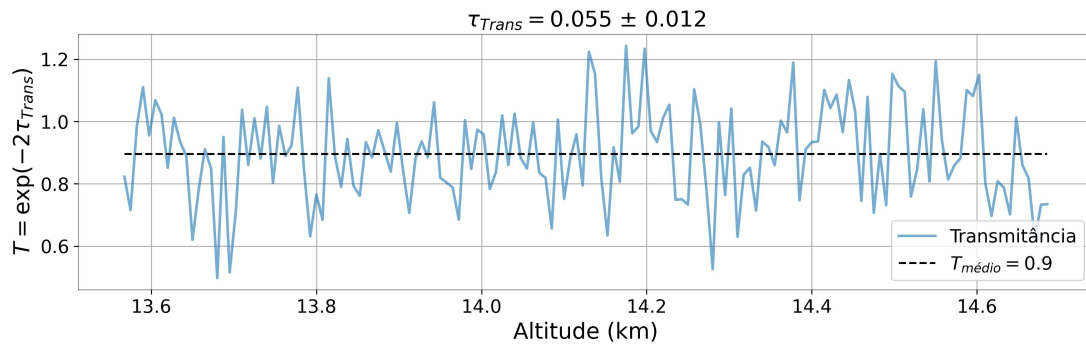
A Figura 4.5 mostra um exemplo do método, para o dados de Manaus, em 2011-mm/dd HH:mm. Para reduzir a incerteza devido ao ruído do sinal, é realizado um ajuste molecular no perfil abaixo da nuvem (entre 9 e 11.5 km neste exemplo), conforme a equação (3.17). Isso permite estimar o sinal molecular acima da nuvem, ou seja, assumido que a nuvem não estivesse presente. O coeficiente de transmissão é obtido pela razão entre o perfil teórico e o perfil medido, em uma região acima da nuvem (entre 13.5 e 14.7 km neste exemplo). De acordo com a equação (4.7), este cálculo nos permite determinar a transmitância da

nuvem e, conseqüentemente, a profundidade óptica. Em seguida, avaliamos o conjunto de profundidades ópticas que variam de acordo com a razão lidar utilizada no método Klett. Através de uma interpolação quadrática, quantificamos a diferença mencionada na equação (4.8). Finalmente, a razão lidar que é escolhida para a nuvem é aquela que minimiza essa curva interpolada.

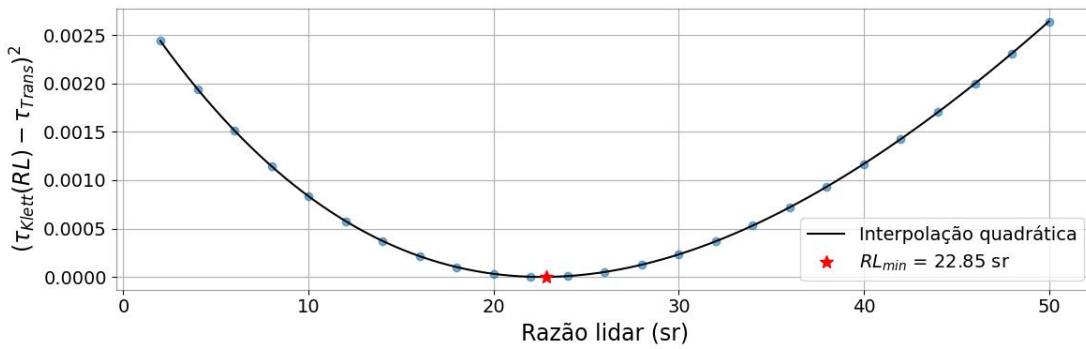
O método da transmitância converge bem caso a profundidade óptica da cirrus for suficientemente alta (i.e. acima de 0,03). Contudo, quanto menor a profundidade óptica da cirrus, menor a sensibilidade de τ com a razão lidar. Em casos de não convergência da equação (4.8), foi utilizado a razão lidar média (i.e. 26,1 sr) para realizar a inversão do sinal e para calcular a profundidade óptica.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.5: As figuras ilustram as diversas etapas necessárias para a aplicação do método de transmitância. O painel superior apresenta um sinal Lidar corrigido pela distância, um sinal molecular ajustado, a área abaixo da nuvem utilizada para efetuar o ajuste, e uma zona acima da nuvem empregada para calcular a transmissão da nuvem. O painel central exibe a razão entre o sinal molecular e o sinal do Lidar captado na região acima da nuvem, ressaltando a transmissão média e a profundidade óptica associada a essa transmissão média. O painel inferior destaca a diferença quadrática entre a profundidade óptica obtida pelo método Klett e aquela originada da comparação do sinal abaixo e acima da nuvem em função da razão Lidar. A interpolação dessa diferença e a razão Lidar que minimiza esse resíduo são também demonstradas.

Capítulo 5

Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos a partir da metodologia desenvolvida no capítulo anterior. Primeiramente, é feita uma avaliação estatística das propriedades ópticas e geométricas e da frequência de ocorrência. Em seguida, é apresentado o ciclo diurno e a sazonalidade dessas grandezas. Por fim, é avaliado a presença de alguma tendência nas propriedades das nuvens cirrus no período de observação (2011 a 2017).

5.1 Estatística geral

A Tabela 5.1 fornece um resumo estatístico dos perfis de lidar registrados de julho de 2011 a dezembro de 2017. Durante este período de estudo, 239.310 perfis foram obtidos com intervalos de 5 minutos (19.943 horas de medições), dos quais apenas 71.576 demonstraram um bom sinal-ruído na altitude dos cirrus, sendo assim incluídos na análise. Deste modo, as propriedades ópticas, geométricas e as frequências de ocorrências das nuvens cirrus apresentadas são baseadas em 5.965 horas de medições de lidar ao longo de 6.5 anos. Esses dados podem ser categorizados de acordo com a estação do ano em que foram coletados. Nesse sentido, 20,8% das medidas foram feitas na estação chuvosa (Janeiro, fevereiro, março, abril), 47,0% na estação seca (Junho, julho, agosto, setembro) e 32,2% durante o período de transição (Maio, outubro, novembro, dezembro). A frequência de ocorrência de nuvens cirrus foi de 70,9%, exibindo uma sazonalidade que atinge uma frequência máxima de 79,7% na estação chuvosa, diminuindo para aproximadamente 55,4% durante a estação seca. Em média, cada perfil de lidar contendo nuvens cirrus apresentou 1,38 camadas de cirrus.

Dentre todas as camadas de nuvens cirrus detectadas, foram levantadas estatísticas tanto das propriedades geométricas quanto das propriedades ópticas. Com relação as propriedades geométricas, foram analisadas a altura de base, altura de topo e espessura das camadas; já com relação as propriedades ópticas, foram analisadas a razão lidar e a profundidade óptica. A Tabela 5.2 apresenta um resumo estatístico dessas propriedades para todas as camadas de cirrus analisadas. Também é apresentada a frequência relativa de ocorrência dessas diferentes classificações de cirrus e a porcentagem das vezes que a altura da base e altura do topo da camada estava acima da tropopausa. As colunas informam os valores médios com os desvios padrão entre parênteses, agrupados de acordo com as

Tabela 5.1: Resumo estatístico dos perfis de lidar analisados, divididos em quatro períodos: total, chuvosa, transição e seca. A frequência de ocorrência foi calculada utilizando a técnica da amostragem condicional. Além disso, são fornecidas informações sobre o número médio de camadas de cirrus por perfil com cirrus, acompanhado pelo desvio padrão entre parênteses.

| | Total | Chuvosa | Transição | Seca |
|--|-------------|-------------|-------------|------------|
| No. de perfis medidos | 239310 | 70034 | 97781 | 71495 |
| No. de perfis usados na análise | 71576 | 14905 | 23047 | 33624 |
| No. de perfis descartados pelo sinal ruído | 167249 | 54962 | 74480 | 37807 |
| No. de perfis descartados por topo aparente | 485 | 167 | 254 | 64 |
| No. de perfis com cirrus | 50287 | 11916 | 18629 | 19742 |
| Freq. de ocorrência (%) | 70,9 | 79,7 | 77,8 | 55,4 |
| Freq. de ocorrência de cirrus opacas(%) | 14,1 | 15,1 | 15,6 | 11,5 |
| Freq. de ocorrência de cirrus finas (%) | 38,7 | 45,9 | 43,3 | 26,9 |
| Freq. de ocorrência de cirrus sub-visuais (%) | 22,3 | 24,5 | 21,2 | 21,1 |
| No. de camadas de cirrus por perfil com cirrus | 1,38 (0,59) | 1,45 (0,64) | 1,45 (0,63) | 1,27 (0,5) |

estações: chuvosa, transição ou seca.

Analisando as propriedades geométricas, a média da altura de base das camadas foi $13,0 \pm 2,2$ km, a altura de topo média foi $14,5 \pm 1,8$ km e a espessura geométrica média foi $1,50 \pm 1,17$ km. Todas essas propriedades apresentam uma sazonalidade estatisticamente significativa e atingem valores médios maiores durante a estação chuvosa e de transição e valores médios mínimos durante a estação seca. Para o mesmo sítio experimental, [Gouveia \(2018\)](#) obteve valores médios para altura de topo, altura de base espessura geométrica iguais à $12,9 \pm 2,2$ km, $14,3 \pm 1,9$ km e $1,4 \pm 1,1$ km, respectivamente. Nota-se que apesar de Gouveia ter utilizado apenas 1 ano de dados (Jul-2011 a Jun-2012), os resultados obtidos são compatíveis com os nossos, baseados em 6.5 anos de observação. Valores semelhantes também podem ser encontrados na literatura para regiões tropicais. Em Hulhule, Maldivas, foram calculados $11,9 \pm 1,6$ km para altura de base, $13,7 \pm 1,4$ km para altura de topo e uma espessura geométrica de $1,8 \pm 1,0$ km ([Seifert et al., 2007](#)). Em Gadanki, Índia, foram observados valores médios para altura de base, altura de topo e espessura iguais à $13,0 \pm 2,2$ km, $15,3 \pm 2,0$ km e $2,3 \pm 1,3$ km ([Pandit et al., 2015](#)). Na Amazônia, utilizando dados do CALIPSO, [Portella \(2022\)](#) obteve valores superiores aos observados no presente estudo, para altura de base, altura de topo e espessura de nuvens cirrus foram obtidos valores iguais à $13,4 \pm 2,1$ km, $15,3 \pm 1,8$ km e $1,9 \pm 1,33$ km, respectivamente. Como esperado, os valores de altura para a base e o topo das nuvens cirrus, obtidos no presente estudo, são maiores do que aqueles encontrados em latitudes médias. Segundo a nossa revisão da literatura, as altitudes médias para a base e o topo de cirrus nas latitudes médias ficam em torno de $8,96 \pm 0,72$ km e $10,83 \pm 1,17$ km, respectivamente, como

Tabela 5.2: Resumo estatístico das camadas de cirrus, dividido em quatro períodos: total, chuvosa, transição e seca. Para cada período, são fornecidas as propriedades ópticas e geométricas médias, juntamente com o desvio padrão amostral entre parênteses. A razão lidar é calculada como um valor médio para a coluna.

| | Total | Chuvosa | Transição | Seca |
|-------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Todas as camadas | | | | |
| No. de camadas | 69377 | 17317 | 26997 | 25063 |
| Altura de base (km) | 13,0 (2,2) | 13,3 (2,3) | 13,1 (2,1) | 12,7 (2,0) |
| Altura de topo (km) | 14,5 (1,8) | 14,8 (2,0) | 14,7 (1,9) | 14,0 (1,6) |
| Espessura (km) | 1,50 (1,17) | 1,51 (1,17) | 1,64 (1,22) | 1,34 (1,10) |
| Razão lidar (sr) | 26,1 (8,3) | 25,4 (8,3) | 25,5 (8,4) | 27,1 (8,0) |
| Profundidade óptica de nuvens | 0,24 (0,38) | 0,24 (0,37) | 0,25 (0,37) | 0,23 (0,39) |
| Base acima da tropopausa (%) | 4,9 | 6,6 | 5,2 | 3,5 |
| Topo acima da tropopausa (%) | 15,8 | 20,9 | 19,9 | 7,9 |
| Frequência Rel. de cirrus opaca (%) | 23,6 | 23,0 | 24,6 | 22,9 |
| Frequência Rel. de cirrus fina (%) | 45,1 | 48,1 | 49,3 | 38,6 |
| Frequência Rel. de SVC (%) | 31,3 | 28,9 | 26,2 | 38,5 |
| Camadas opacas | | | | |
| No. de camadas | 16345 | 3979 | 6628 | 5738 |
| Altura de base (km) | 11,0 (1,5) | 11,2 (1,6) | 11,2 (1,6) | 10,7 (1,2) |
| Altura de topo (km) | 13,9 (1,6) | 14,0 (1,7) | 14,2 (1,7) | 13,4 (1,3) |
| Espessura (km) | 2,86 (1,01) | 2,87 (1,02) | 2,96 (1,07) | 2,75 (0,93) |
| Razão lidar (sr) | 28,6 (6,8) | 28,5 (7,0) | 28,4 (7,3) | 28,9 (6,1) |
| Profundidade óptica de nuvens | 0,78 (0,46) | 0,78 (0,46) | 0,75 (0,44) | 0,81 (0,47) |
| Camadas finas | | | | |
| No. de camadas | 31303 | 8335 | 13302 | 9666 |
| Altura de base (km) | 13,2 (1,9) | 13,5 (2,0) | 13,3 (1,8) | 12,6 (1,6) |
| Altura de topo (km) | 14,6 (1,8) | 15,0 (2,0) | 14,9 (1,9) | 14,0 (1,5) |
| Espessura (km) | 1,48 (0,87) | 1,47 (0,87) | 1,57 (0,92) | 1,35 (0,78) |
| Razão lidar (sr) | 24,9 (8,9) | 23,7 (8,6) | 23,9 (8,8) | 26,8 (9,1) |
| Profundidade óptica de nuvens | 0,12 (0,07) | 0,11 (0,07) | 0,12 (0,07) | 0,11 (0,07) |
| Camadas sub-visuais | | | | |
| No. de camadas | 21729 | 5003 | 7067 | 9659 |
| Altura de base (km) | 14,3 (1,9) | 14,7 (2,1) | 14,4 (1,9) | 13,9 (1,7) |
| Altura de topo (km) | 14,8 (1,9) | 15,2 (2,1) | 15,0 (1,9) | 14,4 (1,7) |
| Espessura (km) | 0,51 (0,38) | 0,49 (0,36) | 0,54 (0,42) | 0,49 (0,35) |
| Razão lidar (sr) | 22,4 (7,2) | 21,4 (6,8) | 22,3 (7,5) | 22,8 (7,1) |
| Profundidade óptica de nuvens | 0,012 (0,008) | 0,013 (0,008) | 0,014 (0,008) | 0,011 (0,008) |

demonstrado na Tabela 2.2.

A Figura 5.1 mostra as distribuições das propriedades geométricas. Em todos os histogramas, as distribuições tendem a se deslocar para altitudes mais elevadas durante a estação chuvosa em comparação com a estação seca. Para a altura de base, foi encontrado um valor médio para a estação chuvosa e seca iguais à $13,3 \pm 2,3$ km e $12,7 \pm 2,0$ km, respectivamente. Além disso, durante a estação seca, a altura da base apresenta uma moda em 12 km e, durante a estação chuvosa, ela apresenta duas modas: uma em 12,5 km e outra em 15,5 km. Indicando, possivelmente, a presença de dois mecanismos de formação de cirrus diferentes (Gouveia, 2018). A distribuição da espessura geométrica revela uma frequência relativa maior de nuvens mais espessas nessa mesma estação, quando comparada à seca. Nesse caso, obteve-se um valor médio de $1,51 \pm 1,17$ km para estação chuvosa e de $1,34 \pm 1,10$ km para a estação seca. As maiores diferenças ocorrem para a altura do topo, com a moda da distribuição indo de 14,5 km (seca) para 16,5 km (chuvosa), enquanto o valor médio aumentou de $14,0 \pm 1,6$ km para $14,8 \pm 2,0$ km. Os painéis (c) e (d) da Figura 5.1 mostram as distribuições da distância entre a altura da tropopausa até a base e topo da camada de cirrus, respectivamente. Nota-se que, nesse caso, durante a estação chuvosa, a altura da base também apresenta duas modas: uma à 4 km e outra 1 km abaixo da tropopausa. Durante a estação seca, a única moda fica 5,5 km abaixo da tropopausa. A altura do topo, por sua vez, apresenta apenas uma moda na mesma altitude da tropopausa durante a estação chuvosa e 1,5 km abaixo da tropopausa durante a estação seca.

O principal mecanismo de formação de nuvens cirrus na Amazônia é o desprendimento da bigorna de nuvens de convecção profunda. A bigorna se forma pela dispersão dos cristais de gelo no topo da nuvem convectiva, quando a mesma para de se desenvolver na vertical por ter atingido a tropopausa. A altitude da tropopausa varia de $16,77 \pm 0,11$ durante a estação chuvosa a $16,13 \pm 0,13$ durante a estação seca, portanto a altitude máxima em que as cirrus são produzidas varia sazonalmente. É possível ter nuvens cirrus acima da tropopausa quando a nuvem convectiva é muito intensa e consegue penetrar na tropopausa (*overshooting top*, em inglês) (Liu and Zipser, 2005). Também é possível ter cirrus opticamente mais finas acima da tropopausa, pois o aquecimento diferencial entre o topo e a base da cirrus causa um movimento vertical. Nossos resultados mostram que a maior parte das nuvens cirrus foram observadas abaixo da tropopausa. Apenas 4,9% das nuvens cirrus estavam na estratosfera (i.e., tinha base acima da tropopausa) e 15,8% das cirrus tinham o topo acima da tropopausa. Estes resultados são semelhantes ao relatado por Gouveia (2018), que obteve 5,9% e 15,7% respectivamente.

Com relação as propriedades ópticas, foi calculado uma razão lidar média igual à $26,1 \pm 8,3$ sr, já corrigida para os efeitos de múltiplo espalhamento (ver seção 4.3.1), que varia sazonalmente, de $25,4 \pm 8,3$ sr durante a estação chuvosa para $27,1 \pm 8,0$ km durante a estação seca. Ressaltamos que só foi possível aplicar o método da transmitância e obter o valor da razão lidar do perfil em 63,3% dos casos. No restante, devido a

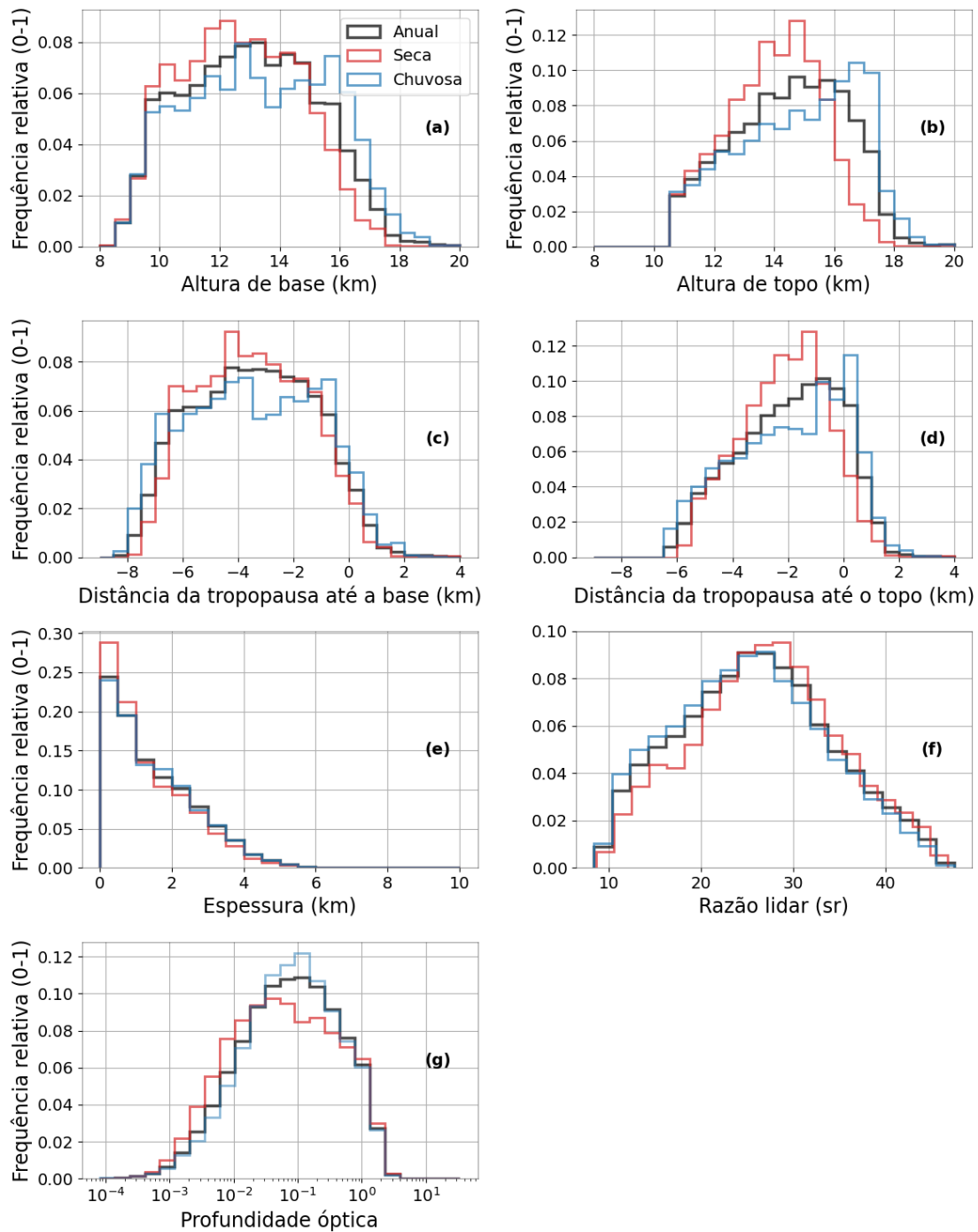


Figura 5.1: Os histogramas normalizados apresentam a distribuição da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura, (d) distância da tropopausa até a base, (e) distância da tropopausa até o topo, (f) razão lidar e (g) profundidade óptica das nuvens cirrus. A curva preta representa os resultados obtidos para o período total de medição, enquanto as curvas azuis e vermelhas representam, respectivamente, as estações chuvosas e secas.

camada ser muito fina, não foi possível aplicar esse método para restringir a inversão Klett e, por isso, o painel (f) contém menos camadas que os demais. Nestas camadas, a profundidade óptica foi obtida através da inversão Klett utilizando a razão lidar média. Para a profundidade óptica, foi observado um valor igual à $0,24 \pm 0,38$. Nesse caso,

Gouveia (2018) observou uma razão lidar média igual à $23,3 \pm 8,0$ e uma profundidade ópticas de nuvens cirrus igual à $0,25 \pm 0,46$, ambas estatisticamente compatíveis com os nossos resultados. Além disso, vale destacar que a razão lidar média corrigida pelo efeito de espalhamento múltiplo, conforme documentado na literatura, foi de 25 sr, com um desvio padrão de 10 sr (conforme discutido na seção 2.3). Tais valores também se mostram compatíveis com aqueles observados ao longo do presente estudo.

Os valores de COD são praticamente constantes durante o ano. Acreditamos que a pequena diferença entre os valores da estação chuvosa e seca é devido a uma compensação de fatores. Apesar da RL ser maior na estação seca, e portanto a extinção ser maior neste período, a espessura geométrica é menor, resultando em um COD parecido com aquele da estação chuvosa. Os painéis (f) e (g) da Figura 5.1 exibem as distribuições normalizadas das propriedades ópticas, segregadas pelas estações. O histograma da razão lidar demonstra uma distribuição semelhante entre as estações, no entanto, há uma frequência ligeiramente maior de razões lidar maiores durante a estação seca. A distribuição da profundidade óptica apresenta um pico mais acentuado durante a estação chuvosa, enquanto os valores são mais dispersos durante a estação seca, quase formando dois picos.

5.1.1 Cirrus sub-visuais, finas e opacas

Também investigamos como as propriedades ópticas e geométricas variam em função da espessura óptica. Seguindo a definição proposta por Sassen and Cho (1992), os dados foram filtrados para diferentes categorias de cirrus dependendo do valor do COD. Cirrus sub-visuais (SVC) foram classificadas como aquelas camadas com $COD \leq 0,03$, já as cirrus finas e as cirrus opacas foram classificadas para valores de COD no intervalo $(0,03, 0,3]$ e $COD > 0,3$, respectivamente.

A Tabela 5.1 mostra uma presença dominante de nuvens cirrus finas (38,7%) sobre o sítio experimental, seguida pelas cirrus sub-visuais (22,3%) e, por fim, as opacas (14,1%). A frequência de ocorrência de todas as categorias de nuvens decaem durante a estação seca, sendo que as cirrus SVC são as menos afetadas pela estação do ano. Ao comparar os resultados obtidos com o estudo realizado por Gouveia (2018), observamos diferenças nas frequências de ocorrência. As cirrus finas apresentam uma menor frequência de ocorrência, representando apenas 32,8% dos casos, enquanto as cirrus sub-visuais ocorrem com uma frequência de 18,3%. Em contraste, as cirrus opacas têm uma ocorrência mais elevada, atingindo 22,6% do total de casos analisados. De maneira similar ao que foi observado aqui, Gouveia encontrou uma diminuição na frequência de ocorrência de nuvens cirrus opacas e finas durante a estação seca.

As alturas de base e topo média para as cirrus sub-visuais, finas e opacas também são apresentadas na tabela 5.2. Há uma clara diferenciação entre os três tipos de cirrus, com os menores COD associados as maiores altitudes. A base das nuvens SVC, por

exemplo, estão em média 3,3 km mais altas que as bases das nuvens opacas (14,3 e 11,0 km, respectivamente). A sazonalidade da tropopausa afeta as alturas de topo e base das três categorias de cirrus, mas o efeito é mais pronunciado para as nuvens SVC e finas, que ocorrem em altitudes mais elevadas. Em termos de espessura geométrica, as nuvens opticamente mais espessas também tem maior espessura geométrica. Por exemplo, a diferença entre opacas e SVC é de 2,35 km ($2,86 \pm 1,01$ e $0,51 \pm 0,38$, respectivamente). Apesar da sazonalidade das altitudes de base e topo, a espessura geométrica das três categorias de cirrus é quase constante, com valores da estação seca apenas 200 m mais finos do que na estação chuvosa. Os valores das propriedades geométricas obtidas por [Gouveia \(2018\)](#) são bastante similares, para as diferentes categorias de cirrus, diferindo em menos de 300 m dos nossos resultados. Para as nuvens SVC, por exemplo, Gouveia reportou base em $14,4 \pm 1,9$ km, topo em $14,9 \pm 1,9$ km, e espessura de $0,51 \pm 0,37$ km.

A razão lidar é maior para as cirrus opticamente mais espessas, com 28,6 sr, 24,9 sr, e 22,4 sr para opacas, finas e SVC respectivamente. Isso indica uma diferença na forma dos cristais de gelo presentes nas diferentes categorias de cirrus ([Sassen et al., 1989](#)). Além disso, a razão lidar das diferentes categorias apresentaram uma variação sazonal importante, atingindo valores médios máximos durante a estação seca. A sazonalidade é maior para nuvens opticamente mais finas. Por exemplo, para nuvens opacas (SVC) o RL variou de 28,5 sr para 28,9 sr (21,4 para 22,8 sr) entre a estação chuvosa e seca, respectivamente. Como já discutido, o método da transmitância converge mais facilmente para cirrus opticamente mais espessas (ver seção 4.3.5). Utilizando esse método, foi possível estimar a razão lidar para 86,3%, 70,1% e 18% das cirrus opacas, finas e sub-visuais observadas, respectivamente. [Seifert et al. \(2007\)](#) observou em Hulhule, Maldivas, um valor de razão lidar de 34 ± 12 sr e 29 ± 7 sr para cirrus finas e opacas, respectivamente, bem diferentes dos valores encontrados neste trabalho. O autor declarou que o método Klett não foi sensível à razão lidar para cirrus sub-visuais e, portanto, não foi possível obter a razão lidar para essa categoria. Diferentemente da razão lidar, observamos pouca sazonalidade do COD para as diversas categorias de cirrus. Isso era esperado, uma vez que o COD é usado para definir as categorias. Ainda assim, notamos que os valores são um pouco maiores na estação seca do que na chuvosa, mas apenas para os cirrus opacos (0,78 e 0,81, respectivamente).

A Figura 5.2 apresenta histogramas das propriedades geométricas e da razão lidar segregadas pela espessura óptica da camada, e trazem mais informação a discussão feita acima. As distribuições apresentam diferenças significativas para as diferentes categorias de cirrus, que estão relacionadas a produção das nuvens cirrus e sua evolução. Como já discutido, cirrus na Amazônia são produzidos principalmente a partir da bigorna das nuvens convectivas. Assim, as cirrus opacas são mais recentes e ocorrem em altitudes similares aos topos das nuvens convectivas que as produziram, como podemos ver nos painéis (a) e (b). A medida que as cirrus são transportadas e dispersadas pelo vento, tornam-se cada vez

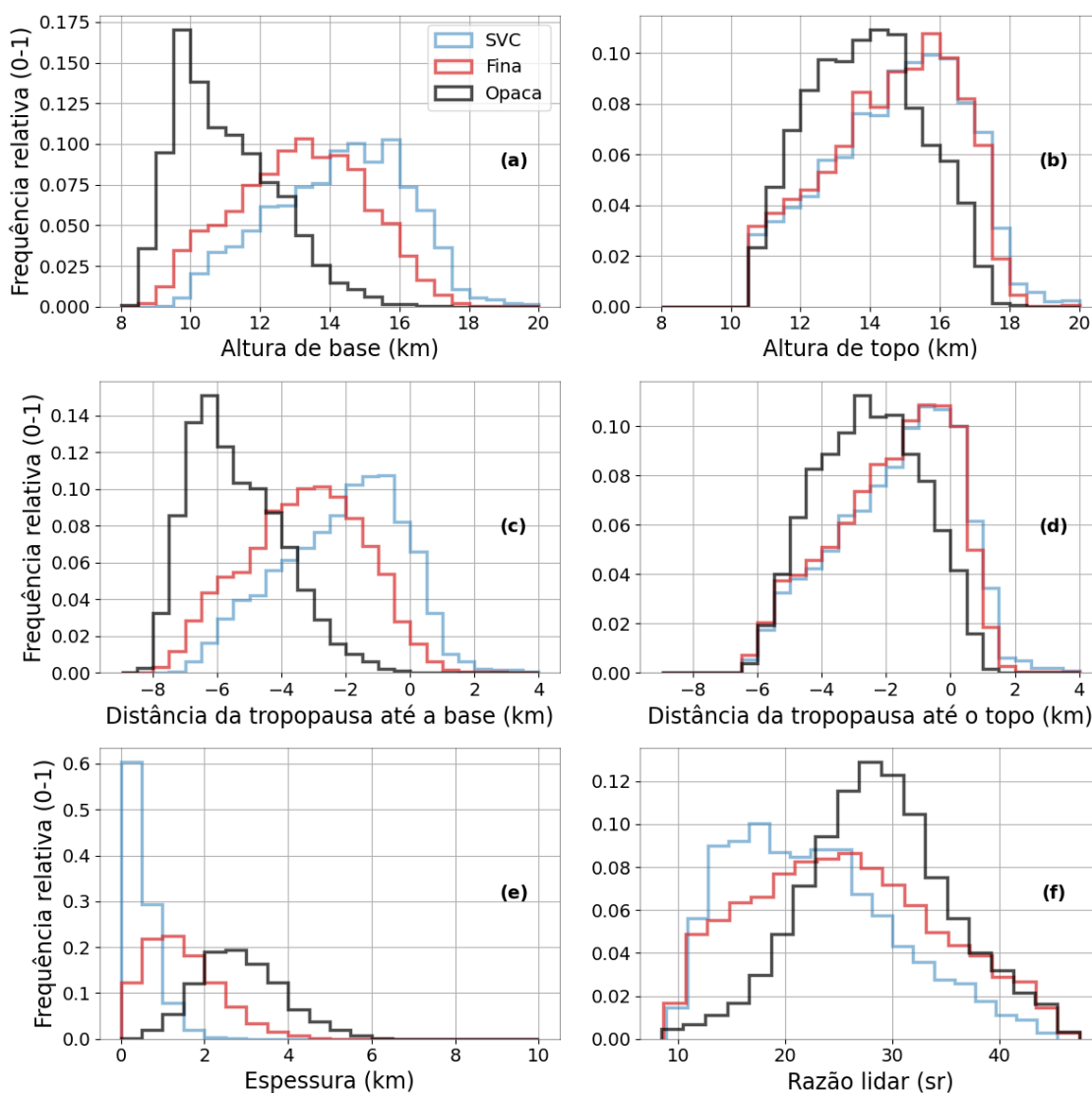


Figura 5.2: Os histogramas normalizados apresentam a distribuição da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura, (d) distância da tropopausa até a base, (e) distância da tropopausa até o topo, (f) razão lidar e (g) profundidade óptica das nuvens cirrus. As curvas pretas, vermelhas e azuis representam, respectivamente, os resultados obtidos para as cirrus opacas, finas e sub-visuais.

mais finas geométrica e opticamente, e são levantadas durante esse processo [Jensen et al. \(1996\)](#). Por isso, observamos que as nuvens finas e SVC alcançam um topo máximo em torno da tropopausa, sendo que as finas têm base mais baixa, e portanto são mais espessas. Os painéis (c) e (d) evidenciam como as diferentes categorias de cirrus se relacionam com a tropopausa. É possível visualizar nuvens cirrus finas e SVC com base acima da tropopausa, mas a probabilidade cai para zero para nuvens opacas. A moda da altura de base das cirrus opacas é por volta de 6,5 km abaixo da tropopausa, indicando um altura preferencial para o desprendimento da bigorna das nuvens de convecção profunda. A distância da tropopausa até o topo apresenta uma moda logo abaixo da altura da tropopausa

para as cirrus finas e SVC e 3 km abaixo da tropopausa para cirrus opacas. Por fim, o painel (f) da Figura 5.2 indica que existe uma mudança nos tipos de cristais de gelo que formam esses diferentes tipos de cirrus. Segundo os resultados de Sassen et al. (1989), as cirrus opacas tendem a ter cristais de placa fina (do inglês, *thin plate*) e coluna longa (do inglês, *long column*), enquanto que as cirrus finas e SVC parecem ter uma fração maior de cristais de placa grossa (do inglês, *thick plate*). Essa diferença no RL se traduz também na extinção das diferentes categorias de cirrus. A Figura 5.3 ilustra uma correlação entre a espessura geométrica e óptica das nuvens (em km), portanto o coeficiente angular representa a extinção (em km^{-1}). Cirrus finas e SVC tem uma extinção parecida, em torno de 76 Mm^{-1} , menor do que a extinção das cirrus opacas, que é em torno de 300 Mm^{-1} .

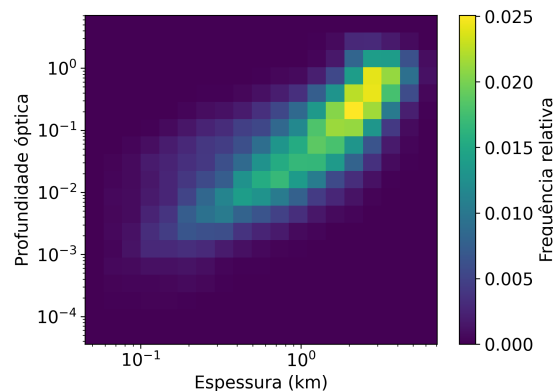


Figura 5.3: Histograma bidimensional da profundidade óptica da camada em função da espessura.

5.2 Ciclo diurno

Passamos agora a analisar o ciclo diurno das nuvens cirrus. O painel superior da Figura 5.4 mostra a frequência de ocorrência (linhas cheias) e a incerteza da frequência (sombreado), enquanto as curvas pontilhadas representam o ciclo diurno sem aplicar a condição aos dados de $\text{COD} > 0,005$ e as curvas tracejadas representam os resultados obtidos em Gouveia (2018). Devido a degradação do sinal do lidar durante o período do dia, o número de perfis com bom sinal ruído é maior durante o período noturno, e por isso a incerteza da frequência de ocorrência aumenta a medida que nos aproximamos do meio dia local. Em concordância com o que foi discutido na seção anterior, valores máximos da frequência de ocorrência de nuvens cirrus foram obtidos para estação chuvosa e valores mínimos durante a estação seca. Existe um mínimo na frequência de ocorrência de nuvens cirrus sobre o sítio experimental em torno do meio dia, 12 h do horário local (LT, do inglês *local time*). Seguido de um aumento na frequência de ocorrência durante o período da tarde até atingir um máximo por volta das 20 h LT. Por fim, existe uma diminuição na

presença de cirrus durante a madrugada, que se intensifica após o nascer do sol, as 6 h LT. A queda é mais acentuada durante a estação seca do que durante a estação chuvosa.

Como já apontado por Gouveia, o ciclo diurno das nuvens cirrus na Amazônia segue o ciclo diurno da atividade convectiva. O painel inferior da Figura 5.4 mostra o ciclo diurno da taxa de precipitação média entre julho de 2011 e dezembro de 2017, o sombreado representa o desvio padrão amostral dos ciclos diurnos médios anuais. A precipitação tem um pico às 14 e outro às 16 h LT, que correspondem aos máximos da atividade convectiva.

Comparando nossos resultados com os de Gouveia (2018), a principal diferença é que Gouveia detectou uma presença maior de nuvens cirrus em praticamente todos os horários, exceto entre 10 e 16 h LT. Parte da diferença obtida pode ser explicada observando ao painel superior da Figura 5.4, onde é possível ver o ciclo diurno com (curvas sólidas) e sem (curvas pontilhadas) a filtragem de COD > 0,005. Percebe-se que exigir um limiar mínimo para o COD reduz a frequência de ocorrência principalmente durante o período noturno e principalmente durante a estação seca. Outro motivo que poderia explicar a diferença entre os ciclos diurnos da estação chuvosa, é que durante o ano de 2011/2012 a taxa de precipitação média foi maior e mais constante ($10,1 \pm 0,4$ mm/dia) do que para os outros anos ($9,3 \pm 2,0$ mm/dia).

A Figura 5.5, por sua vez, mostra o ciclo diurno das diferentes categorias de cirrus. É evidente que a cirrus opaca possui um ciclo diurno mais pronunciado em comparação com as demais. Esta apresenta um mínimo por volta das 12h LT, seguido de um crescimento acelerado até aproximadamente 18h LT e um declínio contínuo ao longo da noite e da madrugada. As nuvens de cirrus finas e SVC, por outro lado, exibem um aumento que se estende até por volta da meia-noite. O resultado é uma estabilização da frequência de ocorrência de cirrus entre as 18h e 0h LT. A partir das 0h LT, observa-se uma redução na frequência de ocorrência de todas as categorias de cirrus, sendo esta redução particularmente acentuada para as cirrus opacas.

Também observamos um ciclo diurno bem marcado em todas as propriedades ópticas e geométricas estudadas, como pode ser visto na Figura 5.6. Os valores máximos de base, topo e espessura ocorrem durante a estação chuvosa. O ciclo diurno da altura da base revela um aumento contínuo a partir do início da noite (18 h LT). Durante a estação chuvosa, os valores máximos são alcançados ainda de madrugada (entre 0 e 5 h LT), enquanto que na seca o aumento persiste até as 15 h LT. A altura do topo tem um comportamento similar, porém o aumento já se dá a partir das 16 h LT e os máximos já são alcançados 0 h LT, quando as cirrus atingem a tropopausa. Consequentemente, a espessura geométrica é mínima em torno do meio dia (11-14 h LT) e aumenta rapidamente até as 18 h LT. A espessura diminui durante a noite e até a manhã seguinte, uma vez que a base aumenta continuamente e o topo é logo limitado pela tropopausa, e representa o período de dispersão e decaimento das cirrus. Isto também pode ser visto na profundidade óptica (painel (e) da Figura 5.6). O COD aumenta entre 14 e 18 h LT, junto com o aumento da espessura

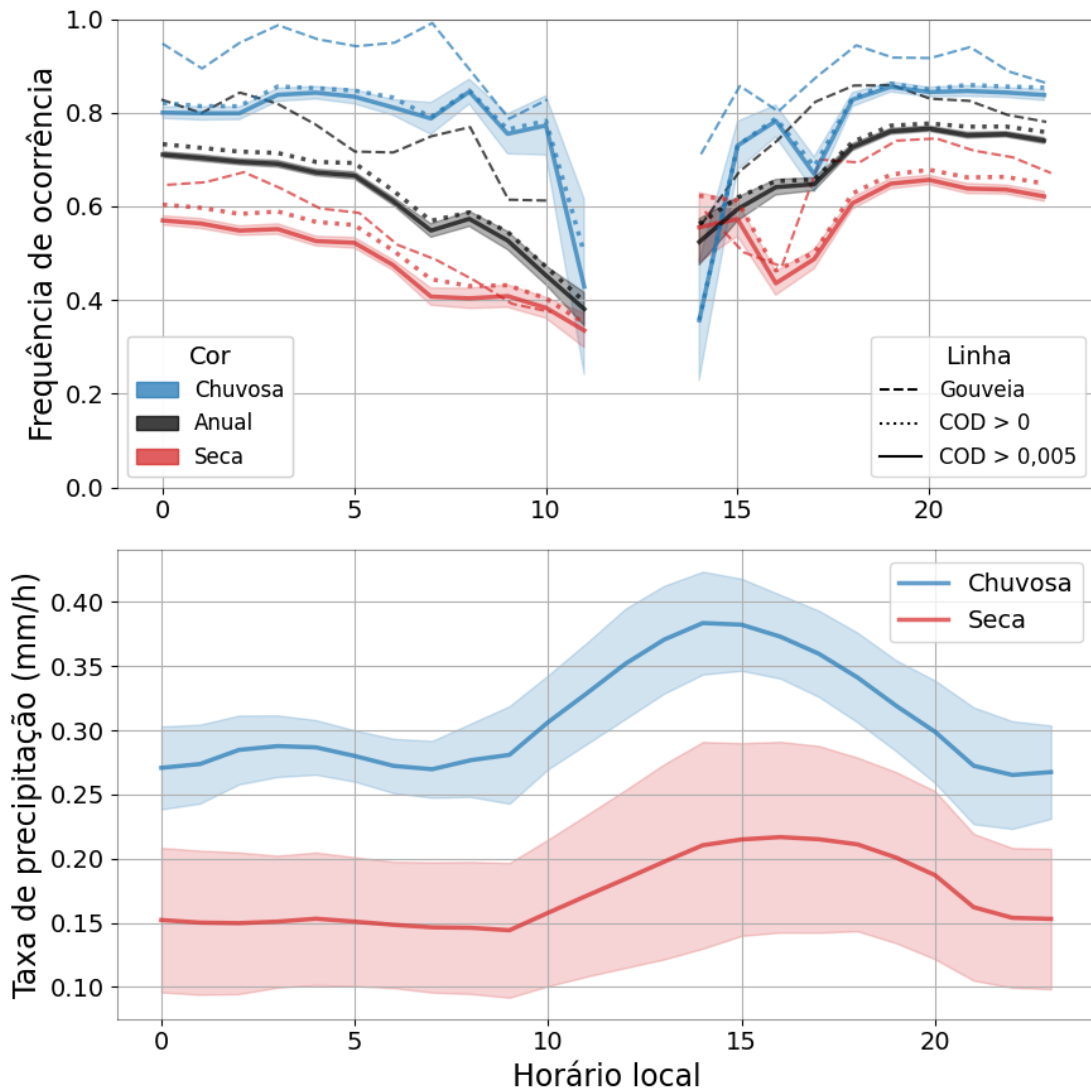


Figura 5.4: A Figura (a) apresenta os ciclos diurnos da frequência de ocorrência de nuvens cirrus para os períodos anual, chuvoso, transição e seco. As curvas cheias representam os resultados obtidos no presente estudo, enquanto as curvas tracejadas representam os resultados obtidos por [Gouveia \(2018\)](#). As curvas pontilhadas representam os resultados quando não é aplicada a condição de $COD > 0,005$. O sombreamento representa o desvio padrão da média. A Figura (b) apresenta o ciclo diurno da taxa de precipitação média entre julho de 2011 e dezembro de 2017 para a estação chuvosa e seca. O sombreamento representa o desvio padrão amostral da média entre os anos.

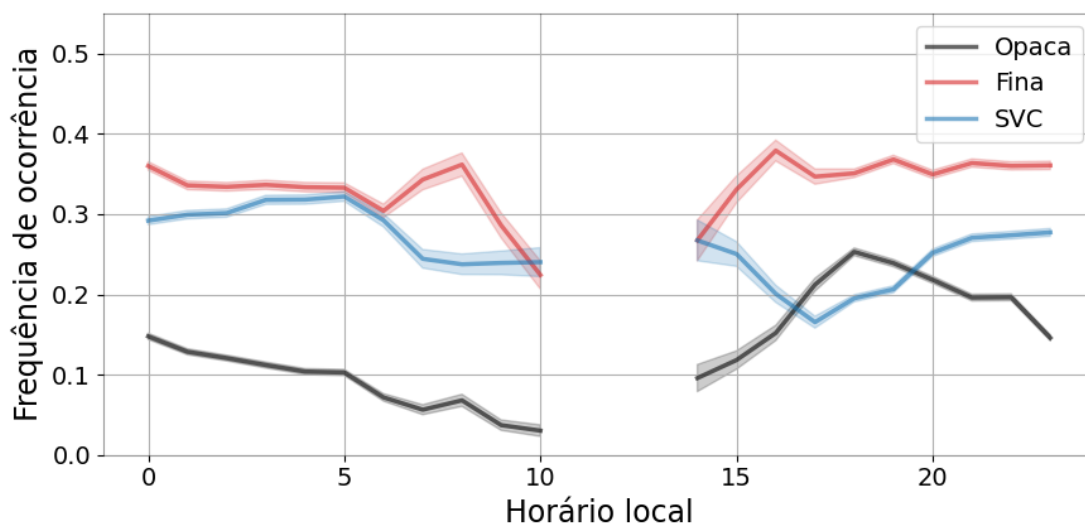


Figura 5.5: Ciclos diurnos da frequência de ocorrência de cirrus para as camadas opacas, finas e sub-visuais. O sombreamento nas Figuras representa o desvio padrão da média

geométrica, e depois cai continuamente até o fim da manhã seguinte. A razão lidar também apresenta um comportamento semelhante, com um aumento entre 15 e 18 h LT, e uma queda contínua entre 18 h e 10 h LT.

Com relação às subcategorias de cirrus, o ciclo diurno das propriedades ópticas e geométricas é menos acentuado, conforme demonstrado na Figura 5.7. Os valores máximos de altura de base e altura de topo são observados para cirrus finas e SVC. Nuvens opacas, por outro lado, são mais espessas. Para todos os tipos de cirrus, detecta-se uma diminuição na altura de base e na altura de topo entre 5 e 8 h LT. O ciclo diurno da altura da base revela pouca variação durante o dia, apenas um pequeno aumento contínuo a partir das 15 h LT. A altura do topo, por sua vez, apresenta um mínimo por volta do meio-dia (11-14 h LT), e aumenta continuamente a partir das 15 h LT, estabilizando-se por volta da meia-noite do horário local. Conseqüentemente, dado que a altura da base é aproximadamente constante, a espessura segue o mesmo padrão da altura do topo, apresentando um mínimo por volta do meio-dia, seguido de um aumento e, posteriormente, uma estabilização. Contudo, a espessura geométrica de todas as subcategorias de cirrus mostra um decréscimo a partir das 5 h LT. O mesmo padrão da espessura geométrica pode ser observado no COD, painel (e) da Figura 5.7. A razão lidar apresenta um valor médio aproximadamente constante para as diferentes categorias de cirrus, porém há um aumento no ruído e na incerteza por volta do meio-dia do horário local, devido à diminuição no número de perfis.

O ciclo diurno das propriedades geométricas e ópticas está ligado ao ciclo diurno da atividade convectiva na região, que atinge um máximo em torno das 16 h LT (14 h LT) durante a estação seca (chuvosa) (ver painel (b) da Figura 5.4). Em torno desse horário, conforme já destacado, começa a ocorrer o desprendimento da bigorna das torres convectivas e novas nuvens cirrus opacas são formadas, por isso o rápido aumento da

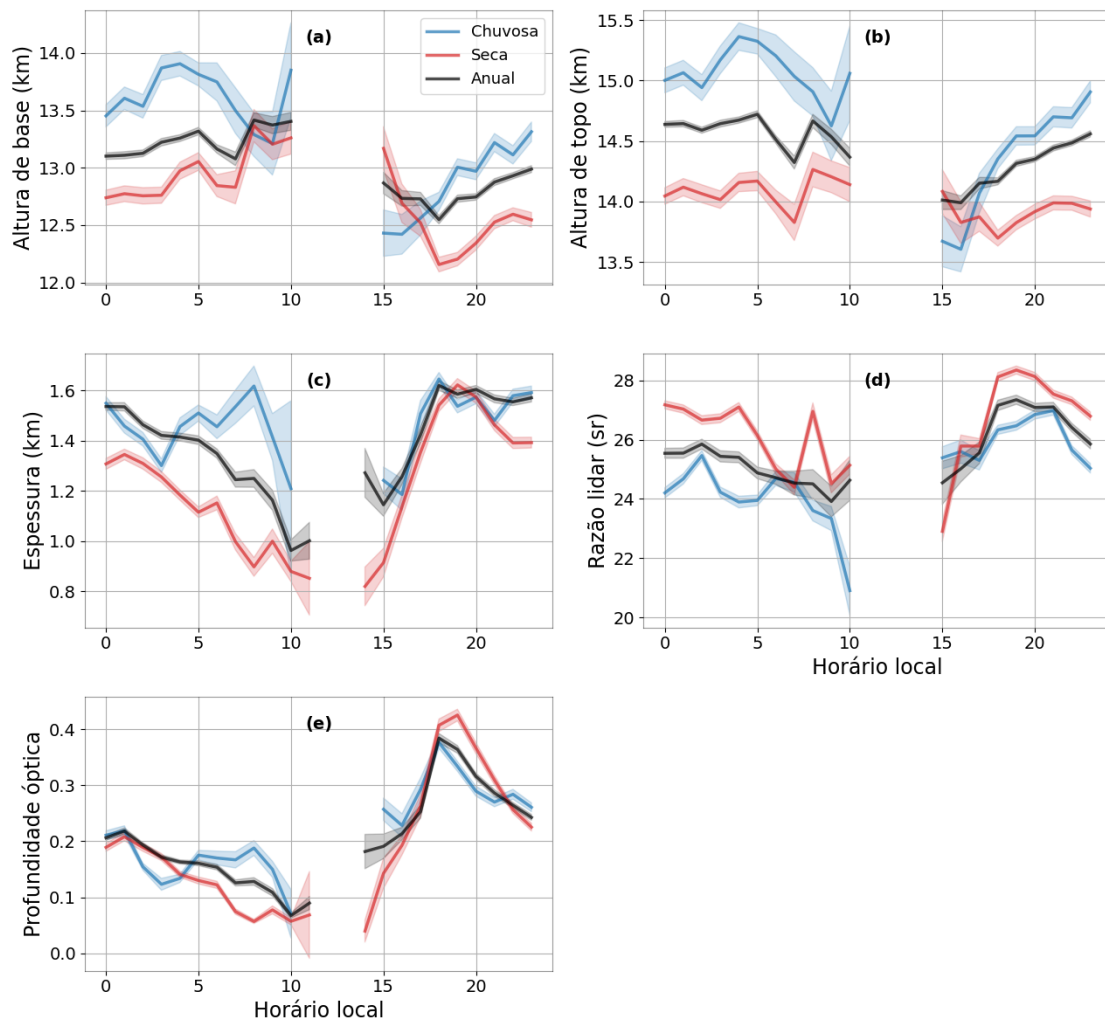


Figura 5.6: Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões da média da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus segregadas para estação chuvosa, seca e para todo o ano.

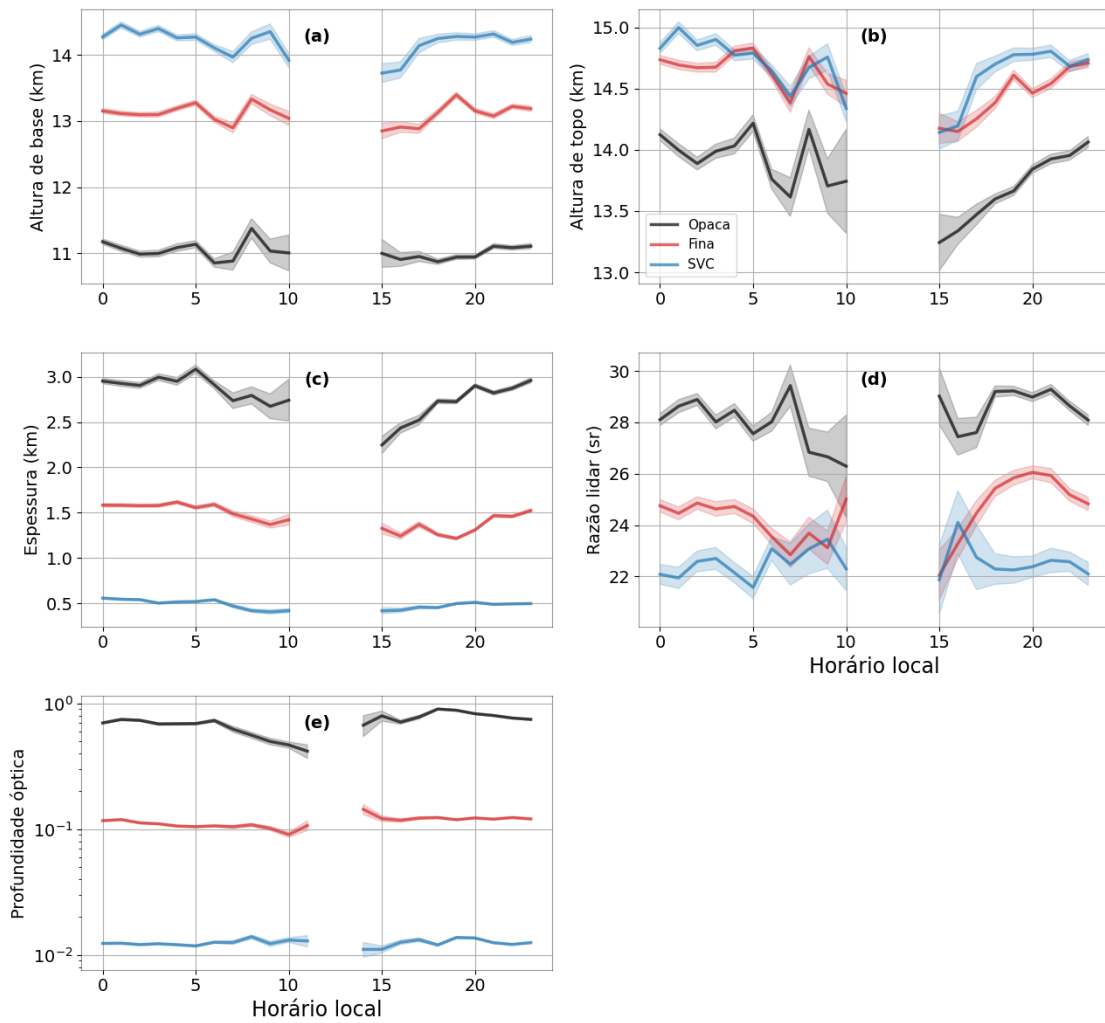


Figura 5.7: Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões da média da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus segregadas pela profundidade óptica da camada.

espessura e do COD entre 14 e 18 h LT. As nuvens opacas recém formadas são compostas por cristais de gelo diferentes daqueles das nuvens finas e SVC, por isso a RL também muda. Durante o período noturno, sabemos que essas nuvens se dispersam, são levantadas diabaticamente e começam a evaporar (Jensen et al., 1996). De fato, nesse período, observamos um aumento na altura de base e uma estabilização da altura do topo, a medida que o topo das nuvens cirrus alcançam a tropopausa. Por isso a espessura e o COD diminuem continuamente, bem como a RL, que responde as mudanças no tipo e tamanho dos cristais de gelo a medida que as cirrus evaporam. Isso persiste até o aparecimento de novas cirrus durante a tarde do dia seguinte, quando novas cirrus mais espessas e em altitudes mais baixas são formadas a partir do desprendimento de novas nuvens convectivas. O ciclo diurno das cirrus sub-visuais, finas e opacas é menos pronunciado do que o ciclo diurno das cirrus de forma geral; portanto, o principal fator que controla as mudanças observadas nas propriedades ópticas e geométricas é o ciclo diurno da frequência de ocorrência das diferentes categorias de cirrus, particularmente o ciclo diurno das cirrus opacas.

Ressaltamos que, como o ciclo diurno da convecção é diferente durante as estações seca e chuvosa, o horário de mínimo e máximo das bases varia algumas horas, entretanto a descrição do ciclo diurno se mantém válida. Contudo, não é claro porque as cirrus param de subir e afinar ainda de madrugada (0 a 5 h LT) durante a estação chuvosa. Uma possível explicação seria a atividade convectiva noturna, associada a complexos convectivos de mesoescala (CCM), mais característicos durante este período do ano (Burleyson et al., 2016). Esta explicação, de fato, também poderia justificar o aparente aumento do COD entre 4 e 7 h LT durante a estação chuvosa e uma diminuição da altura de base e topo das cirrus SVC, finas e opacas durante esse horário. Este aumento parece ser significativo, apesar da grande incerteza devido ao pequeno número de perfis disponíveis nestes horários. Esta hipótese poderia ser investigada segregando os dados do ciclo diurno das cirrus pela ocorrência ou não de CCMs na noite anterior; contudo isso fugiria do escopo desta dissertação e fica como sugestão de trabalhos futuros.

5.3 Ciclo sazonal

Passamos agora a analisar o ciclo sazonal das nuvens cirrus. O painel (a) da Figura 5.8 mostra a frequência de ocorrência mensal das nuvens cirrus (linha azul) e a precipitação média mensal (linha verde), onde o sombreado representa o desvio padrão amostral da média anual. A presença de nuvens cirrus no sítio experimental apresenta valores mínimos durante a estação seca e valores máximos durante as estações chuvosas e de transição. Apesar da precipitação ser máxima em março, existem dois picos na frequência de ocorrência de cirrus: um na primavera (outubro) e um no outono (abril), entre os quais a frequência se mantém acima de 80%. Resultados semelhantes foram encontrados na

porção sul da região tropical (do equador até 20° sul) em [Haladay and Stephens \(2009\)](#) a partir de dados do Calipso e para região Amazônia em [Gouveia \(2018\)](#) a partir de um Lidar em solo e em [Portella \(2022\)](#) a partir de dados do Calipso. Estes trabalhos levantaram possíveis hipóteses para essas diferenças entre os ciclos sazonais, sendo elas a influência de fatores meteorológicos ou a presença de um outro mecanismo de formação de cirrus. Como os cirrus podem sobreviver por horas a dias, acreditamos que o ciclo sazonal da frequência de ocorrência seja uma combinação da sazonalidade da precipitação e dos ventos em altitude. Futuros trabalhos poderiam investigar esta questão, por exemplo, utilizando satélites geoestacionários para acompanhar a formação e o transporte das nuvens cirrus mais espessas, desde sua formação até sua dissipação.

O painel (b) da Figura 5.8 representa a frequência de ocorrência mensal das nuvens cirrus segregada pela profundidade óptica. As cirrus opacas e finas apresentam um mínimo local na frequência de ocorrência durante os meses de dezembro e janeiro, bem como outro mínimo durante a estação seca. Esses mínimos causam uma diminuição na frequência de ocorrência de cirrus nesses períodos. A frequência de ocorrência de cirrus SVC é aproximadamente constante durante o ano todo, com apenas uma leve diminuição durante a estação seca.

O painel (c) da Figura 5.8, por sua vez, mostra como a frequência de ocorrência está distribuída em função da altitude. Este histograma bidimensional considera a base e o topo de cada camada de cirrus detectada, e está normalizado tal que a somatória das frequências nas altitudes corresponda a frequência de ocorrência mensal. Além disso, a curva pontilhada branca representa o ciclo sazonal da tropopausa sobre o sítio experimental. É observado um mínimo na altitude da tropopausa durante a estação seca (16,1 km) e valores máximos durante a estação chuvosa (16,7 km). A inversão térmica dificulta a presença de nuvens na estratosfera e, portanto, é possível perceber a sazonalidade da altura do topo das nuvens cirrus e sua relação com a altitude da tropopausa. A probabilidade de encontrar nuvens cirrus acima da tropopausa é menor na estação seca do que na chuvosa. Além disso, nos meses de março, abril, outubro e novembro, quando a frequência mensal é máxima, a maior parte dos cirrus estão concentrados em 12,5 e 15,5 km, respectivamente. Esse fenômeno é acompanhado por um aumento na frequência de ocorrência de cirrus finas e opacas durante esses meses. Por outro lado, em dezembro e janeiro, parece haver dois máximos na distribuição vertical em 13 e 17 km (logo abaixo da tropopausa). Há também uma quantidade maior de cirrus acima da tropopausa, isto poderia estar associado a formação de cirrus por *overshooting* ([Liu and Zipser, 2005](#); [Bedka et al., 2018](#)).

Para avaliar a sazonalidade das propriedades geométricas, construímos os histogramas bidimensionais apresentados nos painéis (a), (b) e (c) da Figura 5.9. Além disso, para ajudar a visualizar a distribuição dos dados, também estão representados os percentis de 25%, 50% e 75%. A sazonalidade é mais acentuada na altura de topo do que na altura de base, e mais marcante nos percentis 75% e 50% do que no 25%. Isso ocorre porque

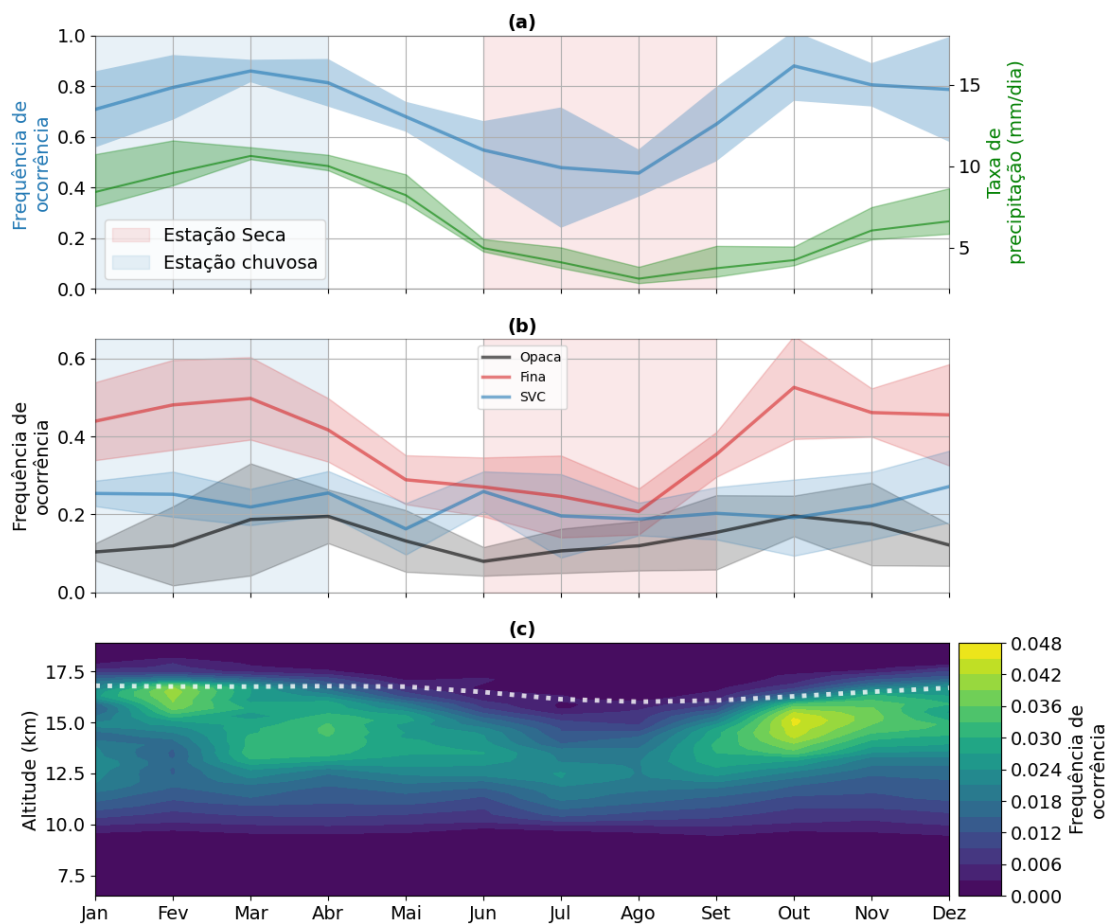


Figura 5.8: A Figura (a) mostra a frequência de ocorrência de nuvens cirrus e a taxa de precipitação em função dos meses do ano. A taxa de precipitação foi calculada a partir da média de 2011-2017. A Figura (b) apresenta a frequência de ocorrência das diferentes categorias de cirrus. O sombreado de cada figura é calculado a partir do desvio padrão amostral da média anual. Portanto, ele dá informação sobre quanto os dados mensais variaram de um mês para outro. Por fim, a Figura (c) representa a frequência de ocorrência de nuvens cirrus em função da altura e do tempo. A somatória na altitude em cada mês corresponde à frequência de ocorrência mensal apresentada na Figura (a). Além disso, a curva pontilhada branca representa a altura da tropopausa.

nuvens cirrus com alturas de base e topo em percentis maiores estão mais sujeitas aos efeitos da sazonalidade da tropopausa. Observa-se uma estabilização da altura do topo das nuvens quando o valor correspondente ao percentil 75% coincide com a altura da tropopausa. Essa estabilização não é observada na altura da base, o que resulta em uma redução da espessura das cirrus quando a altura do topo permanece aproximadamente constante. Como consequência, surgem dois picos na espessura geométrica das nuvens: um em abril e outro em novembro.

Os painéis (d) e (e) da Figura 5.9 representam histogramas bidimensionais e os percentis 25%, 50% e 75% da profundidade óptica e razão lidar, respectivamente. Apesar de existir uma sazonalidade na espessura geométrica das nuvens cirrus (ver tabela 5.2), a profundidade óptica não apresenta uma sazonalidade muito distinta, como discutimos anteriormente. De maneira similar à espessura geométrica, valores ligeiramente maiores da profundidade óptica são observados durante o período de transição, em abril e outubro, quando a frequência de ocorrência de cirrus, e de cirrus opacas, também é maior (ver Figura 5.8). A razão lidar apresenta um deslocamento da mediana para valores mais elevados durante os meses associados a estação seca. Indicando uma mudança das propriedades dos cristais de gelo das cirrus.

5.4 Séries temporais e tendências

Avaliar tendências de nuvens cirrus sobre a Amazônia a partir de um lidar em solo é uma tarefa difícil. A grande fração de cobertura de nuvens baixas deteriora o sinal do laser, tornando escassos os perfis com bom sinal ruído. O painel superior da Figura 4.2 apresenta o número de perfis que apresentam bom sinal ruído em função dos meses do ano para todo período de estudo. No painel superior da Figura 5.10, por sua vez, está representado a frequência de ocorrência mensal de nuvens cirrus e a taxa de precipitação em função dos meses do ano. Além disso, os meses associados as estações chuvosas e seca estão destacados. Como nem todas as estações de todos os anos estão sendo bem representadas, não é possível realizar uma avaliação anual da tendência. Para o ano de 2013, por exemplo, só existem dados para os 3 últimos meses e, portanto, a frequência de ocorrência de nuvens cirrus para esse ano estaria enviesada. Apesar disso, vale destacar que existe uma boa correlação entre a taxa de precipitação e a frequência de ocorrência de nuvens cirrus, como já indicado na Figura 5.8.

O painel inferior da Figura 5.10 mostra a frequência de ocorrência de nuvens cirrus em função dos anos, com os valores segregados entre as estações chuvosas e secas. A frequência de ocorrência é apresentada juntamente com um ajuste linear efetuado para avaliar a existência de uma tendência temporal. Tanto para a estação chuvosa quanto para a estação seca foi observado uma diminuição da frequência de ocorrência de nuvens cirrus. Contudo, em ambos os casos a diminuição não foi estatisticamente significativa. Através do

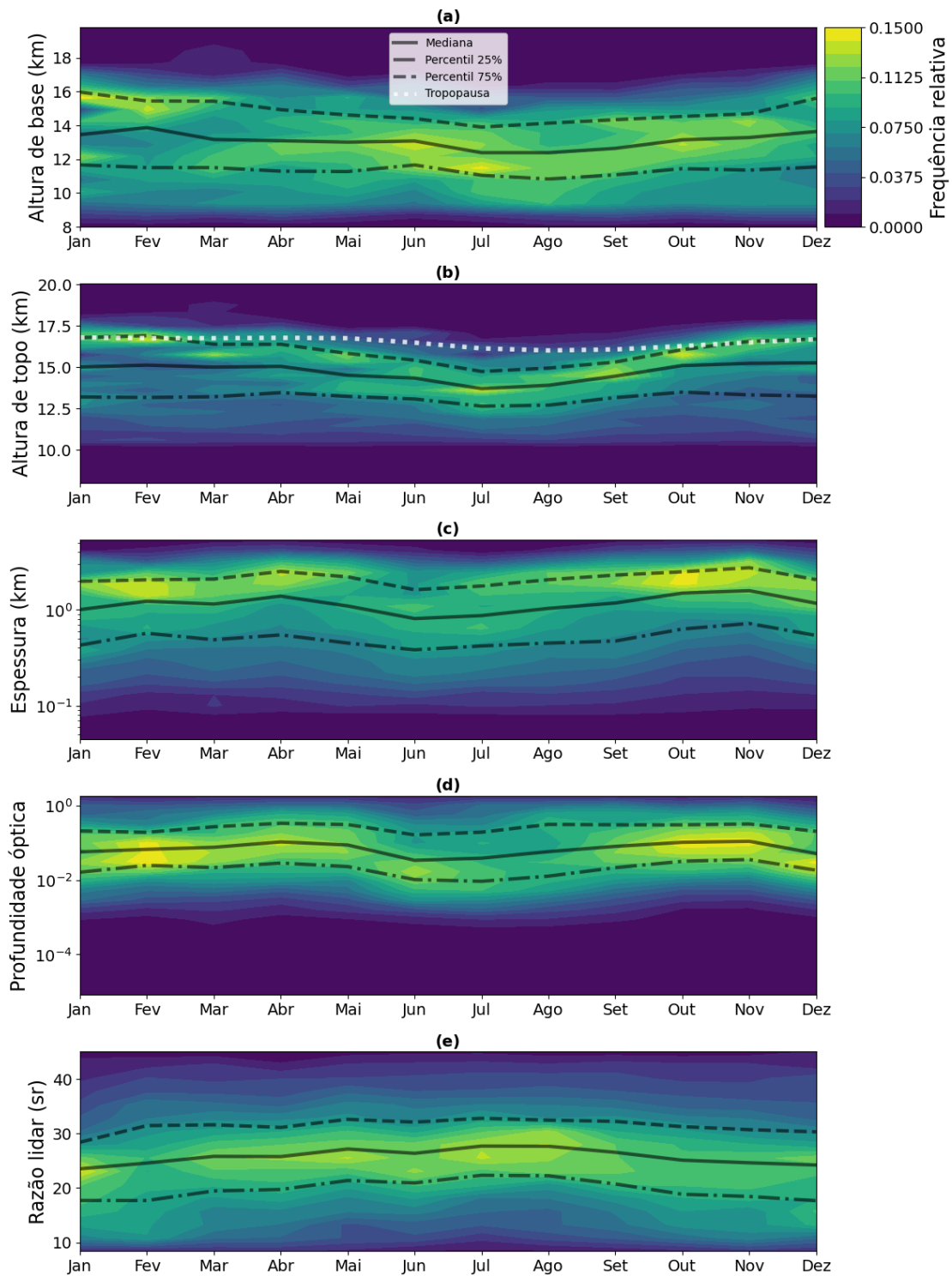


Figura 5.9: Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura do topo, a tropopausa. O valor médio da altura da tropopausa foi calculado a partir dos dados de 2011-2016.

ajuste, foi identificado uma diminuição de $1,8 \pm 2,4\%$ por ano na frequência de ocorrência de nuvens cirrus para a estação chuvosa e uma diminuição de $2,2 \pm 2,4\%$ por ano para a estação seca.

Apesar, da tendência detectada no presente estudo não ser estatisticamente significativa, ela está alinhada com os recentes resultados presentes na literatura. Observações de diferentes satélites revelaram uma redução na cobertura de nuvens altas na Amazônia. A partir de dados do GOES -6, -7, -8 e -12, Sena et al. (2018) detectaram uma diminuição da cobertura de nuvens de 4% por década que atribuíram, principalmente, à diminuição de nuvens altas. De forma semelhante, Portella (2022), utilizando dados do CALIPSO, detectou uma diminuição na frequência de ocorrência de nuvens cirrus de 7% por década.

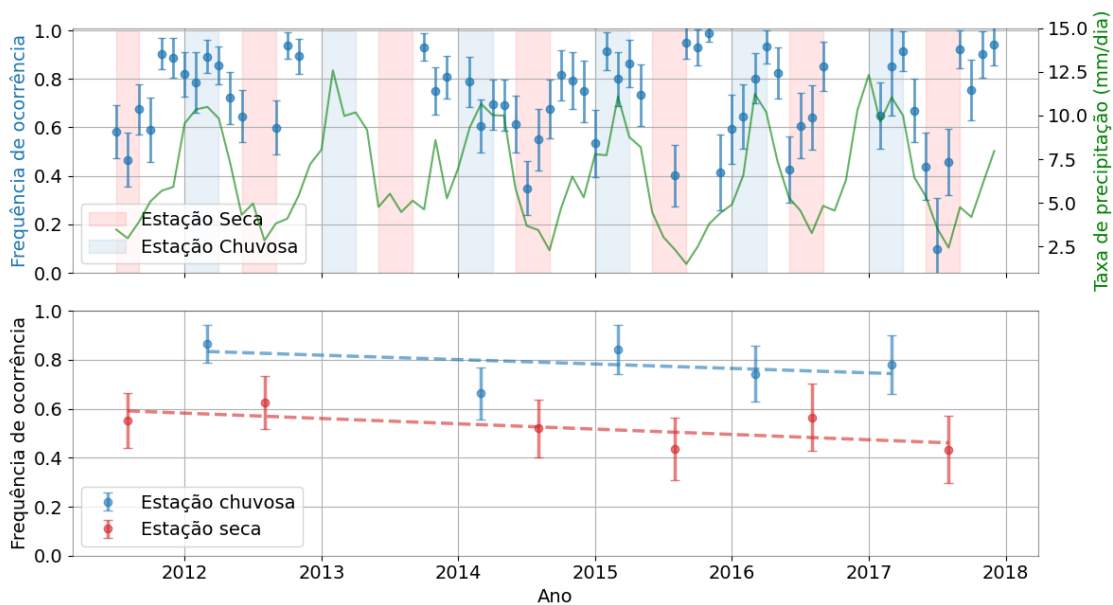


Figura 5.10: No painel superior os círculos representam a série temporal da frequência de ocorrência mensal de nuvens cirrus ao longo de todo o período de estudo e a curva cheia representa a taxa de precipitação convectiva média diária. As faixas azul e vermelho estão indicando os meses associados a estação chuvosa e seca, respectivamente. O painel inferior exibe a média e a incerteza da frequência de ocorrência anual, dividida entre a estação seca e a estação chuvosa.

A avaliação das tendências das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus também foi realizada. Essa análise envolveu o ajuste de reta aos dados mensais correspondentes às estações seca e chuvosa durante o período estudado. A Figura 5.11 mostra os valores médios e os desvios padrão da amostra das propriedades ópticas e geométricas observadas durante o período de estudo, divididas por estação. As linhas tracejadas representam os ajustes lineares realizados. A tabela 5.3 mostra os coeficientes angulares obtidos, assim como as incertezas nestes coeficientes. Observa-se tendências nas propriedades, sendo as principais o aumento das altitudes de base e topo, e a redução da espessura geométrica e profundidade óptica. Essas tendências não se mostram estatisticamente

significativas, mas estão na mesma direção de outros resultados relatados na literatura.

O capítulo 7 do Sexto Relatório de Avaliação do IPCC (Forster et al., 2021) relata, com alta confiança, um aumento da altitude na altura de topo de nuvens altas devido à um aumento na altura da tropopausa (Thompson et al., 2017). O relatório menciona ainda, com baixa confiança, uma diminuição da fração de nível alto devido à uma diminuição do tamanho da bigorna de nuvens convectivas causada por um aumento na temperatura da superfície (Bony et al., 2016). A partir de dados de um Lidar em solo, Pandit et al. (2015) documentaram um acréscimo na fração de nuvens cirrus em 16 km de altura em Gadanki, Índia, e associou esse incremento à um aumento da altura da tropopausa. Utilizando dados do CALIPSO, Portella (2022) identificou variações nas propriedades ópticas e geométricas na região Amazônica, particularmente uma diminuição da espessura geométrica de nuvens cirrus espessas.

Essas evidências destacam a importância de realizar uma avaliação de longo prazo das nuvens cirrus. Contudo, os resultados obtidos no presente estudo sugerem que, embora o lidar em solo aponte na direção correta, não há confiança estatística suficiente no conjunto de observações que analisamos. Existem vários fatores que contribuem para esta incerteza. A série temporal dos dados é muito curta, o que limita a capacidade de analisar tendências e padrões de maior prazo. Além disso, a metodologia do lidar em solo é significativamente mais afetada pela presença de nuvens baixas do que o CALIPSO, isso resulta em uma diminuição da quantidade de perfis de nuvem que podem ser efetivamente utilizados. Portanto, embora os dados do lidar em solo forneçam *insights* úteis, são necessários mais estudos para fortalecer a confiabilidade dessas observações.

Tabela 5.3: Parâmetros derivados de ajustes lineares utilizados para examinar as tendências nas frequências de ocorrência, propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus.

| | Chuvosa | Seca |
|---|----------------|----------------|
| Frequência de ocorrência (% ano ⁻¹) | -1,8 (2,4) | -2,2 (2,4) |
| Altura de base (km ano ⁻¹) | 0,10 (0,30) | 0,03 (0,19) |
| Altura de topo (km ano ⁻¹) | 0,05 (0,25) | -0,02 (0,15) |
| Espessura (km ano ⁻¹) | -0,07 (0,14) | -0,068 (0,084) |
| Profundidade óptica (ano ⁻¹) | -0,016 (0,054) | -0,007 (0,030) |
| razão lidar (ano ⁻¹) | 0,09 (0,98) | 0,12 (0,49) |

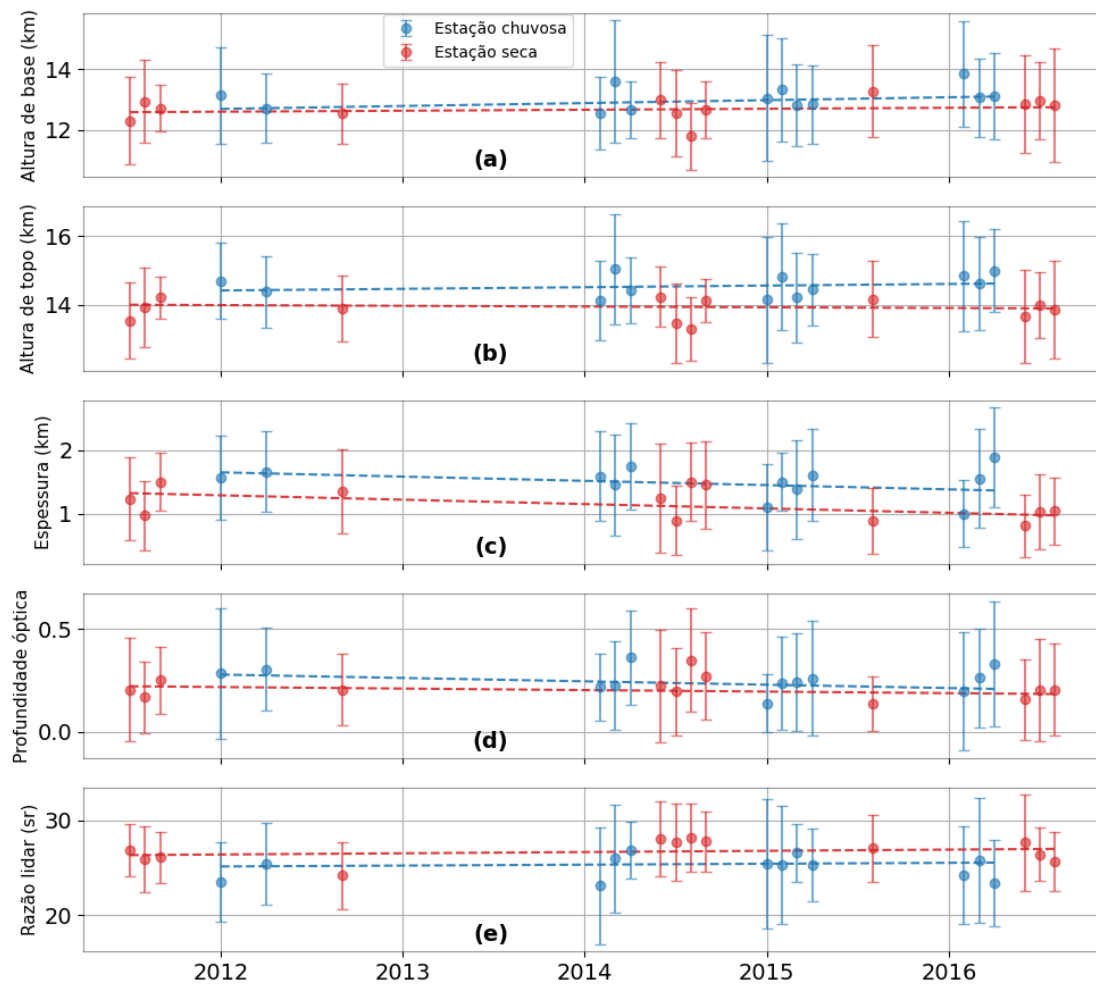


Figura 5.11: Os painéis apresentam os valores médios e os desvios padrões amostrais da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) profundidade óptica e (e) razão lidar das nuvens cirrus segregadas para estação chuvosa, seca e para todo o ano.

Capítulo 6

Conclusões e Perspectivas Futuras

As nuvens cirrus desempenham um papel importante no equilíbrio energético da atmosfera, principalmente na região tropical. No entanto, a compreensão dos processos que as formam ainda é incompleta, e sua interação com a radiação depende tanto de sua profundidade óptica quanto da fração do céu que elas cobrem. Isso faz das nuvens cirrus uma fonte significativa de incerteza para os modelos climáticos. Nesse contexto, esse estudo analisou 19.943 horas de medições do lidar Raman, operado pelo Laboratório de Física Atmosférica do Instituto de Física da Universidade de São Paulo (LFA-IF-USP), coletadas entre julho de 2011 e dezembro de 2017 para investigar o ciclo diurno, sazonalidade e tendências das propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus na região da Amazônia.

Os dados foram agrupados em 71.576 perfis médios de 5-min com bom sinal ruído e processados pelo algoritmo automatizado de detecção de nuvens cirrus desenvolvido no nosso grupo de pesquisa, de onde se obteve as altitudes de base, topo e espessura geométrica. A profundidade óptica das nuvens foi determinada pelo método da transmitância que, em combinação com o método Klett, permitiu então a determinação da razão lidar. Analisamos toda a base de dados, encontramos que os valores médios das alturas de base e topo da nuvem, da espessura geométrica e da profundidade óptica foram de $13,0 \pm 2,2$ km, $14,5 \pm 1,8$ km, $1,50 \pm 1,17$ km, e $0,24 \pm 0,38$, respectivamente. Além disso, observou-se que as cirrus finas e sub-visuais têm alturas de base e topo em regiões mais próximas a tropopausa do que cirrus opacas. Ao comparar esses resultados com estudos anteriores, notou-se uma consistência, com padrões semelhantes também relatados por outros pesquisadores em regiões tropicais. A razão lidar média obtida neste estudo foi de $26,1 \pm 8,3$,sr, um resultado compatível com valores reportados na literatura que também fizeram a correção de múltiplo espalhamento.

Este trabalho apresentou a primeira análise detalhada dos ciclos diurnos da frequência de ocorrência e das propriedades ópticas e geométricas das cirrus na região Amazônica. Nossos resultados apontam uma maior frequência de ocorrência de cirrus no final da tarde e à noite (horário local), principalmente durante a estação chuvosa. Estas observações deixam evidente que a formação de cirrus na Amazônia está ligada à atividade convectiva, com um pico de precipitação no meio da tarde seguido pela formação das nuvens cirrus opacas. Essa formação de cirrus no período da tarde é acompanhado de alturas de base

e topo menores, bem como de um aumento na espessura óptica e geométrica e da razão lidar. Com o passar do tempo, as novas cirrus opacas elevam-se e evaporam, formando cirrus finas e, por fim, sub-visuais. Ao longo da madrugada, durante o ciclo diurno da estação chuvosa, observou-se um aumento na espessura e na profundidade ópticas das nuvens; simultaneamente, notou-se uma diminuição na altura da base e topo das camadas de nuvens cirrus. Esses resultados sugerem a necessidade de mais pesquisas para entender a relação entre a atividade convectiva noturna e um aumento na frequência de ocorrência de cirrus durante à noite a estação chuvosa. Uma análise do ciclo diurno das cirrus em relação à ocorrência de complexos convectivos de mesoescala na noite anterior é sugerida para trabalhos futuros.

Também foi a primeira vez que o ciclo sazonal da frequência de ocorrência e das propriedades ópticas e geométricas das cirrus na região Amazônica foi realizada utilizando os dados de um lidar em superfície. Utilizando a abordagem da amostragem condicional, calculamos as médias mensais a partir do ciclo diurno médio de cada mês. A análise revelou uma maior ocorrência de nuvens cirrus durante a estação chuvosa (79,7%) do que durante a estação seca (55,4%) e uma predominância de cirrus finas (38,7%), seguidas pelas cirrus sub-visuais (22,3%) e opacas (14,1%) no sítio experimental. Além disso, foram identificados dois picos na frequência de ocorrência durante a primavera e o outono causados, principalmente, por um aumento na frequência de ocorrência de cirrus opacas e finas. Durante a estação chuvosa e de transição, foram identificadas uma maior frequência de nuvens cirrus formadas a partir de *overshooting top* do que durante a estação seca. Os dados também mostraram que a altura de base, altura de topo, espessura geométrica e a razão lidar das nuvens cirrus apresentam variação sazonal; e, além disso, os valores obtidos na estação chuvosa apresentaram uma variação anual média de 7,1% da estação chuvosa para estação seca. Notavelmente, durante a estação chuvosa e de transição, observa-se uma maior frequência nuvens cirrus mais espessas e localizadas em altitudes mais elevadas (frequência de opaca 15,1% e topo 14,8 km), em comparação com a estação seca (11,5% e topo 14,0 km). Valores mais elevados da razão lidar são registrados durante a estação seca (27,1 sr) em comparação à estação chuvosa (25,4 sr). Adicionalmente, essa razão apresenta-se maior para cirrus opacas (28,6 sr) quando comparada às cirrus finas e sub-visuais (22,4 sr). Tais observações sugerem variações na forma dos cristais de gelo entre as diferentes categorias de nuvens cirrus. Ademais, observamos uma sazonalidade mais acentuada na altura do topo das nuvens do que na altura de base, em particular nos percentis 75% e 50%, possivelmente devido aos efeitos da sazonalidade da tropopausa. Além disso, foi destacado que a presença de cirrus acima da tropopausa é menos frequente na estação seca.

Também buscamos por tendências temporais na frequência de ocorrência e nas propriedades das nuvens cirrus. Apesar de não ser estatisticamente significativo, a frequência de ocorrência de nuvens cirrus para as estações chuvosas e secas mostrou uma tendência

de diminuição ao longo dos anos. Esta tendência é corroborada por estudos recentes que utilizam observações de satélite. Vale ressaltar que esta é a primeira vez que os dados deste sistema lidar são usados para calcular tais tendências. Embora certas mudanças tenham sido observadas nas propriedades ópticas e geométricas das nuvens cirrus, estas não foram estatisticamente significativas, devido às limitações do período de estudo e da metodologia do lidar em solo. Contudo, pesquisas recentes apontam que existem mudanças nas propriedades de nuvens cirrus em curso; portanto, é necessária uma maior continuidade nas observações a partir de satélites para uma avaliação mais precisa das tendências de longo prazo das nuvens cirrus.

Apêndice A

Ciclo sazonal das propriedades ópticas e geométricas das cirrus SVC, finas e opacas

A seguir são apresentados histogramas bidimensionais que mostram a sazonalidade da altura da base, altura do topo, espessura geométrica, razão lidar e profundidade óptica para as nuvens cirrus opacas, finas e sub-visuais. Também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa.

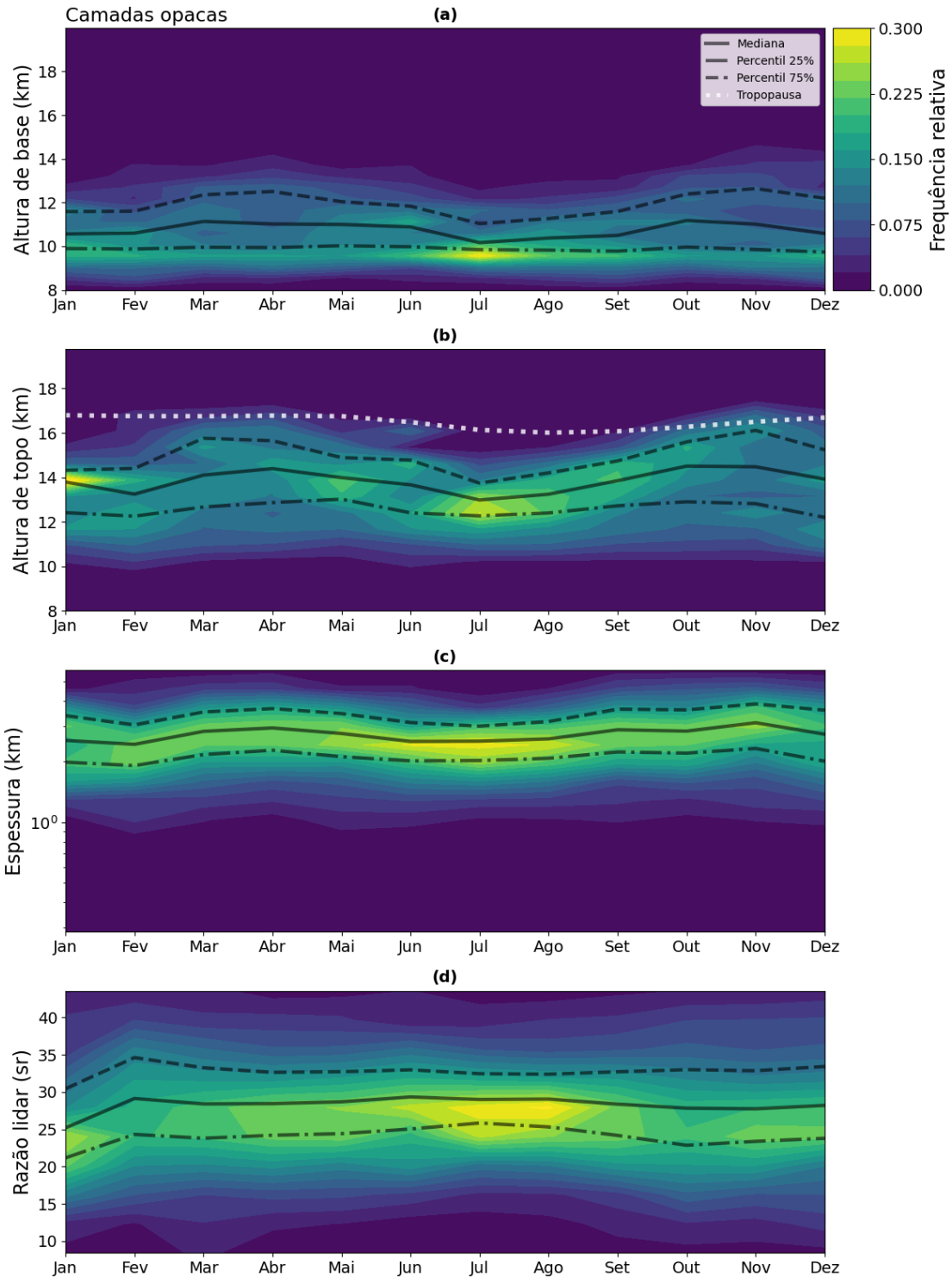


Figura A.1: Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus opacas. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da base, a tropopausa.

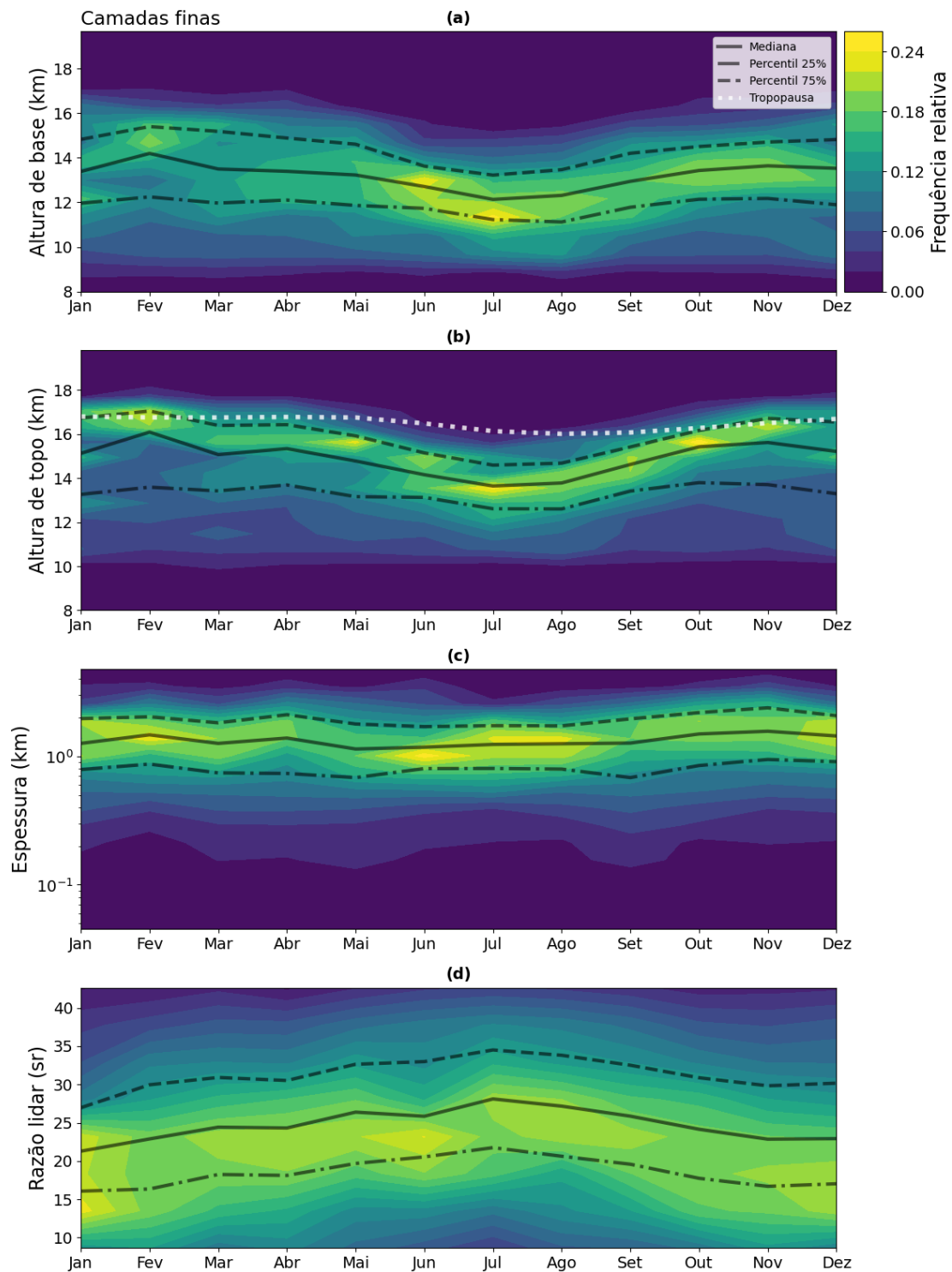


Figura A.2: Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus finas. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa.

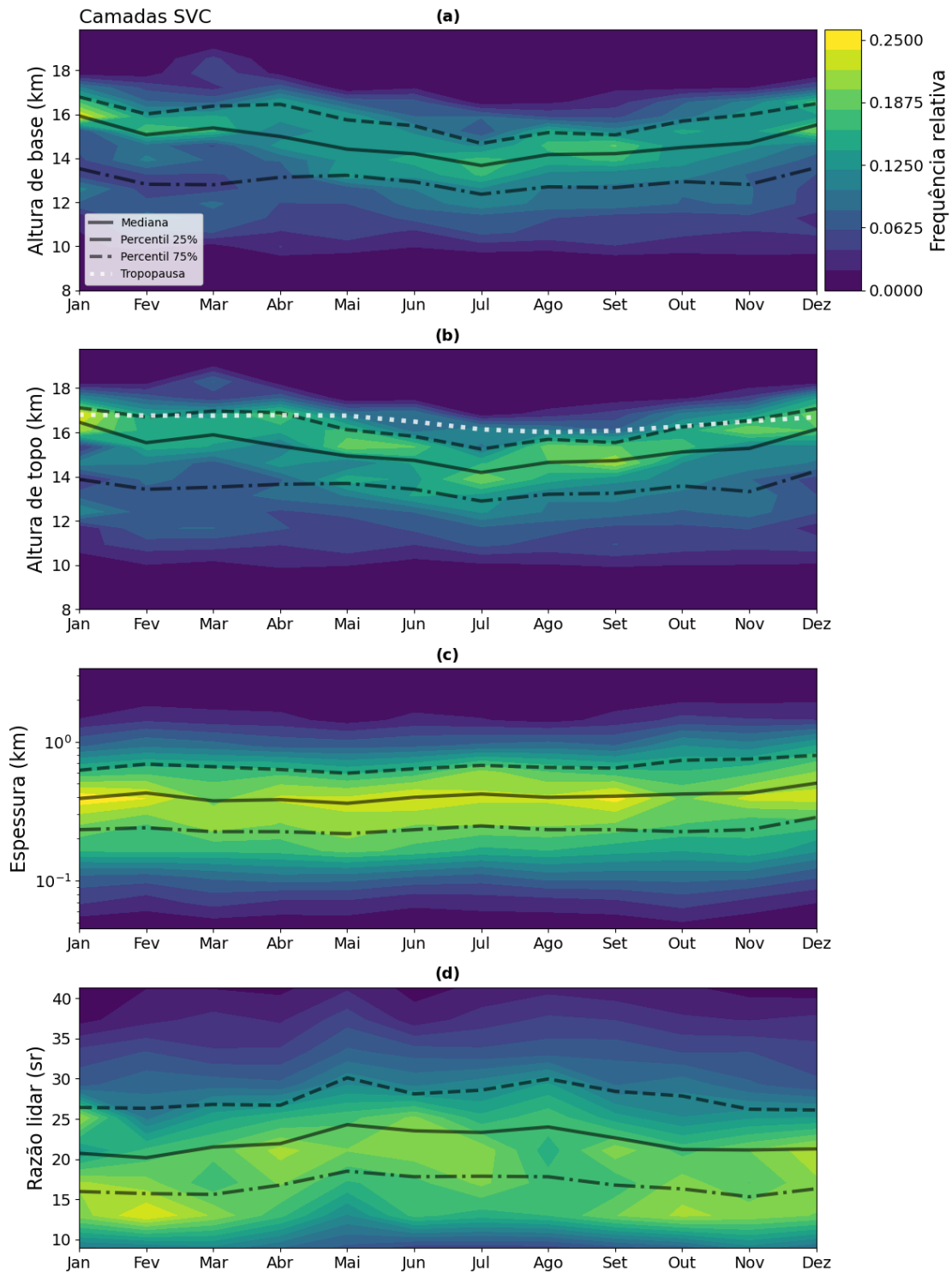


Figura A.3: Os histogramas bidimensionais apresentam as distribuições conjuntas da (a) altura da base, (b) altura do topo, (c) espessura geométrica, (d) razão lidar e (e) profundidade óptica das nuvens cirrus sub-visuais. Além disso, também são exibidos os valores da mediana, os percentis de 25% e 75% das propriedades e, no histograma da altura da topo, a tropopausa.

Referências

- Ackerman, T. P., K.-N. Liou, F. P. J. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating rates in tropical anvils. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1606–1623.
- Adams, D. K., S. I. Gutman, K. L. Holub, and D. S. Pereira, 2013: Gns observations of deep convective time scales in the amazon. *Geophysical Research Letters*, **40**, 2818–2823, doi:10.1002/grl.50573.
- Artaxo, P., L. V. Rizzo, J. F. Brito, et al., 2013: Atmospheric aerosols in amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. *Faraday Discussions*, **165**, 203, doi:10.1039/c3fd00052d.
- Barbosa, H. M. J., B. Barja, T. Pauliquevis, et al., 2014: A permanent raman lidar station in the amazon: description, characterization, and first results. *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**, 1745–1762, doi:10.5194/amt-7-1745-2014.
- Bates, D. R., 1984: Rayleigh scattering by air. *Planetary and Space Science*, **32**, 785–790, doi:https://doi.org/10.1016/0032-0633(84)90102-8.
- Bedka, K., E. M. Murillo, C. R. Homeyer, et al., 2018: The above-anvil cirrus plume: An important severe weather indicator in visible and infrared satellite imagery. *Weather and Forecasting*, **33**, 1159–1181, doi:10.1175/waf-d-18-0040.1.
- Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton, and J. R. Slusser, 1999: On rayleigh optical depth calculations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**, 1854–1861, doi:https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<1854:ORODC>2.0.CO;2.
- Bony, S., B. Stevens, D. Coppin, et al., 2016: Thermodynamic control of anvil cloud amount. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **113**, 8927–8932, doi:10.1073/pnas.1601472113.
- Bucholtz, A., 1995: Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, **34**, 2765–2773, doi:10.1364/AO.34.002765.
- Burleyson, C. D., Z. Feng, S. M. Hagos, et al., 2016: Spatial variability of the background diurnal cycle of deep convection around the goamazon2014/5 field campaign sites. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 1579–1598, doi:10.1175/jamc-d-15-0229.1.
- Cadet, B., 2003: A sub-tropical cirrus clouds climatology from reunion island (21°s, 55°e) lidar data set. *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2002gl016342.

- Comstock, J. M., T. P. Ackerman, and G. G. Mace, 2002: Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at nauru island: Cloud statistics and radiative impacts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**, AAC 16–1, doi:10.1029/2002jd002203.
- Corti, T., B. P. Luo, Q. Fu, et al., 2006: The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**, 2539–2547, doi:10.5194/acp-6-2539-2006.
- Dai, G., S. Wu, X. Song, and L. Liu, 2019: Optical and geometrical properties of cirrus clouds over the tibetan plateau measured by lidar and radiosonde sounding during the summertime in 2014. *Remote Sensing*, **11**, 302, doi:10.3390/rs11030302.
- Eastman, R. and S. G. Warren, 2013: A 39-yr survey of cloud changes from land stations worldwide 1971–2009: Long-term trends, relation to aerosols, and expansion of the tropical belt. *Journal of Climate*, **26**, 1286–1303, doi:10.1175/jcli-d-12-00280.1.
- Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Applied Optics*, **23**, 652, doi:10.1364/ao.23.000652.
- Folkens, I. and R. V. Martin, 2005: The vertical structure of tropical convection and its impact on the budgets of water vapor and ozone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 1560–1573, doi:10.1175/jas3407.1.
- Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, et al., 2021: *The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, chapter Climate Change 2021: The Physical Science Basis. 923–1054.
- Gasparini, B. and U. Lohmann, 2016: Why cirrus cloud seeding cannot substantially cool the planet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 4877–4893, doi:10.1002/2015jd024666.
- Giannakaki, E., D. S. Balis, V. Amiridis, and S. Kazadzis, 2007: Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a southern european lidar station. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**, 5519–5530, doi:10.5194/acp-7-5519-2007.
- Gouveia, D. A., 2014: *Caracterização de nuvens cirrus na região da Amazônia central utilizando um lidar em solo*. Master's thesis, Instituto de Física - Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- 2018: *Forçante radiativa, propriedades ópticas e físicas das nuvens cirrus na Amazônia*. Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

- Gouveia, D. A., B. Barja, H. M. J. Barbosa, et al., 2017: Optical and geometrical properties of cirrus clouds in amazonia derived from 1 year of ground-based lidar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 3619–3636, doi:10.5194/acp-17-3619-2017.
- Haladay, T. and G. Stephens, 2009: Characteristics of tropical thin cirrus clouds deduced from joint cloudsat and calipso observations. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2008jd010675.
- Heymsfield, A. J., M. Krämer, A. Luebke, et al., 2017: Cirrus clouds. *Meteorological Monographs*, **58**, 2.1–2.26, doi:10.1175/amsmonographs-d-16-0010.1.
- Hoareau, C., P. Keckhut, V. Noel, et al., 2013: A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of france (43.9° n–5.7° e). *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 6951–6963, doi:10.5194/acp-13-6951-2013.
- Hogan, R. J., 2006: Fast approximate calculation of multiply scattered lidar returns. *Applied Optics*, **45**, 5984, doi:10.1364/ao.45.005984.
- Houze, R. A., 2014: *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- Jensen, E. J., O. B. Toon, H. B. Selkirk, et al., 1996: On the formation and persistence of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **101**, 21361–21375, doi:10.1029/95jd03575.
- Kienast-Sjögren, E., C. Rolf, P. Seifert, et al., 2016: Climatological and radiative properties of midlatitude cirrus clouds derived by automatic evaluation of lidar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 7605–7621, doi:10.5194/acp-16-7605-2016.
- Kim, Y., S.-W. Kim, M.-H. Kim, and S.-C. Yoon, 2014: Geometric and optical properties of cirrus clouds inferred from three-year ground-based lidar and caliop measurements over seoul, korea. *Atmospheric Research*, **139**, 27–35, doi:10.1016/j.atmosres.2013.12.016.
- King, M. D., S. Platnick, W. P. Menzel, et al., 2013: Spatial and temporal distribution of clouds observed by modis onboard the terra and aqua satellites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **51**, 3826–3852, doi:10.1109/tgrs.2012.2227333.
- Klett, J. D., 1981: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, **20**, 211, doi:10.1364/ao.20.000211.
- 1985: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, **24**, 1638, doi:10.1364/ao.24.001638.
- Kovalev, V. A. and W. E. Eichinger, 2004: *Elastic Lidar: Theory, Practice and Analysis Methods*. Wiley-Interscience, Hoboken, New Jersey, 611 pp.

- Krisna, T. C., M. Wendisch, A. Ehrlich, et al., 2018: Comparing airborne and satellite retrievals of cloud optical thickness and particle effective radius using a spectral radiance ratio technique: two case studies for cirrus and deep convective clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 4439–4462, doi:10.5194/acp-18-4439-2018.
- Krämer, M., C. Rolf, A. Luebke, et al., 2016: A microphysics guide to cirrus clouds – part 1: Cirrus types. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 3463–3483, doi:10.5194/acp-16-3463-2016.
- Lakkis, S. G., M. Lavorato, and P. O. Canziani, 2009: Monitoring cirrus clouds with lidar in the southern hemisphere: A local study over buenos aires. 1. tropopause heights. *Atmospheric Research*, **92**, 18–26, doi:10.1016/j.atmosres.2008.08.003.
- Lee, J., P. Yang, A. E. Dessler, et al., 2009: Distribution and radiative forcing of tropical thin cirrus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 3721–3731, doi:10.1175/2009jas3183.1.
- Li, Q. and S. Groß, 2022: Satellite observations of seasonality and long-term trends in cirrus cloud properties over europe: investigation of possible aviation impacts. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **22**, 15963–15980, doi:10.5194/acp-22-15963-2022.
- Liou, K.-N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Monthly Weather Review*, **114**, 1167–1199.
- Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, Los Angeles, CA, 1053 pp.
- Liu, C. and E. J. Zipser, 2005: Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi:10.1029/2005jd006063.
- Lohmann, U., F. Lüönd, and F. Mahrt, 2016: *An Introduction to Clouds*. Cambridge University Press.
- Luebke, A. E., L. M. Avallone, C. Schiller, et al., 2013: Ice water content of arctic, midlatitude, and tropical cirrus – part 2: Extension of the database and new statistical analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 6447–6459, doi:10.5194/acp-13-6447-2013.
- Lynch, D. K., K. Sassen, D. O. Starr, and G. Stephens, 2002: *Cirrus*. Oxford University Press.
- Mace, G. G., S. Benson, and S. Kato, 2006: Cloud radiative forcing at the atmospheric radiation measurement program climate research facility: 2. vertical redistribution of radiant energy by clouds. *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005jd005922.

- Marrero, J. C. A. and B. Barja, 2006: Cirrus clouds optical properties measured with lidar at camagüey, cuba.
- Martin, S. T., M. O. Andreae, D. Althausen, et al., 2010: An overview of the amazonian aerosol characterization experiment 2008 (amaze-08). *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 11415–11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010.
- McFarquhar, G. M., A. J. Heymsfield, J. Spinhirne, and B. Hart, 2000: Thin and sub-visual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 1841–1853.
- Nakoudi, K., I. S. Stachlewska, and C. Ritter, 2021: An extended lidar-based cirrus cloud retrieval scheme: first application over an arctic site. *Optics Express*, **29**, 8553, doi:10.1364/oe.414770.
- Pace, G., 2003: Lidar observations of equatorial cirrus clouds at mahé seychelles. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2002jd002710.
- Pandit, A. K., H. S. Gadhavi, M. Venkat Ratnam, et al., 2015: Long-term trend analysis and climatology of tropical cirrus clouds using 16 years of lidar data set over southern india. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 13833–13848, doi:10.5194/acp-15-13833-2015.
- Peck, E. R. and K. Reeder, 1972: Dispersion of air*. *J. Opt. Soc. Am.*, **62**, 958–962, doi:10.1364/JOSA.62.000958.
- Portella, M. B., 2022: *Tendências recentes da cobertura de nuvens cirrus sobre a região amazônica a partir de observações de satélite*. Master's thesis, Instituto de Física - Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Protat, A., S. A. Young, S. A. McFarlane, et al., 2014: Reconciling ground-based and space-based estimates of the frequency of occurrence and radiative effect of clouds around darwin, australia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 456–478, doi:10.1175/jamc-d-13-072.1.
- Riihimaki, L. D. and S. A. McFarlane, 2010: Frequency and morphology of tropical tropopause layer cirrus from calipso observations: Are isolated cirrus different from those connected to deep convection? *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:10.1029/2009jd013133.
- Riihimaki, L. D., S. A. McFarlane, C. Liang, et al., 2012: Comparison of methods to determine tropical tropopause layer cirrus formation mechanisms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, n/a–n/a, doi:10.1029/2011jd016832.

- Sasano, Y. and H. Nakane, 1984: Significance of the extinction/backscatter ratio and the boundary value term in the solution for the two-component lidar equation. *Applied Optics*, **23**, 11_1, doi:10.1364/ao.23.0011_1.
- Sassen, K. and B. S. Cho, 1992: Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. *Journal of Applied Meteorology*, **31**, 1275–1285.
- Sassen, K. and J. M. Comstock, 2001: A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. part iii: Radiative properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2113–2127.
- Sassen, K., M. K. Griffin, and G. C. Dodd, 1989: Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications. *Journal of Applied Meteorology*, **28**, 91–98.
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu, 2008: Global distribution of cirrus clouds from cloudsat/cloud-aerosol lidar and infrared pathfinder satellite observations (calipso) measurements. *Journal of Geophysical Research*, **113**, doi:10.1029/2008jd009972.
- 2009: Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from calipso and cloudsat. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2009jd011916.
- Seifert, P., A. Ansmann, D. Müller, et al., 2007: Cirrus optical properties observed with lidar, radiosonde, and satellite over the tropical indian ocean during the aerosol-polluted northeast and clean maritime southwest monsoon. *Journal of Geophysical Research*, **112**, doi:10.1029/2006jd008352.
- Sena, E. T., M. A. F. S. Dias, L. M. V. Carvalho, and P. L. S. Dias, 2018: Reduced wet-season length detected by satellite retrievals of cloudiness over brazilian amazonia: A new methodology. *Journal of Climate*, **31**, 9941–9964, doi:10.1175/jcli-d-17-0702.1.
- Spichtinger, P. and K. M. Gierens, 2009: Modelling of cirrus clouds – part 1a: Model description and validation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 685–706, doi:10.5194/acp-9-685-2009.
- Thompson, D. W. J., S. Bony, and Y. Li, 2017: Thermodynamic constraint on the depth of the global tropospheric circulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **114**, 8181–8186, doi:10.1073/pnas.1620493114.
- Thorsen, T. J., Q. Fu, and J. Comstock, 2011: Comparison of the calipso satellite and ground-based observations of cirrus clouds at the arm twp sites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116**, doi:10.1029/2011jd015970.

- Voudouri, K. A., E. Giannakaki, M. Komppula, and D. Balis, 2020: Variability in cirrus cloud properties using a polly^{XT} raman lidar over high and tropical latitudes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 4427–4444, doi:10.5194/acp-20-4427-2020.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science*. Elsevier.
- Wandinger, U., 1998: Multiple-scattering influence on extinction- and backscatter-coefficient measurements with raman and high-spectral-resolution lidars. *Applied Optics*, **37**, 417, doi:10.1364/ao.37.000417.
- Wang, W., F. Yi, F. Liu, et al., 2020: Characteristics and seasonal variations of cirrus clouds from polarization lidar observations at a 30°n plain site. *Remote Sensing*, **12**, 3998, doi:10.3390/rs12233998.
- Warren, S. G., R. M. Eastman, and C. J. Hahn, 2007: A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–96. *Journal of Climate*, **20**, 717–738, doi:10.1175/jcli4031.1.
- Weitkamp, C., 2005: *Lidar Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Berlin: Springer, 455 pp.
- Winker, D. M., J. Pelon, J. A. Coakley, et al., 2010: The calipso mission: A global 3d view of aerosols and clouds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **91**, 1211 – 1230, doi:10.1175/2010BAMS3009.1.
- Young, S. A., 1995: Analysis of lidar backscatter profiles in optically thin clouds. *Applied Optics*, **34**, 7019, doi:10.1364/ao.34.007019.