

Universidade de São Paulo

Instituto de Física

Análise do perfil vertical e de propriedades de nuvens e aerossóis na Amazônia

Patrícia Bongiovanni Catandi

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lima Correia

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Física para a obtenção do
título de Mestre em Ciências

Banca examinadora:

Prof. Dr. Alexandre Lima Correia - IF

Prof. Dr. Márcia Akemi Yamasoe - IAG

Prof. Dr. Eduardo Landulfo - IPEN

São Paulo

2015

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

Catandi, Patrícia Bongiovanni

Análise do perfil vertical e de propriedades de nuvens e aerossóis na Amazônia. São Paulo, 2015.

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

Orientador: Prof. Dr. Alexandre de Lima Correia.

Área de Concentração: Física.

Unitermos: 1. Aerosol; 2. Nuvens; 3. Sensoriamento remoto; 4. Aerosol (Amazonia); 5. Radiação.

USP/IF/SBI-094/2015

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer a minha mãe, Sirley A. L. Bongiovanni, e ao meu pai, Nilton Catandi, por toda a oportunidade de ensino que me foi dada e pela força, carinho e apoio nessa empreitada em busca dos meus sonhos. E as minhas irmãs, Priscila e Pâmela B. Catandi, pelo apoio e pela chatice que nos faz rir e nos une de uma maneira só nossa.

Não posso deixar de agradecer a todos os meus amigos que transformaram os momentos difíceis em sorrisos e lembranças divertidas. Obrigada, principalmente, ao Bruno Fernandes O. Bessa, à Clarice M. Fiorese Furtado e ao Wilmer Díaz Acosta que tiveram papéis importantes nessa época da minha vida.

Sempre ao meu lado e me incentivando estava meu namorado, César Degiatio Jotta, a quem sou muitíssimo grata pelo apoio, compreensão e paciência. Também gostaria de agradecer a ONG Crea+ pela oportunidade de dar aulas voluntárias para crianças maravilhosas, despertando em mim o prazer de ensinar.

E por último, gostaria de agradecer a todos os professores pelas aulas maravilhosas e a toda equipe do IF sempre disposta a nos ajudar e ao CNPQ pela bolsa de estudo para que eu pudesse realizar meu mestrado.

Resumo

O sistema climático terrestre é regido pela interação entre o fluxo de radiação solar e diversos elementos presentes na atmosfera e na superfície. Entre esses elementos destacamos o papel que as nuvens desempenham nesse processo devido a sua elevada cobertura terrestre, que chega a média de três quartos de todo o globo. Todo esse processo está intimamente relacionado a quantidade de nuvens, sua espessura óptica e o comprimento de onda da radiação, podendo a resposta do sistema variar conforme muda-se alguma dessas condições.

Outro elemento que influencia tanto nas características das nuvens quanto no balanço radiativo terrestre é o aerossol atmosférico. Sua presença na atmosfera pode tanto aumentar a temperatura em solo quanto diminuí-la, dependendo do tipo de aerossol, sua quantidade, distribuição espacial e da radiação com a qual está interagindo. Ele também participa na formação das nuvens ao atuar como núcleo condensador de nuvens em atmosfera supersaturada, facilitando a aglutinação de vapor de água em torno de si. Como a variabilidade dos aerossóis na atmosfera, em geral, é muito alta e devido a sua interação com a radiação variar com o comprimento de onda, a determinação precisa do seu efeito no balanço radiativo terrestre é prejudicada.

Esses processos citados evidenciam a enorme complexidade no entendimento das relações envolvendo esses dois elementos presentes na atmosfera terrestre.

Para diminuir essa lacuna, sobrevoamos uma região próxima a Porto Velho (RO), em setembro de 2012, munidos de um aparato experimental a fim de analisar o perfil vertical das nuvens. Esse aparato continha uma câmera sensível à radiação de comprimentos de onda visíveis (aproximadamente de 440nm a 700nm), uma câmera térmica, comprimentos de onda entre 8 e 14 μ m, e outra sensível à comprimentos de onda no infravermelho próximo, entre 900nm e 2500nm. Esse conjunto de instrumentos permitiu obter medidas da radiação emergente da lateral de nuvens convectivas na região estudada. Além das câmeras, um receptor GPS foi utilizado para a determinação da posição tridimensional durante os voos. As três câmeras e o GPS foram acoplados a uma placa ajustada na janela do avião. A cidade de Porto Velho foi escolhida por estar em uma região que possui tanto áreas pristinas quanto regiões impactadas pela presença humana, o que influencia nas características dos aerossóis e conseqüentemente nas das nuvens.

Das imagens da câmera visível é possível estimar a distância entre a nuvem e o avião ao analisar a triangulação formada por três fotos da mesma nuvem e a respectiva posição do avião dada pelo GPS.

Dispondo da distância entre a nuvem e o avião e dos dados relativos a umidade retirados de medidas de satélite, o perfil de temperatura da nuvem, dado pela câmera térmica, foi estimado indiretamente utilizando-se o software próprio da câmera. As temperaturas medidas das nuvens variaram entre 286 e 296K.

Durante um dos voos o efeito Glória foi observado e registrado pelas câmeras visível e térmica. Com as imagens desse fenômeno, foi possível estimar o raio efetivo

das gotas da nuvem através da análise da distância angular entre o centro luminoso do Glória e seu primeiro anel vermelho. Dessa forma obtivemos uma equação que fornece diretamente o valor do raio da gota sabendo-se apenas o valor do raio em pixel do Glória fotografado pela câmera visível. Os raios das gotas medidos através desse processo ficaram entre 9.00 e 12.50 μm .

Além dessas análises, também exploramos a rugosidade radiométrica das imagens das nuvens no visível a fim de observar uma diferença entre nuvens limpas e com alta concentração de aerossóis.

Os resultados obtidos para temperatura e tamanho de gotas estão de acordo com o tipicamente esperado para nuvens "quentes", isto é, com temperaturas acima de 0°C. A utilização futura desse sistema para medidas intensivas permitirá avançar o conhecimento sobre a microfísica de nuvens convectivas, assim como do seu desenvolvimento vertical em função do tempo.

Abstract

The Earth's climate system is governed by the interaction between the solar radiation and various elements present in the atmosphere and on the surface. Between these factors, we highlight the role that clouds play in this process due to its high land cover, which reaches an average of three-quarters of the globe. All process are closely related to the amount of clouds, its optical thickness and the wavelength of the radiation. The system response may vary with any of these conditions.

Another factor that influences the characteristics of clouds at the earth's radiative balance is the atmospheric aerosol. Its presence in the atmosphere can either increase the ground temperature or decrease it, depending on the type of aerosol, quantity, spatial distribution and radiation with which it is interacting. It also participates in cloud formation by acting as clouds condensation nuclei in supersaturated atmosphere, facilitating water vapor clumping around itself. As the variability of aerosols in the atmosphere is, in general, very high since its interaction with the radiation varies with the wavelength, the precise determination of its effect on the earth radiative balance is impaired.

These cited cases show the enormous complexity in understanding the relationships involving these two elements.

To reduce this gap, we flew over an area near Porto Velho (RO) in September 2012 equipped with an experimental apparatus to analyze the vertical profile of clouds. This apparatus contained a sensitive camera to radiation at visible wavelengths (about 440nm to 700nm), a thermal camera, wavelengths between 8 and 14 μ m, and another one in near infrared, 900 to 2500nm. This set of instruments yielded measurements of the radiation emerging from the side of convective clouds in the studied region. In addition to the cameras, a GPS receiver was used for determination of three-dimensional position during the flight, and a computer was used for data acquisition. The three cameras and GPS were coupled to a board that was set in the airplane window. The city of Porto Velho was chosen because it is in a region that has both pristine areas as regions affected by human presence, which influences the characteristics of aerosols and consequently the clouds.

From the visible camera images, it is possible to estimate the distance between cloud and plane using the triangulation formed by three photos of the same cloud and the respective position of the plane given by GPS.

With the distance between the cloud and the plane and moisture data taken from satellite measurements, the cloud temperature profile, given by the thermal camera, was estimated indirectly using the camera's software. The measured temperatures of clouds ranged between 286 and 296K.

During one of the flights, the Glory effect was observed and recorded by the visible and thermal cameras. With the images of this phenomenon we estimated the effective radius of cloud droplets by analyzing the angular distance between the luminous center of the Gloria and its first red ring. Thus we obtained an equation that provides directly the value of the drop radius knowing only the radius value

in pixel of the photographed Glory. The droplet's radius measured by this process presented values varying from 9.00 to 12.50 μm .

In addition to these analyzes, we also explored the radiometric roughness of cloud's images to observe a difference between clean and clouds with a high aerosol concentration.

The results obtained for the temperature and droplets sizes are in agreement with typical "hot" clouds, i.e., clouds with temperatures above 0°C. The future use of the system on intensive measurements will advance knowledge about the convective cloud microphysics, as well as its vertical development in function of time.

Lista de Figuras

1.1	Fração de nuvens anual média de 2006 a 2011 obtida através do CloudSat/CALIPSO 2B-GEOPROF-LIDAR.[Obtido de Boucher et al. (2013)]	4
1.2	Média anual do balanço energético da Terra entre março de 2000 até maio de 2004. As flechas indicam a direção do fluxo de energia e seu valor em Wm^{-2} . [Obtido de Trenberth et al. (2009)]	5
1.3	Média anual de 2001 a 2011 do CRE no topo da atmosfera considerando: 1.3(a) ondas curtas; 1.3(b) ondas longas; 1.3(c) média global dos dados provindos do CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) e do EBAF (Energy Balance and Filled) (Loeb et al., 2009) e 1.3(d) precipitação média anual de 1981 a 2000 dos dados do GPCP da versão 2.2. [Obtido de Adler et al. (2003)]	7
1.4	Processo de retroalimentação positiva e negativa devido a um aumento de temperatura. [Obtida de Boucher et al. (2013)]	9
1.5	Retroalimentação das nuvens devido a um aumento da temperatura média. [Obtida de Boucher et al. (2013)]	10
1.6	Diagrama de fontes e sorvedouros de aerossol e seus efeitos radiativos [Obtido de Boucher et al. (2013)].	13
1.7	Principais aerossóis presentes na troposfera com suas respectivas fontes de emissão e deposição, tempo de vida na atmosfera e interação com a radiação [Obtido de Boucher et al. (2013)].	14
1.8	Gráfico de barras da concentração dos principais aerossóis com diâmetros menores de $10\mu m$ presentes na América do Sul. [Obtido de Boucher et al. (2013)]	15
1.9	Gráfico da variação temporal da concentração de aerossol PM_{10} na região Norte do Mato Grosso de 1992 até 2001. [Fonte: Artaxo et al. (2002)]	17
1.10	Modelo conceitual de crescimento da gota de água na nuvem de acordo com seu raio efetivo.[Obtido de Laing e Evans (1975)]	21
1.11	Essa figura representa o processo de Bergeron, no qual a pressão de vapor maior sobre a gota de água super-resfriada faz com ela evapore e transfira vapor de água para o cristal de gelo. [Obtida de Schroeder (2014)]	22

1.12	Modelo conceitual do tamanho relativo entre as gotas de nuvem e de chuva. Exceto o ponto que representa um NCN, o qual está 25 vezes maior que o ideal, todos os demais raios estão aproximadamente em escala. r representa o raio em micrômetros, n a quantidade de gotas por litro de ar e v a velocidade terminal em centímetros por segundo. [Adaptado de Cotton e Yuter (2009)]	23
1.13	O aumento da concentração de NCNs para uma quantidade de vapor de água fixa na atmosfera acarreta na diminuição do volume dos NCNs devido a distribuição de água entre eles. [Fonte: Braham (1968)]	25
1.14	Comparação entre as regiões sem, em rosa, e com, em preto, de alta carga de aerossol. Percebe-se que na presença de aerossóis o raio das gotas além de ser menor possui também uma taxa de crescimento menor em comparação a outras regiões. [Fonte: Rosenfeld (2000)] .	25
1.15	Regiões selecionadas por Rosenfeld (2000) para comparação entre nuvens com e sem carga extra de aerossol. A cor amarelo indica a presença dessa carga extra.	26
1.16	Efeitos da presença de aerossóis nas nuvens (Denman et al. (2007))	30
1.17	Desenho esquemático da interação entre aerossóis, nuvens e a radiação, sinalizando as forçantes radiativas e os feedbacks. A temperatura final dependerá da forçante radiativa efetiva, na qual estão incluídos os ajustes rápidos e os feedbacks. [Retirado de Boucher et al. (2013)]	31
1.18	Diagrama da forçante radiativa efetiva provinda da interação entre radiação e aerossol e aerossol e nuvem. As setas em azul simbolizam a radiação solar, em cinza as terrestres e em marrom o acoplamento entre a superfície e a camada de nuvens. [Retirado de Boucher et al. (2013)]	32
2.1	Curvas de Köhler demonstrando a dependência do crescimento da gota com sua concentração de soluto e a supersaturação. [Obtido de Rogers e Yau (1989)]	36
2.2	a- Para uma partícula pequena comparada ao comprimento de onda da radiação incidente o espalhamento frontal e traseiro tem a mesma proporção. b- Em uma partícula um pouco maior já é possível observar uma preferência na região de espalhamento. c- Para partículas grandes o espalhamento ocorre preferencialmente na região frontal. [Obtido de Liou (2002)]	39
2.3	Representação das zonas microfísicas de acordo com a relação entre temperatura no topo da nuvem e raio efetivo das gotas para quatro regiões distintas: geral, marítima, continental moderada e continental poluída (Adaptado de Rosenfeld e Woodley (2003)). . .	43
2.4	Coeficiente de absorção da água líquida e gelo para comprimentos de onda variando de 0.2 a $20\mu\text{m}$ e as indicações dos canais disponíveis no Meteosat Second Generation (MSG). [Obtido de Rosenfeld e Woodley (2003)]	46

2.5	Radiação do topo da atmosfera provinda do Sol e radiação da superfície da Terra e os canais disponíveis no MSG. [Obtido de Rosenfeld e Woodley (2003)]	47
2.6	Espalhamento e absorção da radiação no infravermelho próximo por uma gota de água e suas relações com o raio da mesma. [Adaptado de EUMETSAT]	48
2.7	Gráfico do índice de refração complexo em função do comprimento de onda entre 2.0 e $2.3\mu\text{m}$ para a fase de gelo e líquida da água indicando, também, a pequena diferença do índice de refração da água líquida com relação a temperatura. Para o comprimento de onda $2.1\mu\text{m}$ a absorção do gelo é maior do que a da fase líquida enquanto para $2.25\mu\text{m}$ o oposto é observado. [Fonte: Martins et al. (2011)]	49
2.8	Gráfico da temperatura em função dos raios das gotas da nuvem estudada por Martins et al. (2011) indicando com as linhas pontilhadas horizontais as mudanças de fase da água determinadas pela análise da razão da refletância entre 2.1 e $2.25\mu\text{m}$. [Obtida de Martins et al. (2011)]	49
2.9	Uso da câmera térmica e da razão entre a refletância dos comprimentos de onda 2.1 e $2.25\mu\text{m}$ para determinar-se o perfil de temperatura da nuvem e as fases da água que a compõe. A linha em branco da imagem à esquerda representa o gráfico do perfil vertical de temperatura e a barra vermelha horizontal a temperatura de zero graus Celsius. [Obtida de Martins et al. (2011)]	50
2.10	As linhas desse diagrama de Nakajima-King representam as relações teóricas entre a função de reflexão de 2.16 e $0.75\mu\text{m}$ calculados para diversos valores de raio efetivo e profundidade óptica em $0.75\mu\text{m}$. Os ângulos polares utilizados foram $\theta_0 = 45.7^\circ$, $\theta = 28.0^\circ$ e $\Phi = 63.9^\circ$. [Obtido de Nakajima et al. (1991)]	52
2.11	Nesse caso também analisado por Nakajima e King (1993) a profundidade óptica é determinada pelo comprimento de onda de $0.64\mu\text{m}$ enquanto o raio efetivo é obtido de $3.75\mu\text{m}$. Excetuando-se as gotas pequenas e as baixas profundidades ópticas, as linhas nesse diagrama também podem ser consideradas quase perpendiculares entre si. [Obtido de Nakajima e King (1993)]	53
2.12	Ondas superficiais formadas devido a refração, reflexão e difração nas bordas das gotas e que explicariam como ocorre o efeito Glória. [Retirado de Cowley (2014)]	55
2.13	Tunelamento da radiação próxima da gota para dentro da mesma seguida de reflexões totais e saída da radiação devido a um novo tunelamento. [Retirado de Nussenzveig (2003)]	55
2.14	Comparação do Efeito Glória simulado pelo software IRIS para distribuição de tamanho de gotas uniforme com variação no tamanho de raio de 10% e 20%	56
2.15	Efeitos Glórias simulados pelo software IRIS para distribuição uniforme de gotas de 10 , 20 e $40\mu\text{m}$	57

2.16	Gráfico da polarização da luz devido ao Efeito Glória em função do ângulo de espalhamento. Nota-se predominância da luz polarizada paralelamente. Na parte superior encontra-se o efeito da polarização e da luz não polarizada nos anéis do Glória. [Obtido de Laven (2003)]	59
2.17	Nomenclaturas utilizadas para as possíveis trajetórias da luz em uma esfera. [Retirado de Laven (2014)]	61
2.18	Representação retângular da intensidade das ordens da série de Debye em função do ângulo de espalhamento para uma gota de $10\mu\text{m}$ de raio e um feixe solar incidindo com $0.65\mu\text{m}$ de comprimento de onda.	62
2.19	Representação polar da intensidade das ordens da série de Debye em função do ângulo de espalhamento considerando em ambos os casos uma gota de $10\mu\text{m}$ de raio e um feixe solar incidente de $0.65\mu\text{m}$ de comprimento de onda.	62
3.1	Os dados foram obtidos a bordo de um avião pequeno obtendo medidas da radiação provinda da lateral das nuvens. Isso evita modificar a estrutura do sistema convectivo [Obtida de (Martins et al., 2011)].	64
3.2	Trajetoárias realizadas pelo avião ao longo de cinco dias de medidas sobre o estado de Rondônia. Foram obtidos dados tanto de áreas prístinas quanto urbanas.	65
3.2	Imagens do satélite GOES12 da distribuição de nuvens sobre a região Norte e Nordeste do país, com diferentes cores ilustrando a temperatura no topo dessas nuvens.	66
3.3	Disposição dos equipamentos dentro do avião sem a janela. Da esquerda para a direita: câmera RGB, infravermelho próximo e térmica. Embaixo da placa encontra-se o GPS.	67
3.4	Esquema trigonométrico utilizado para o cálculo da distância do avião à nuvem (h) utilizando três ângulos de abertura da câmera, um positivo (θ), um negativo (α) e um nulo. δ representa o ângulo de inclinação da câmera em relação a normal da trajetória do avião e dp e d as distâncias entre a primeira imagem e a que fornece a normal entre o avião e o detalhe da nuvem escolhido, e entre esta última imagem e a terceira, respectivamente.	70
4.1	Gráfico da espectroscopia com uma lâmpada de mercúrio e uma rede de difração de 600 linhas relacionando o comprimento de onda e o seno do ângulo de difração.	76
4.2	Curva espectral da câmera visível obtida com um espectrômetro e uma lâmpada halógena para visualização dos picos de absorção do sensor CMOS.	76
4.3	Curva espectral da câmera térmica fornecida pelo fabricante.	77
4.4	Calibração da câmera RGB utilizando um alvo a uma distância conhecida para o eixo horizontal e foco de 18mm.	78

4.5	Imagens realizadas no dia 24 de setembro de 2012 destacando os pontos utilizados para o cálculo da distância entre a câmera e a nuvem. Para isso precisamos de uma imagem à esquerda e à direita do ponto central e uma no ponto central.	80
4.6	Análise térmica da nuvem mais distante formada sob fumaça de queima de biomassa.	83
4.7	Análise térmica da nuvem próxima à câmera formada sob fumaça de queimada.	84
4.8	Análise térmica da imagem 4.8(a).	85
4.9	Análise térmica da imagem 4.9(a).	86
4.10	Análise térmica da nuvem imagem 4.10(a).	87
4.11	Simulação no programa IRIS para distribuição uniforme de gotas com $12\mu\text{m}$ de raio e comprimento de onda espalhada da radiação de $630 \pm 50\text{nm}$	89
4.12	Calibração entre ângulo de abertura e pixel da simulação realizada pelo software IRIS.	89
4.13	Relação entre os tamanhos das gotas e o ângulo de abertura extraídos da simulação e sua calibração entre ângulo de abertura e pixel.	90
4.14	Relação entre raio das gotas simuladas e distância em pixels entre o centro do glória e seu primeiro anel luminoso obtidas pela câmera visível.	91
4.15	Determinação da localização, em pixels, dos anéis vermelhos do Glória.	92
4.16	Comparação entre o glória simulado utilizando o programa IRIS com a configuração de distribuição uniforme de gotas com $12,50\mu\text{m}$ de raio, o espectro solar e o glória visualizado durante as medidas.	93
4.17	Imagens realizadas no dia 28 de setembro de 2012 do efeito glória utilizando-se a câmera visível.	94
4.17	Imagem da câmera térmica com o perfil de temperatura correspondente para as imagens de glória.	99
4.18	Comparação da rugosidade de uma nuvem que se forma sob forte concentração de aerossóis com demais nuvens presentes na imagem.	103
4.19	Rugosidade de diversas nuvens inseridas em uma atmosfera com alta carga de aerossóis provenientes da queima de biomassa.	104

Lista de Tabelas

1.1	Valores de concentração de aerossóis e propriedades ópticas encontrados durante a época úmida e seca em Rondônia. [Adaptado de Artaxo et al. (2002)]	18
1.2	Valores típicos para o raio, massa, velocidade limite e concentração para diversos tipos de gotas presentes na atmosfera. [Adaptado de Wallace e Hobbs (1977)]	23
4.1	Ajustes da calibração da câmera RGB calculados para os focos 18, 35, 70, e 105mm nos eixos vertical e horizontal.	78
4.2	Exemplo de dados para o cálculo da distância entre avião e nuvem utilizando três posições da mesma.	79
4.3	Umidade relativa nos dias de expedição calculados com dados do satélite Aqua do MODIS.	81
4.4	Valores dos raios das gotas calculados através da calibração dos anéis do efeito glória.	100

Lista de Símbolos

$n(r)$	Distribuição de tamanhos das gotas	μm
$n_g(r)$	Distribuição numérica de gotas	partículas/ m^3
$I(\Theta)$	Intensidade de radiação espalhada	Wm^{-2}
I_0	Intensidade de radiação incidente	Wm^{-2}
LWP	Conteúdo de água líquida integrado	gm^{-2}
p	Pressão	Pa
p_0	Pressão padrão	Pa
r	Raio da gota	μm
r_{eff}	Raio efetivo da gota	μm
T	Temperatura	K
t_d	Temperatura de ponto de orvalho	K
w	Conteúdo de água líquida	g/m^2
c_n	Termos da expansão de multipolo de Mie	Adimensional
m	Coefficiente de refração relativo	Adimensional
α	Parâmetro de tamanho	Adimensional
ΔH	Entalpia de vaporização	kJ mol^{-1}

$n_n(z)$	Densidade numérica	partículas/ cm^3
λ	Comprimento de onda	μm
ω	Albedo de espalhamento simples	Adimensional
π	Pi	
μ_a	Coeficiente de absorção	m^{-1}
μ_e	Coeficiente de espalhamento	m^{-1}
μ	Coeficiente de extinção total	m^{-1}
σ_t	Seção de choque de atenuação	m^2
σ_e	Seção de choque de espalhamento	m^2
τ	Profundidade óptica	Adimensional

Abreviações

AMS	American Meteorological Society
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CRE	Cloud Radiative Effect
EBAF	Energy Balance and Filled
EOA	Espessura Óptica do Aerossol
ERFaci	Effective Radiative Forcing (aerosol-cloud interactions)
ERFari	Effective Radiative Forcing (aerosol-radiation interactions)
ERN	Efeito Radiativo da Nuvem
GHG	Green House Gases
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IV	Infravermelho
LWP	Liquid Water Path
NC	Núcleo de Condensação
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
PBAPs	Primary Biological Aerosol Particles

PM	Particulate Matter
POA	Primary Organic Aerosol
RFaci	Radiative Forcing (aerosol-cloud interactions)
RFari	Radiative Forcing (aerosol-radiation interactions)
SOA	Secondary Organic Aerosol
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UV	Ultra Violeta
VOCs	Volatile Organic Compounds

Sumário

Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	vi
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xiv
Lista de Símbolos	xv
Abreviações	xvii
1 Introdução	1
1.1 Sistema climático terrestre	2
1.2 O papel das nuvens no sistema climático	3
1.2.1 Balanço radiativo terrestre e as nuvens	3
1.2.1.1 Interação entre radiação eletromagnética e as nuvens	5
1.2.2 Mudanças climáticas e processos de retroalimentação envol-	
vendo nuvens	7
1.3 Aerossol atmosférico	11
1.3.1 Definição e tipos de aerossóis	11
1.3.2 Principais aerossóis: fontes e sorvedouros	11
1.3.3 Propriedades físico-químicas de aerossóis	15
1.3.3.1 Efeitos radiativos	15
1.3.4 Aerossóis na Floresta Amazônica	16
1.3.5 Núcleos de condensação de nuvens (NCN)	19
1.3.6 Crescimento dos NCNs e precipitação	19
1.4 Interação entre aerossóis e nuvens	27
1.4.1 Modificações da microfísica e dos processos dinâmicos das	
nuvens devido a aerossóis	27
1.4.2 Nova nomenclatura do Relatório Cinco do IPCC para as	
forçantes radiativas	32

2	Interações entre radiação e nuvens	34
2.1	Formação de nuvens	34
2.2	Parâmetros físicos	36
2.3	Microfísica das nuvens no sensoriamento remoto	40
2.3.1	Absorção e espalhamento da radiação	44
2.3.2	Diagrama de Nakajima-King	51
2.4	Efeito Glória	54
2.4.1	Formação	54
2.4.2	Distribuição do tamanho das gotas e o Efeito Glória	55
2.4.3	Luz polarizada	58
2.4.4	Solução de Mie	58
2.4.5	Série de Debye	60
3	Procedimentos experimentais	63
3.1	Descrição do local da amostragem	64
3.2	Condições Meteorológicas	65
3.3	Instrumentação	67
3.4	Calibração da câmera visível	68
3.4.1	Calibração espectral	68
3.4.2	Calibração do ângulo de visão	68
3.5	Cálculo da distância entre o avião e a nuvem	69
3.6	Câmera térmica	71
3.7	Efeito Glória	72
3.7.1	Cálculo do raio da gota da nuvem utilizando Efeito Glória	72
3.8	Análise da rugosidade radiométrica das nuvens	73
4	Resultados	75
4.1	Calibração da câmera no espectro do visível	75
4.1.1	Calibração espectral	75
4.1.2	Calibração do ângulo de visão	77
4.2	Cálculo da distância entre o avião e a nuvem	78
4.3	Perfil de temperatura de brilho	81
4.4	Efeito Glória	88
4.4.1	Determinação do raio do anel vermelho do Glória	88
4.4.2	Composição termodinâmica para obtenção de uma nuvem de referência	93
4.5	Análise da rugosidade radiométrica das nuvens	100
5	Conclusão	105
	Referências Bibliográficas	108

A minha família, amigos e namorado. . . .

Capítulo 1

Introdução

O Sol emite radiação eletromagnética equivalente a um corpo negro de temperatura próxima a 5778K com um máximo de emissão em torno de 500nm, segundo a lei de Wien (Liou, 2002).

Quando a radiação solar atravessa a atmosfera da Terra sua intensidade é diminuída devido à absorção e espalhamento por moléculas e gases presentes na mesma. Na estratosfera a radiação UV é utilizada em reações fotoquímicas principalmente nas do ozônio. Na troposfera, são os gases, aerossóis e nuvens que reduzem significativamente a quantidade de radiação que atinge a superfície.

Em um estado de equilíbrio, o saldo radiativo no topo da atmosfera, definido como a diferença entre a energia absorvida e emitida pela Terra, é nulo. Se devido a algum tipo de desequilíbrio há mais radiação absorvida do que emitida, o sistema responderá com um aumento de temperatura visando recuperar o equilíbrio. A resposta do planeta a essa situação dependerá da sua capacidade em armazenar

energia sendo os oceanos os maiores responsáveis por boa parte desse armazenamento (Calbó et al., 2005).

Neste capítulo inicial discutiremos os componentes do sistema climático terrestre com ênfase no papel que o fluxo de radiação solar exerce na atmosfera.

1.1 Sistema climático terrestre

O clima do planeta depende de processos atmosféricos envolvendo fenômenos físicos, químicos e biológicos e do acoplamento desses com os sistemas oceânicos e continentais.

Os oceanos, por absorverem boa parte da radiação solar incidente, exercem papel fundamental no balanço radiativo terrestre. Como sua capacidade de guardar energia é enorme, sua temperatura sofre uma variação muito menor, quando comparada com a da atmosfera. Além disso, a temperatura na superfície dos oceanos tem grande influência no padrão de circulação atmosférico.

A criosfera, na qual estão incluídos os sistemas com água na fase sólida, tem participação relevante no balanço radiativo terrestre devido a sua alta taxa de reflexão da radiação solar.

As plantas contribuem tanto no ciclo hidrológico, quando transportam a umidade dos solos para a atmosfera através da evapotranspiração, quanto no ciclo do carbono. Neste último elas atuam como sorvedouros quando vivas e emissoras quando mortas.

Já o manto e a crosta terrestre influenciam o clima devido tanto as modificações

geológicas quanto as transformações químicas da atmosfera, mas a resposta do sistema ocorre em uma escala de tempo muito superior às demais (Wallace e Hobbs, 1977).

Um dos fatores que desempenham papel fundamental no clima terrestre em curta escala de tempo, quando comparada às demais citadas anteriormente, é a presença de nuvens na atmosfera.

1.2 O papel das nuvens no sistema climático

1.2.1 Balanço radiativo terrestre e as nuvens

Uma das maiores indefinições nos modelos climáticos atuais é o efeito das nuvens no balanço radiativo terrestre (Arakawa, 1975, 2004; Charney e et al, 1979; Bony et al., 2006), devido principalmente a sua grande área de cobertura. Na Figura 1.1 temos uma representação da média anual da fração de nuvens obtida pelo CloudSat/CALIPSO 2B-GEOPROF-LIDAR de 2006 a 2011 as quais cobrem em média cerca de três quartos do globo (Mace et al., 2009; Boucher et al., 2013). Tal quantidade de nuvens exerce um impacto climático significativo.

Através do espalhamento da radiação, as nuvens diminuem consideravelmente o fluxo de incidência de radiação do Sol. Em um esquema montado por Trenberth et al. (2009) é possível analisar quantitativamente os fluxos radiativos que ocorrem no planeta. Nesse esquema, a radiação solar incidente é de cerca de 341 W m^{-2} , com 79 W m^{-2} desses refletidos diretamente pelas nuvens de volta ao espaço. Dos 161 W m^{-2} restantes, 23 W m^{-2} são refletidos de volta pela superfície e o restante é

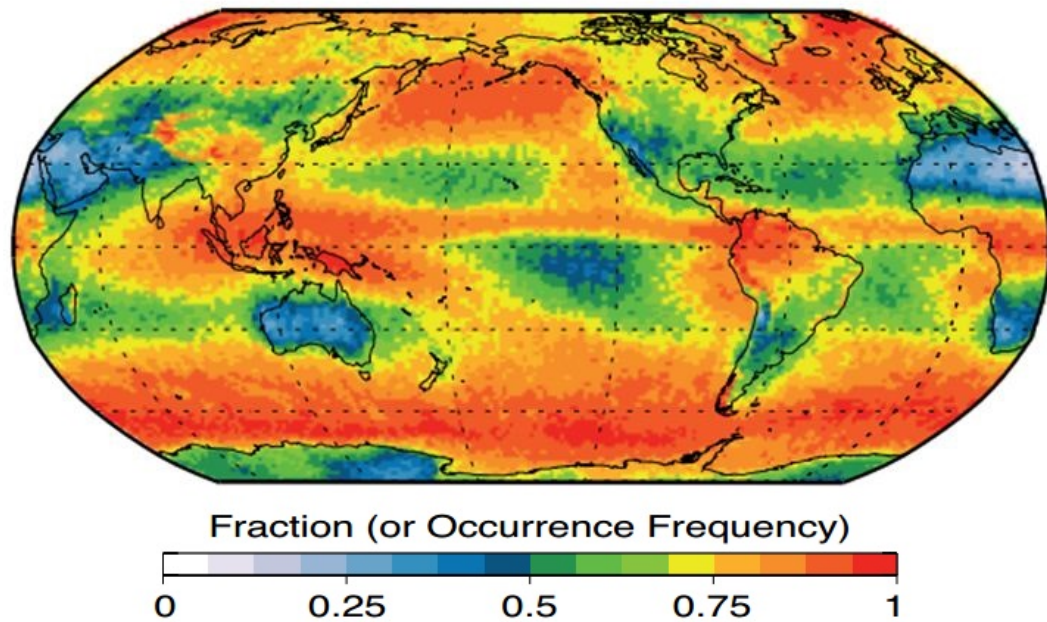


FIGURA 1.1: Fração de nuvens anual média de 2006 a 2011 obtida através do CloudSat/CALIPSO 2B-GEOPROF-LIDAR.[Obtido de Boucher et al. (2013)]

absorvido. Dos 396 Wm^{-2} de radiação emitida pela superfície terrestre, 40 Wm^{-2} evadem o sistema por seu intervalo de comprimento de onda não ser absorvido por nenhum componente presente na atmosfera. A própria atmosfera também emite radiação de onda longa para o espaço, sendo responsável por 169 Wm^{-2} enquanto as nuvens contribuem com 30 Wm^{-2} . A Figura 1.2 esquematiza esses fluxos de radiação com os valores dados em Wm^{-2} e as setas indicando a direção desse fluxo.

Além da fração de nuvens, outro fator relevante para a análise do balanço radiativo terrestre é a interação entre a radiação eletromagnética e as nuvens.

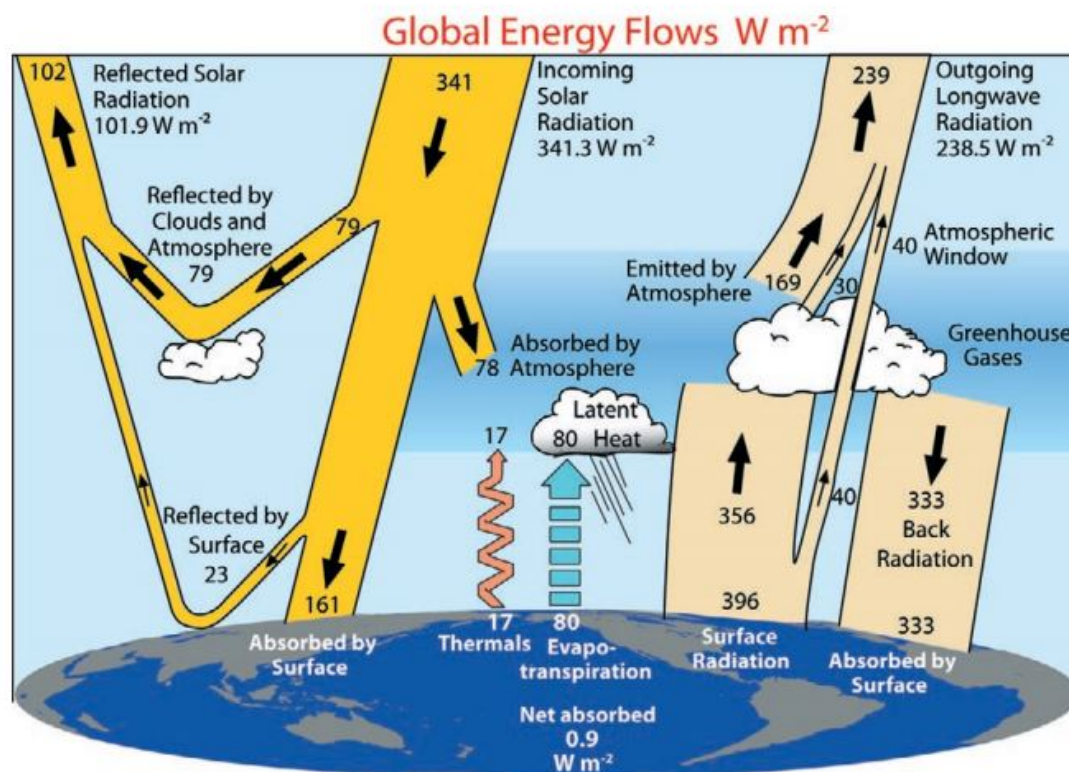


FIGURA 1.2: Média anual do balanço energético da Terra entre março de 2000 até maio de 2004. As flechas indicam a direção do fluxo de energia e seu valor em $W m^{-2}$. [Obtido de Trenberth et al. (2009)]

1.2.1.1 Interação entre radiação eletromagnética e as nuvens

A radiação incidente na superfície terrestre depende, primordialmente, das propriedades das nuvens presentes como o tipo, a quantidade, sua profundidade óptica, sua posição relativa a superfície, sua quantidade de camadas, etc. (Alados et al., 2000; Calbó et al., 2005).

Para nuvens em estágio inicial de desenvolvimento, ou seja, que possuem raio das gotas pequeno, a absorção de radiação no infravermelho térmico ($3\mu m$ a $15\mu m$) é devido principalmente à presença de água em estado líquido (Lindsey, 2009; Marshall e Plumb, 2008). Para esse mesmo intervalo de comprimento de onda, podemos considerar que as nuvens atuam como corpo negro e se compararmos as

nuvens altas e frias com as baixas e quentes teremos que as primeiras contribuem para o aquecimento enquanto as segundas para o resfriamento do planeta. Isso se deve ao fato de haver uma grande diferença entre a temperatura da nuvem alta quando comparada a da superfície terrestre, o que a faz emitir radiação para o espaço como um corpo negro a uma temperatura inferior a que a superfície está emitindo. Essa diferença de energia se mantém no sistema aumentando sua temperatura. Já as nuvens quentes, por terem temperaturas próximas a da superfície, emitem um fluxo de radiação infravermelha para o espaço de forma semelhante à superfície e, assim, contribuem com uma diminuição da temperatura (Archer, 2011).

Nos comprimentos de onda do infravermelho próximo (0.75 a $1.4\mu\text{m}$) a absorção da radiação depende da distribuição do tamanho das gotas e as propriedades microfísicas se tornam de extrema relevância. Note na Figura 1.12 que os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são menores que o comprimento de onda típico da radiação infravermelha e maiores que o da visível.

Segundo Loeb et al. (2009), o aumento do albedo planetário devido a presença das nuvens, denominado efeito radiativo da nuvem (ERN, do inglês cloud radiative effect - CRE) exerce uma redução anual média do efeito radiativo de onda curta de cerca de 47.3 W/m^2 na superfície de todo o globo, representado na Figura 1.3(a), e um aumento do efeito estufa da ordem de 26.2 W/m^2 para um efeito radiativo de ondas longas, o qual está representado em cores na Figura 1.3(b) (Loeb et al., 2009). Assim, a presença de nuvens pode tanto aumentar o efeito estufa devido a sua interação com radiação de ondas longas quanto causar um resfriamento por reflexão da radiação de onda curta incidente. O ERN final é de aproximadamente

-23 W/m^2 com efeito de resfriamento da superfície, como mostra a Figura 1.3 (Adler et al., 2003).

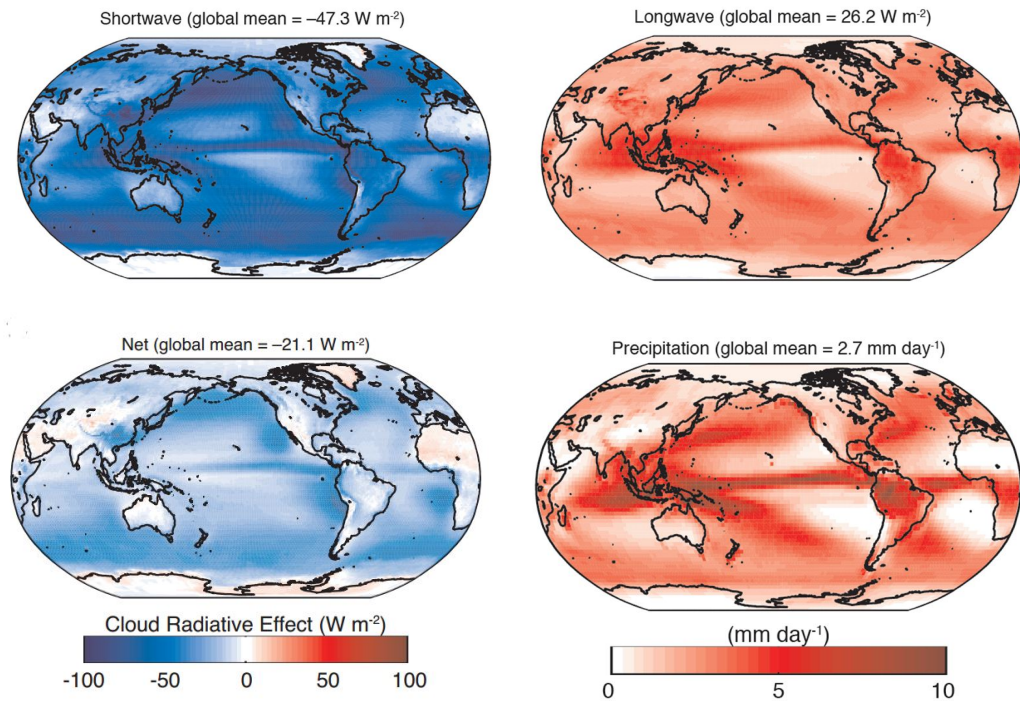


FIGURA 1.3: Média anual de 2001 a 2011 do CRE no topo da atmosfera considerando: 1.3(a) ondas curtas; 1.3(b) ondas longas; 1.3(c) média global dos dados providos do CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) e do EBAF (Energy Balance and Filled) (Loeb et al., 2009) e 1.3(d) precipitação média anual de 1981 a 2000 dos dados do GPCP da versão 2.2. [Obtido de Adler et al. (2003)]

1.2.2 Mudanças climáticas e processos de retroalimentação envolvendo nuvens

Retroalimentação é um processo no qual o efeito de saída está intimamente relacionado ao de entrada. Dessa forma, a primeira situação afeta a segunda e a segunda afeta a primeira, interferindo na noção de causa e efeito de um sistema. Em uma retroalimentação positiva, o efeito de saída amplifica o de entrada, enquanto na

retroalimentação negativa o efeito de saída diminui o de entrada. Se, por exemplo, a temperatura média da Terra aumentar de alguns graus, a quantidade de vapor disponível na atmosfera também irá aumentar. Como o vapor de água atua como um gás do efeito estufa o aumento deste leva ao aumento da temperatura gerando uma retroalimentação positiva. Esse processo está esquematizado na parte superior da Figura 1.4. Da mesma forma, com o aumento da temperatura e do vapor de água, podemos ter um aumento na cobertura de nuvens que irá refletir a radiação solar que atinge a superfície e gerar uma consequente queda na temperatura. Esse seria o caso da retroalimentação negativa que está esquematizada na parte inferior da Figura 1.4. Como esse sistema é complexo, podemos esperar que o processo de retroalimentação resultante seja uma combinação dos dois anteriores.

Estudos de retroalimentação das nuvens apontam cinco alterações que elas poderão sofrer devido às mudanças climáticas (Boucher et al., 2013):

- variação da altitude (primeira nuvem da Figura 1.5) - nuvens altas amplificam o aquecimento global ao interagir com radiação infravermelha emitida pela atmosfera e pela superfície. Com o processo de retroalimentação elas tenderão a elevar sua altitude e, com isso, aumentar o efeito estufa de regiões quentes. Esse mecanismo corresponde a cerca de metade da retroalimentação positiva das nuvens nos modelos de circulação globais;
- diminuição da quantidade de nuvens de altitude baixa e média (segunda nuvem da Figura 1.5) - essa redução, estimada pelos modelos de circulação global, também fomenta a retroalimentação positiva uma vez que elas contribuem para reflexão da luz solar incidente;

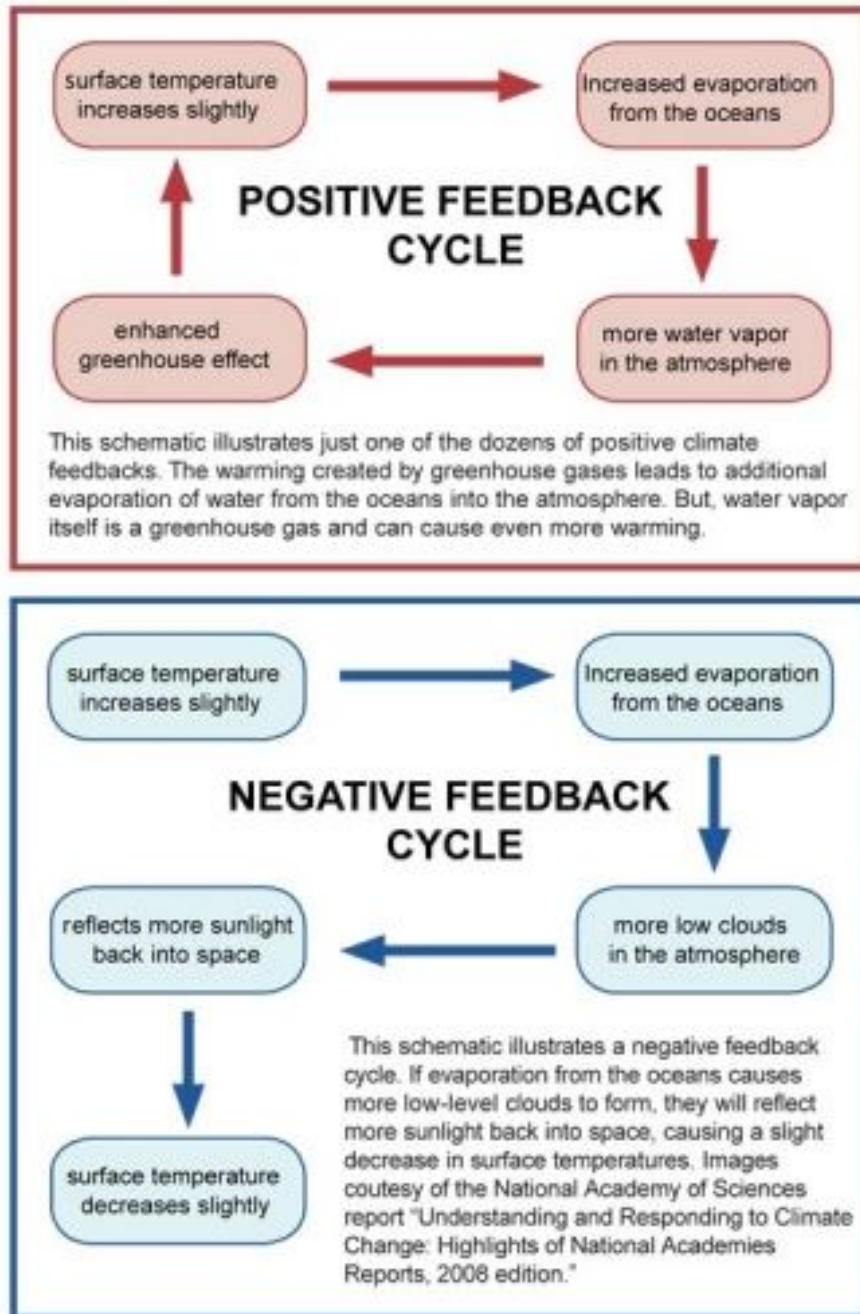


FIGURA 1.4: Processo de retroalimentação positiva e negativa devido a um aumento de temperatura. [Obtida de Boucher et al. (2013)]

- mudanças no ciclo hidrológico e de tempestades (terceira nuvem da Figura 1.5) - a maioria dos modelos e algumas observações sugerem a mudança em direção aos polos de faixas de tempestades e com isso há um deslocamento das nuvens e do ar seco para latitudes polares que por receberem menor incidência de radiação solar ocasionarão em uma retroalimentação positiva;

- mudança da profundidade óptica - com o aumento da temperatura global as partículas de gelo se formarão em altitudes maiores que a atual diminuindo a quantidade destas frente as gotas de água. Como as gotas de água refletem mais que as de gelo, o aumento da quantidade destas diminuirá a incidência de radiação na superfície, caracterizando um processo de retroalimentação negativo.

A Figura 1.5 obtida do relatório cinco do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) resume essas principais mudanças sofridas pelas nuvens citadas anteriormente advindas do aumento da temperatura.

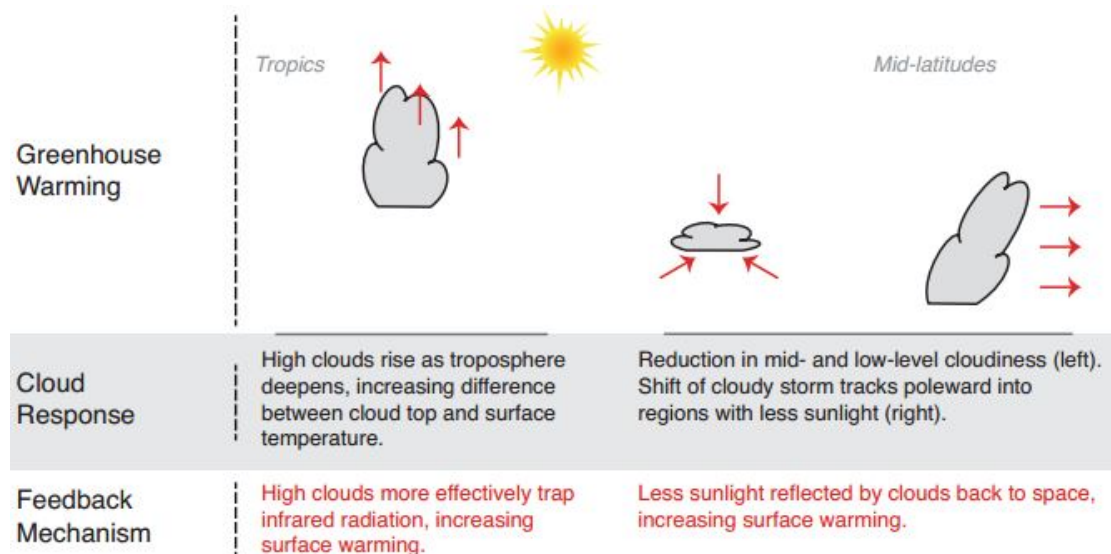


FIGURA 1.5: Retroalimentação das nuvens devido a um aumento da temperatura média. [Obtida de Boucher et al. (2013)]

1.3 Aerossol atmosférico

1.3.1 Definição e tipos de aerossóis

Aerossóis são partículas suspensas na atmosfera em estado líquido ou sólido com tamanhos entre 1nm e 1000 μ m, aproximadamente, e um tempo de residência que varia de 1 a 10 dias na troposfera e de até um ano na estratosfera (Balkanski et al., 1993; Rastogi e Sarin, 2013). Partículas com raios maiores que 10 μ m permanecem na atmosfera por apenas algumas horas, enquanto partículas com cerca de 0.1 μ m de raio permanecem na atmosfera por vários dias. Já as partículas menores que 1 μ m de raio são bastante móveis e se unem a outras formando partículas maiores (Pueschel, 1993). O tempo de deposição de uma partícula depende de seu tamanho, sendo menor o tempo quanto maior a partícula e de vários processos de remoção como deposição seca por impacto, difusão, sedimentação e deposição devido à chuva (Papastefanou, 2006).

1.3.2 Principais aerossóis: fontes e sorvedouros

Os principais aerossóis presentes na atmosfera são caracterizados como orgânicos - com origem tanto primária (POA, primary organic aerosol) quanto secundária (SOA, secondary organic aerosol); inorgânicos - como sal marinho, sulfato, amônia e nitrato; carbono preto (BC, black carbon) - formado pela combustão incompleta de biomassa e combustíveis fósseis; partículas minerais - como poeira de deserto; e partículas de aerossol de origem biológica (PBAPs, primary biological aerosol

particles).

Há muita dificuldade em determinar-se quais as fontes e sorvedouros de aerossóis pois muitos deles são derivados de reações químicas que acontecem na própria atmosfera, como é o caso do sulfato, nitrato e amônia (Sipilä et al., 2010; Kerminen et al., 2010; Manninen et al., 2010). Os aerossóis também ligam-se entre si formando novas partículas com propriedades e tempos de vida distintos das que as originaram (Andreae et al., 2004; Wex et al., 2010).

O crescimento de partículas pequenas depende essencialmente da condensação de vapores orgânicos (SOA) em sua superfície (Donahue et al., 2011; Riipinen et al., 2011; Yu, 2011). Em contrapartida, partículas muito pequenas, com raios bem menores que $1\mu\text{m}$, unem-se a outras devido ao movimento Browniano e a coagulação. Elas formam a moda de menor raio na distribuição de tamanhos do material particulado da atmosfera (Pueschel, 1993). Vapores de baixa volatilidade também condensam-se para formar partículas maiores.

A Figura 1.6 resume algumas dessas fontes e sorvedouros explicitando fontes naturais e antrópicas bem como suas propriedades ópticas e interações com as nuvens. Após serem emitidos para a atmosfera, os gases de alta volatilidade podem percorrer dois caminhos até a fase condensada: no primeiro eles se condensam e depois interagem com a radiação e participam na formação de nuvens; e no segundo caminho, eles sofrem reações químicas tornando-se mais estáveis, as chamadas partículas secundárias, antes de se condensarem. São denominadas de partículas primárias as partículas que são emitidas na atmosfera e não sofrem nenhuma reação química como o sal do mar, a poeira e o carbono preto.

A Figura 1.7 apresenta uma tabela contendo os principais aerossóis presentes na

troposfera com suas principais fontes de emissão e sorvedouro, tempo de residência na atmosfera, distribuição de tamanhos e efeitos radiativos. Ainda tem-se muitas incertezas sobre os efeitos finais dos aerossóis no balanço radiativo terrestre devido, principalmente, a sua grande variabilidade temporal e espacial (Foster et al, 2007; Haywood e Schulz, 2007).

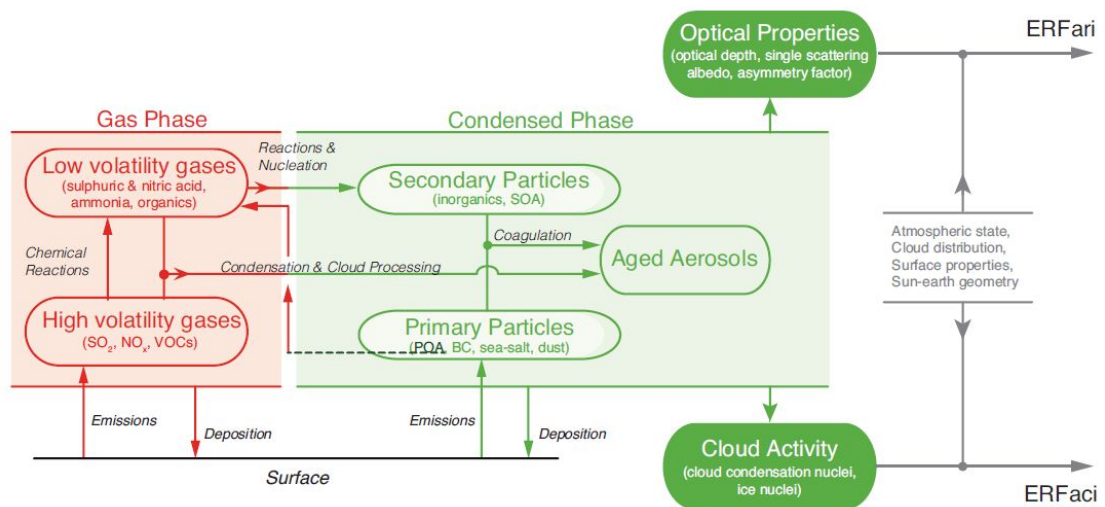


FIGURA 1.6: Diagrama de fontes e sorvedouros de aerossol e seus efeitos radiativos [Obtido de Boucher et al. (2013)].

Na América do Sul os principais aerossóis que compõem a atmosfera são: os carbonos orgânicos que contribuem com 20% ou mais da fração da massa total de aerossóis, sulfatos que contribuem com cerca de 10%, carbono elementar com 12% e o nitrato e a amônia somam juntos de 4% a 6%. A Figura 1.8 apresenta a concentração desses compostos na América do Sul, especificamente (Boucher et al., 2013).

Os aerossóis também são importantes nos ciclos químicos e bioquímicos terrestres ao transportarem nutrientes do continente à ecossistemas marítimos (Boucher

Aerosol Species	Size Distribution	Main Sources	Main Sinks	Tropospheric Lifetime	Key Climate Relevant Properties
Sulphate	Primary: Aitken, accumulation and coarse modes Secondary: Nucleation, Aitken, and accumulation modes	Primary: marine and volcanic emissions. Secondary: oxidation of SO ₂ and other S gases from natural and anthropogenic sources	Wet deposition Dry deposition	~ 1 week	Light scattering. Very hygroscopic. Enhances absorption when deposited as a coating on black carbon. Cloud condensation nuclei (CCN) active.
Nitrate	Accumulation and coarse modes	Oxidation of NO _x	Wet deposition Dry deposition	~ 1 week	Light scattering. Hygroscopic. CCN active.
Black carbon	Freshly emitted: <100 nm Aged: accumulation mode	Combustion of fossil fuels, biofuels and biomass	Wet deposition Dry deposition	1 week to 10 days	Large mass absorption efficiency in the shortwave. CCN active when coated. May be ice nuclei (IN) active.
Organic aerosol	POA: Aitken and accumulation modes. SOA: nucleation, Aitken and mostly accumulation modes. Aged OA: accumulation mode	Combustion of fossil fuel, biofuel and biomass. Continental and marine ecosystems. Some anthropogenic and biogenic non-combustion sources	Wet deposition Dry deposition	~ 1 week	Light scattering. Enhances absorption when deposited as a coating on black carbon. CCN active (depending on aging time and size).
... of which brown carbon	Freshly emitted: 100–400 nm Aged: accumulation mode	Combustion of biofuels and biomass. Natural humic-like substances from the biosphere	Wet deposition Dry deposition	~ 1 week	Medium mass absorption efficiency in the UV and visible. Light scattering.
... of which terrestrial PBAP	Mostly coarse mode	Terrestrial ecosystems	Sedimentation Wet deposition Dry deposition	1 day to 1 week depending on size	May be IN active. May form giant CCN
Mineral dust	Coarse and super-coarse modes, with a small accumulation mode	Wind erosion, soil resuspension. Some agricultural practices and industrial activities (cement)	Sedimentation Dry deposition Wet deposition	1 day to 1 week depending on size	IN active. Light scattering and absorption. Greenhouse effect.
Sea spray	Coarse and accumulation modes	Breaking of air bubbles induced e.g., by wave breaking. Wind erosion.	Sedimentation Wet deposition Dry deposition	1 day to 1 week depending on size	Light scattering. Very hygroscopic. CCN active. Can include primary organic compounds in smaller size range
... of which marine POA	Preferentially Aitken and accumulation modes	Emitted with sea spray in biologically active oceanic regions	Sedimentation Wet deposition Dry deposition	~ 1 week	CCN active.

FIGURA 1.7: Principais aerossóis presentes na troposfera com suas respectivas fontes de emissão e deposição, tempo de vida na atmosfera e interação com a radiação [Obtido de Boucher et al. (2013)].

et al., 2013).

Ainda há pouca informação sobre o perfil vertical de concentração e massa de aerossóis, mas um recente aumento do uso de aeronaves comerciais e de pesquisa trará novas ideias para solucionar essa questão (Heintzenberg et al., 2011).

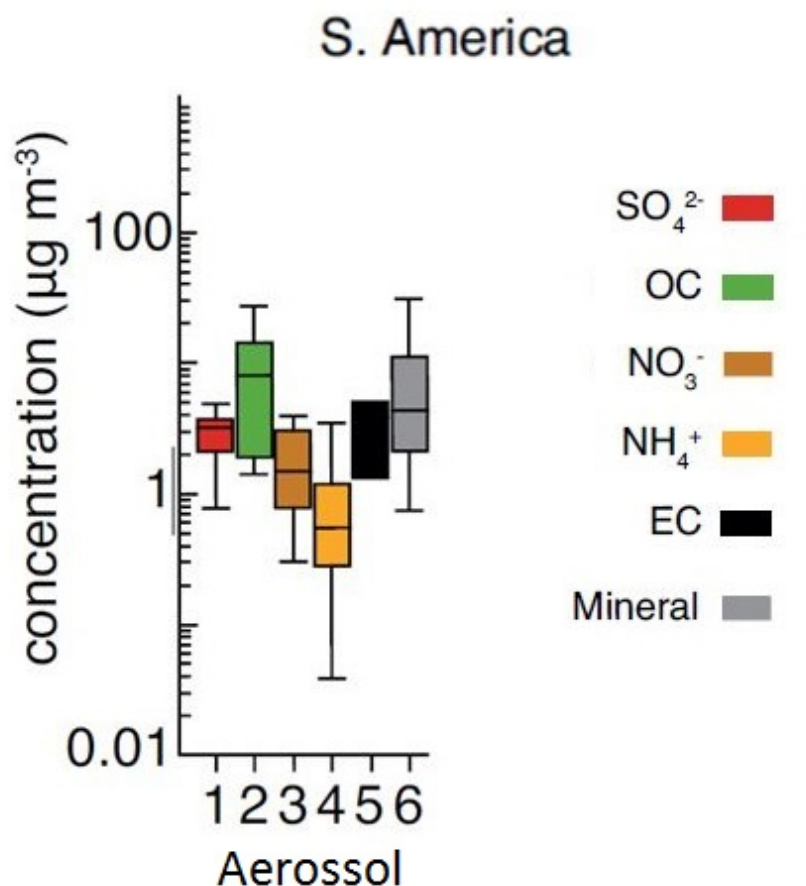


FIGURA 1.8: Gráfico de barras da concentração dos principais aerossóis com diâmetros menores de $10\mu\text{m}$ presentes na América do Sul. [Obtido de Boucher et al. (2013)]

1.3.3 Propriedades físico-químicas de aerossóis

1.3.3.1 Efeitos radiativos

Os efeitos radiativos dos aerossóis como a absorção e o espalhamento da radiação solar dependem de sua distribuição de tamanhos, seu estado físico e índice de refração.

Aerossóis não absorvedores contribuem para o aumento do albedo planetário, e

consequente diminuição da temperatura superficial, uma vez que refletem a radiação solar de volta ao espaço (retroespalhamento). Esses aerossóis também aumentam o caminho livre médio da luz quando o espalhamento ocorre para ângulos distintos do de incidência. Este último fato pode contribuir tanto para um aumento quanto para uma diminuição do albedo planetário dependendo das demais partículas com as quais a radiação interaja (Pueschel, 1993).

Já os aerossóis que absorvem no infravermelho transferem essa energia diretamente para a atmosfera ao seu redor causando um aumento da temperatura local e diminuição da temperatura superficial terrestre (Koren et al., 2004, 2008). Esse aumento da temperatura da atmosfera local estabiliza o perfil de temperatura abaixo da camada de aerossol e reduz o fluxo de umidade (Feingold et al., 2005) dificultando a formação de nuvens. Se o aerossol, ao invés disso, espalhar a radiação no infravermelho, o efeito observado será contrário: a radiação emitida deixará a troposfera causando um resfriamento local e chegará a superfície terrestre aumentando o efeito estufa. O resultado final dependerá dos aerossóis presentes, do intervalo espectral da radiação e do albedo planetário (Pueschel, 1993).

1.3.4 Aerossóis na Floresta Amazônica

Acredita-se que grande parte dos aerossóis naturais das florestas tropicais tem origem na oxidação de compostos carbônicos voláteis (do inglês volatile organic compounds - VOCs) que na atmosfera se condensam formando partículas de aerossol (Kesselmeier et al., 2000). Essa concentração varia muito ao longo de um

ano com valores mais altos para a época de seca na Amazônia e mais baixos para a época úmida. Artaxo et al. (2002) monitoraram a concentração de material particulado de diâmetro menor que $10\mu\text{m}$, PM_{10} (do inglês particulate matter), em uma região ao norte do estado de Mato Grosso de 1992 até 2001 e esses dados estão disponíveis na Figura 1.9. Nesse gráfico é possível observar a variabilidade da concentração de massa de aerossóis nessa região, com altos valores na época de seca, na qual ocorrem muitas queimadas, e baixos valores nos meses úmidos nos quais há dispersão e deposição dos aerossóis devido a ocorrência frequente de precipitação.

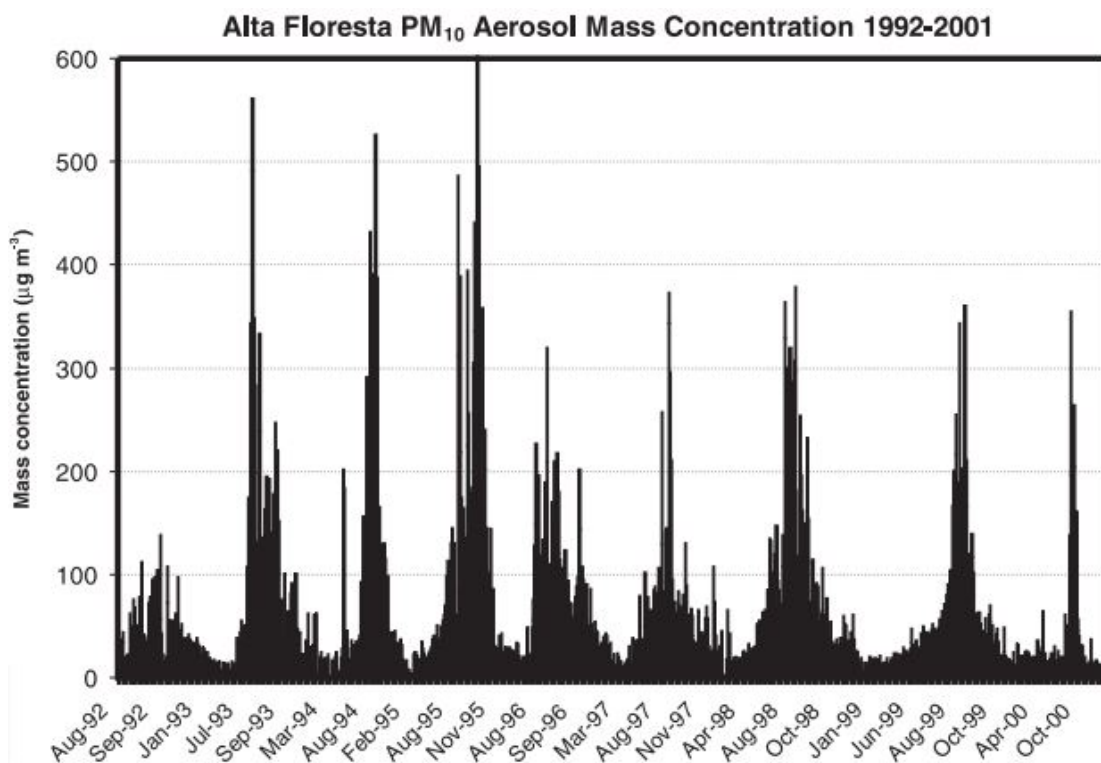


FIGURA 1.9: Gráfico da variação temporal da concentração de aerossol PM_{10} na região Norte do Mato Grosso de 1992 até 2001. [Fonte: Artaxo et al. (2002)]

A Tabela 1.1 apresenta a concentração dos aerossóis na Amazônia tanto na época úmida quanto na seca, que abrange os meses de agosto a outubro. Novamente é

TABELA 1.1: Valores de concentração de aerossóis e propriedades ópticas encontrados durante a época úmida e seca em Rondônia. [Adaptado de Artaxo et al. (2002)]

Espécie	Unidade	Média ép. seca	Desv. pad. ép. seca	Máx. ép. seca	Média ép. úmida	Desv. pad. ép. úmida
PM ₁₀	$\mu\text{g m}^{-3}$	83.0	63.7	300	8.6	3.9
Massa fina	$\mu\text{g m}^{-3}$	66.9	55.1	250	2.9	1.71
Massa grossa	$\mu\text{g m}^{-3}$	17.8	11.7	50	5.7	3.1
Número de partículas	-	8045	5668	40000	890	920
Carbono Orgânico	$\mu\text{g m}^{-3}$	10.1	9.4	55	2.04	0.89
Carbono Elementar	$\mu\text{g m}^{-3}$	3.8	4.2	25	0.47	0.37
Carbono preto	$\mu\text{g m}^{-3}$	3.60	2.99	18.0	0.19	0.22
Sulfato	ng m^{-3}	1104	870	2500	83.9	78.8
Potássio	ng m^{-3}	1109	865	3000	33.5	28.5
EOA 500nm ^a	-	0.91	0.56	3.3	0.13	0.11
Expoente de Angstrom	-	1.70	0.49	2.5	0.72	0.53

EOA 500nm^a é a espessura óptica do aerossol medido em 500nm. A média é calculada em um tempo de integração de 5-10min.

possível observar o intenso aumento de concentração de aerossóis da época úmida para a seca, com um aumento de até 50 vezes o número de partículas. Se analisarmos o valor máximo atingido na época de seca, temos que ele pode chegar a seis vezes o valor da média para a mesma época. Na época úmida prevalece uma atmosfera quase marítima devido as baixas concentrações de aerossol com predominância de aerossol biogênico (Artaxo et al., 1990), enquanto o NO₂ e CO atingem valores compatíveis com situações de poluição urbana na época seca.

Outro dado relevante obtido por eles revela que a concentração de aerossóis é maior para áreas de pastagens do que para a região de floresta devido a maior incidência de queimadas naqueles.

Em pesquisa mais recente, Yokelson et al. (2008) encontrou valores para as queimadas de desflorestamento primário e de manutenção de pasto variando de 6 a 25g kg⁻¹ para o total de material particulado (PM) e de 7.5 a 15g kg⁻¹ para material particulado menor que 2.5 μm (PM_{2.5}), expressos como massa de partícula

emitida por unidade de massa de combustível seco.

1.3.5 Núcleos de condensação de nuvens (NCN)

Os aerossóis higroscópicos são de fundamental importância na formação de gotas de nuvens uma vez que servem de núcleos de condensação sobre os quais o vapor de água se condensa no processo denominado nucleação heterogênea. A nucleação depende do tamanho do aerossol, sua composição e quanto maior sua solubilidade, menor é a umidade relativa necessária na atmosfera para que ele atue como um NCN. Os NCNs mais comuns possuem em sua formação sulfatos, nitratos e poeira mineral, como indica a Figura 1.7. Se não há a presença desses aerossóis, a chamada nucleação homogênea, a formação de gotas de nuvem se dará somente quando a umidade relativa atingir supersaturação acima de 2% e a temperatura for menor que -38°C (Seinfeld e Pandis, 2012). Devido a necessidade dessas condições, a nucleação homogênea não ocorre naturalmente na atmosfera.

1.3.6 Crescimento dos NCNs e precipitação

Segundo o glossário da Sociedade Meteorológica Americana (do inglês American Meteorological Society - AMS) as nuvens são classificadas de acordo com as fases da água que a constituem e a temperatura em seu topo. As nuvens que possuem toda sua extensão com temperaturas acima de 0°C são denominadas *nuvens quentes* ou *nuvens de fase líquida*. Se a nuvem é formada inteiramente por cristais de

gelo é denominada *nuvem de cristal de gelo* ou *nuvens frias*. Já uma *nuvem de fase mista* é constituída tanto de água líquida quanto gelo.

Em nuvens quentes, o processo de crescimento das gotas de nuvem em gotas de chuva acontece através de dois processos: a condensação e a colisão-coalescência. O primeiro desses mecanismos é devido a deposição de vapor de água sobre os NCN e ocorre mais rapidamente para gotas pequenas. Sua taxa de crescimento diminui conforme a gota aumenta seu tamanho e, a partir desse ponto, a colisão-coalescência se torna o principal fator de crescimento. Neste último há a necessidade de um número considerável de gotas com raio superior a $18\mu\text{m}$ para que haja modificação na estabilidade coloidal básica das nuvens e a gota caia, em relação às demais, aumentando seu volume rapidamente conforme gotas menores se aderem a ela. Nesse processo de crescimento dos NCN a seção de choque de espalhamento aumenta da ordem de 7 a 8 vezes em magnitude (Pueschel, 1993; Laing e Evans, 1975; Cotton e Yuter, 2009). A Figura 1.10 apresenta um modelo conceitual do crescimento da gota de água através desses dois processos citados e é possível observar a diferença na velocidade de crescimento da gota para cada um deles.

Para nuvens frias ou de cristais de gelo, o crescimento dos cristais acontece de três formas: deposição, agregamento e riming. Na deposição, o topo da nuvem já ultrapassou a linha de 0°C e, assim, há a interação entre cristais de gelo e gotas de água super-resfriadas. Gotas de água super-resfriadas são pequenas gotas com poucos microns de diâmetro que estão a uma temperatura abaixo de zero, mas ainda permanecem líquidas. Nesse primeiro caso, a pressão de vapor sobre o cristal de gelo é inferior a da gota de água. Isso ocasiona na evaporação da água da

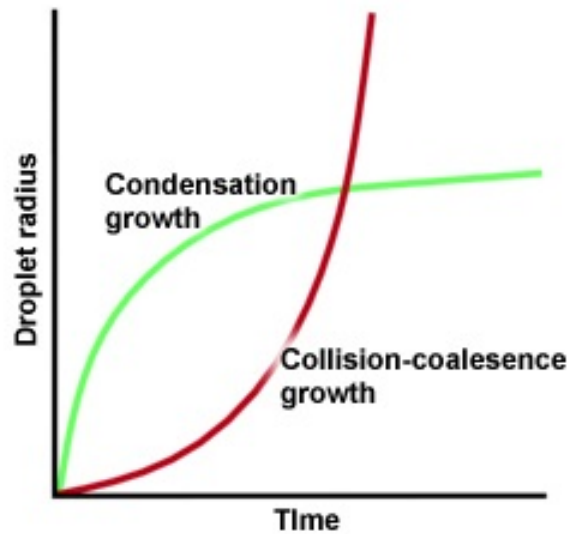


FIGURA 1.10: Modelo conceitual de crescimento da gota de água na nuvem de acordo com seu raio efetivo.[Obtido de Laing e Evans (1975)]

gota super-resfriada que é continuamente depositada sobre os cristais de gelo. Esse mecanismo também é conhecido como processo de Bergeron e está exemplificado na Figura 1.11. Ao atingirem tamanhos consideráveis, os cristais de gelo começam a cair e seu crescimento ocorre devido as diversas colisões. Essa fase é denominada de agregamento.

No processo de crescimento de cristais de gelo denominado de riming, gotas de água super-resfriada colidem com os cristais de gelo solidificando-se. Esse processo causa um rápido crescimento dos cristais de gelo e aumenta sua velocidade de queda.

Na Figura 1.12 encontra-se um esquema de tamanhos típicos de gotas de nuvem, partindo do NCN até a gota de chuva com suas respectivas velocidades terminais. Informações sobre a massa dos diferentes tipos de gotas, sua concentração e as condições da nuvem em que podemos encontrá-las estão disponíveis na tabela 1.2.

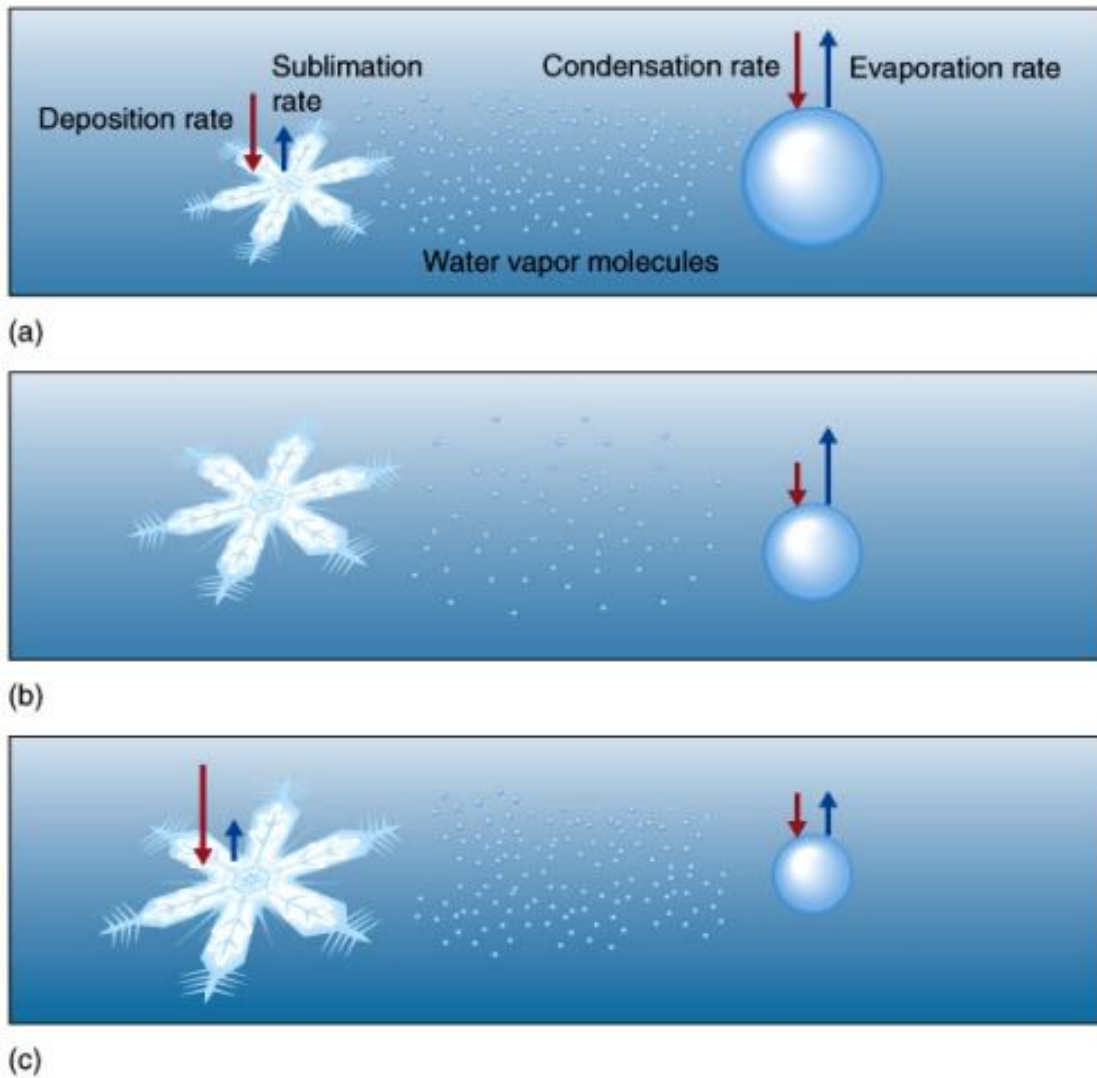


FIGURA 1.11: Essa figura representa o processo de Bergeron, no qual a pressão de vapor maior sobre a gota de água super-resfriada faz com ela evapore e transfira vapor de água para o cristal de gelo. [Obtida de Schroeder (2014)]

Outro fator relevante para o crescimento do NCN e consequente formação de nuvens é a relação entre quantidade de vapor de água disponível na atmosfera e a quantidade de NCNs. O aumento contínuo da concentração de aerossol diminui o volume das gotas existentes devido a evaporação de água das mesmas e posterior liquefação nos aerossóis excedentes. Uma quantidade muito superior de NCNs pode ocasionar na inibição de chuva e até evaporação da nuvem, como já foi observado próximo a queimadas pelo Rosenfeld (1999) analisando dados do Tropical

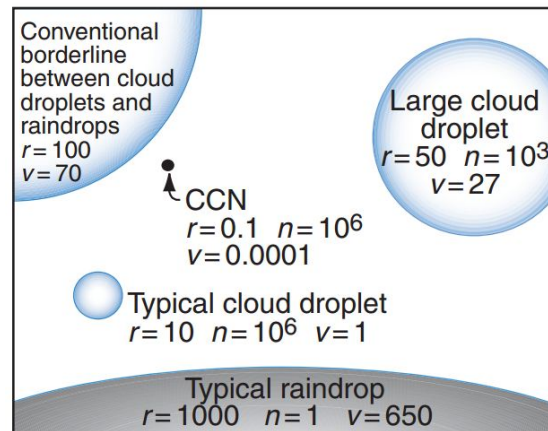


FIGURA 1.12: Modelo conceitual do tamanho relativo entre as gotas de nuvem e de chuva. Exceto o ponto que representa um NCN, o qual está 25 vezes maior que o ideal, todos os demais raios estão aproximadamente em escala. r representa o raio em micrômetros, n a quantidade de gotas por litro de ar e v a velocidade terminal em centímetros por segundo. [Adaptado de Cotton e Yuter (2009)]

TABELA 1.2: Valores típicos para o raio, massa, velocidade limite e concentração para diversos tipos de gotas presentes na atmosfera. [Adaptado de Wallace e Hobbs (1977)]

Tipo de gota	Presente em	Raio(μm)	Massa(μg)	Vel.(cm/s)	Número/litro
NCN	aerossóis	0.1 – 1	-	0.0001	1 milhão
gota de nuvem típica	nuvens	10	0.004	1	1 milhão
gota de nuvem grande	nuvens altas	50	0.5	27	mil
gota de chuva pequena	garoa	100	4.2	70	-
gota de chuva típica	nuvens de chuva	1000	4200	650	1
gota de chuva forte	chuva forte	5000	525000	1300	?
granizo	-	5 – 100mm	-	-	?

Rainfall Measuring Mission (TRMM) e na direção de ventos provindos de cidades por Rosenfeld (2000); Hudson e Yum (2001). Coakley et al. (1987) revelaram que as nuvens formadas pelos rastros de navios possuíam maior albedo e menor distribuição de tamanho de gotas devido a emissão de grande quantidade de NCN pelos mesmos.

A Figura 1.13 apresenta um gráfico da concentração de gotas de nuvem pelo seu diâmetro e evidencia a sua diminuição devido ao aumento da concentração de gotas tanto para nuvens marítimas quanto continentais. Medidas feitas em todo o globo não demonstram qualquer dependência da concentração de NCN com o sistema

de coordenadas ou ciclos sazonais. A variação da concentração no tempo em uma dada região se deve principalmente a fatores como direção do vento, tipo de massa de ar, proximidade das fontes, precipitação e quantidade de nuvens (Cotton e Yuter, 2009; Twomey, 1960). Massas de ar continentais, em geral, possuem maior concentração de NCNs que as marítimas, devido a maior quantidade de fontes de aerossol no continente.

Uma das principais fontes de aerossol continental provém da queima de biomassa. Egan et al. (1974) estima que a taxa de produção de NCN que são ativados a uma supersaturação de 0.5% varia da ordem de 10^{12} a 10^{15} partículas por quilo de biomassa queimada e, para uma supersaturação de 1%, de 40 a 60% das partículas provenientes de queimada atuam como núcleos ativos (razão entre NCN e NC - núcleo de condensação) Andreae et al. (2004).

Outra diferença entre nuvens consideradas marítimas e continentais baseia-se na concentração de gotas na base da nuvem. As nuvens marítimas possuem menos de 100 gotas por centímetro cúbico enquanto as continentais tem uma ordem de magnitude a mais.

Rosenfeld (2000) apresenta um gráfico da relação entre temperatura e raio efetivo das gotas de nuvem, disponível na Figura 1.14, em sete regiões por eles selecionadas. As regiões de tonalidade amarelada (2, 4 e 6 na Figura 1.15) possuem grandes concentrações de aerossol em relação às demais. Na Figura 1.14 nota-se claramente que os raios das gotas dessas regiões com alta carga de aerossol além de serem bem menores quase não crescem com a diminuição da temperatura.

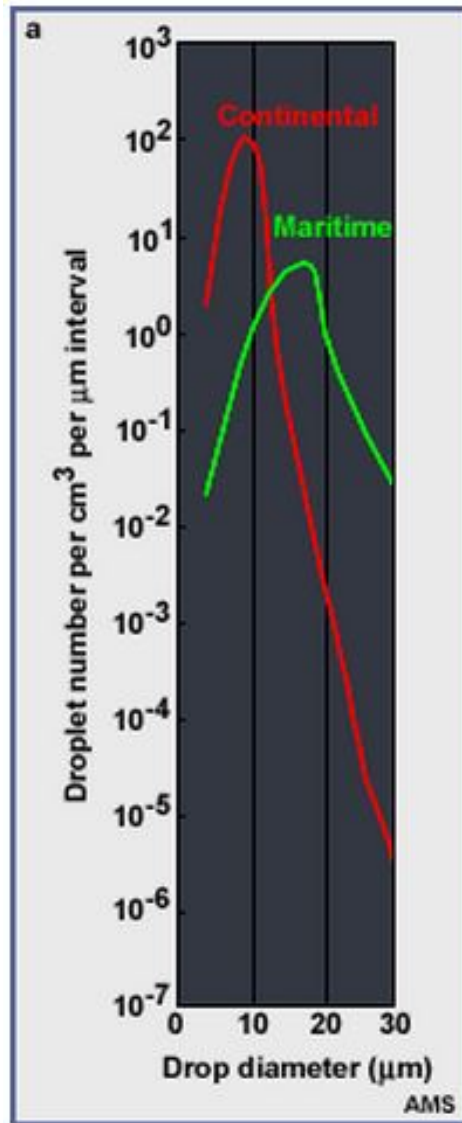


FIGURA 1.13: O aumento da concentração de NCNs para uma quantidade de vapor de água fixa na atmosfera acarreta na diminuição do volume dos NCNs devido a distribuição de água entre eles. [Fonte: Braham (1968)]

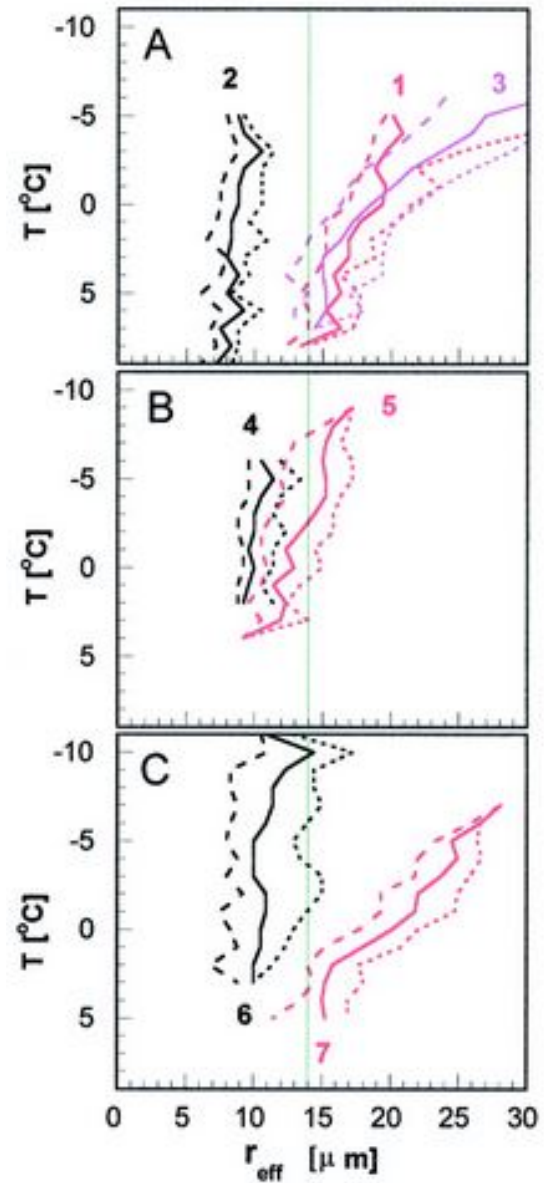


FIGURA 1.14: Comparação entre as regiões sem, em rosa, e com, em preto, de alta carga de aerossol. Percebe-se que na presença de aerossóis o raio das gotas além de ser menor possui também uma taxa de crescimento menor em comparação a outras regiões. [Fonte: Rosenfeld (2000)]

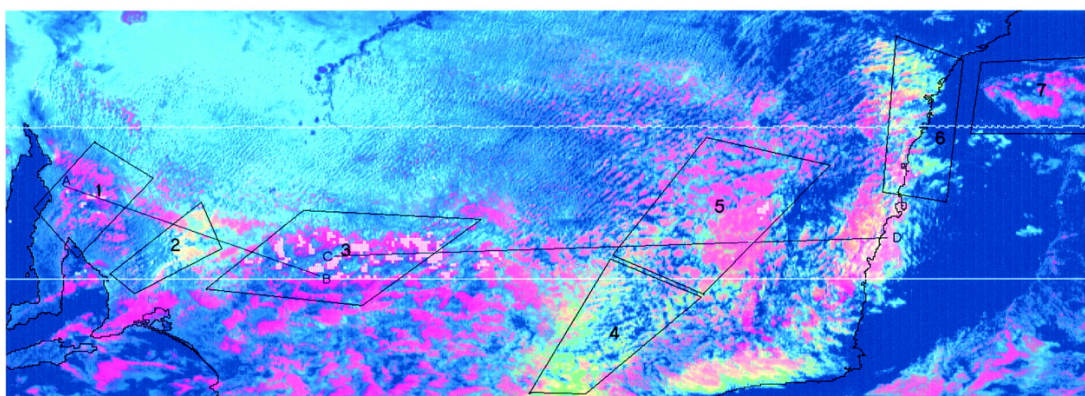


FIGURA 1.15: Regiões selecionadas por Rosenfeld (2000) para comparação entre nuvens com e sem carga extra de aerossol. A cor amarelo indica a presença dessa carga extra.

1.4 Interação entre aerossóis e nuvens

1.4.1 Modificações da microfísica e dos processos dinâmicos das nuvens devido a aerossóis

A interação entre aerossóis e nuvens é responsável por boa parte das dúvidas associadas a parcela antrópica das mudanças climáticas (Lohmann e Feichter, 2004; Andreae et al., 2005; Boucher et al., 2013).

A presença de aerossóis nas nuvens aumenta consideravelmente seu albedo para radiação de ondas curtas, uma vez que aumenta a concentração de NCNs (Twomey, 1960). Esse aumento na concentração de aerossóis reduz o volume de cada gota devido a redistribuição da água disponível, estreita a distribuição de tamanho das gotas e aumenta a área de superfície total das gotas (Andreae et al., 2004; Squires, 1958; Rosenfeld e Lensky, 1999; Koren et al., 2008). Com a distribuição de tamanho das gotas mais estreita, o processo de colisão-coalescência é prejudicado e o de condensação é estendido, adiando a precipitação que ocorrerá para uma maior altitude (Rosenfeld, 1999, 2000; Squires, 1958). Como o espalhamento da radiação está diretamente relacionado à área da superfície da gota, o aumento desta resulta na elevação do albedo da nuvem e, por fim, na diminuição da temperatura na superfície terrestre. A Figura 1.16(a) apresenta essa interação entre a radiação solar e as partículas que compõem as nuvens para um ambiente limpo e um poluído. Esse efeito do aumento do albedo das nuvens devido a presença de aerossóis foi estudado através um modelo hemisférico global de circulação o qual demonstrou que um aumento na concentração de aerossóis de background de 30 a 1000cm^{-3}

em uma região marítima produziu um aumento de 0.7 a 0.87 no albedo da nuvem e uma diminuição da temperatura da superfície de 2.5K (Pueschel, 1993). Essa interação entre aerossóis e nuvens é tão importante para o balanço radiativo que um aumento de 2% no albedo planetário devido a ambos seria suficiente para compensar o efeito do aquecimento caso a quantidade de CO_2 dobrasse (Pueschel, 1993).

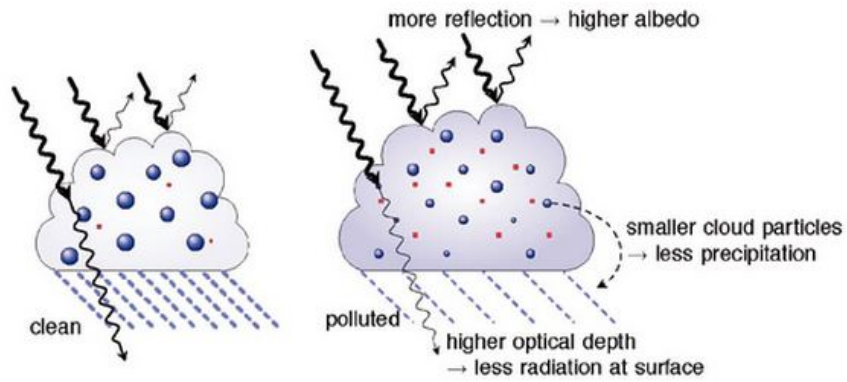
Kaufman e Fraser (1997) demonstraram que, para nuvens menos desenvolvidas, a refletância passou de 0.35 para 0.45 na presença de fumaça enquanto o tamanho da gota reduziu de 14 para $9\mu\text{m}$. Além disso, eles também descobriram que o efeito resultante depende sistematicamente da localização das nuvens, sendo maior esse efeito sobre as nuvens da Amazônia do que sobre as do Cerrado.

Kaufman et al. (2005) compararam três áreas do Atlântico: uma delas marítima ($30^\circ - 20^\circ S$), uma com presença de fumaça ($20^\circ S - 5^\circ N$) e a última com poeira mineral ($5^\circ - 20^\circ N$) e concluíram que na presença de fumaça e poeira mineral houve uma tendência na supressão de precipitação e consequente aumento da cobertura de nuvens devido, principalmente, à duas situações: a redistribuição da quantidade de água disponível no local formando gotas menores e elevando o albedo da nuvem, ilustrado na Figura 1.16(a); e o aquecimento da atmosfera por causa da absorção de radiação solar pelos aerossóis que resulta na evaporação dos NCNs, Figura 1.16(b). Rosenfeld (1999, 2000) também demonstrou que, em ambientes poluídos, a nuvem precisa desenvolver alturas superiores a 6km em relação a sua base para haver precipitação, enquanto para nuvens limpas é necessário apenas 3km.

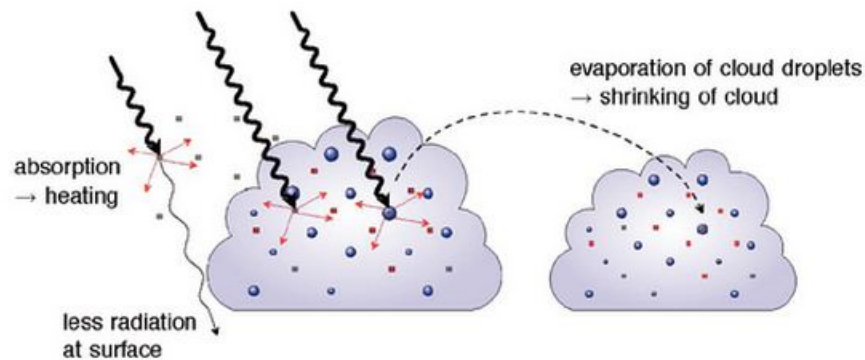
A presença de aerossóis absorvedores também causa modificação da camada limite

e da troposfera livre (Wendisch et al., 2008). Os efeitos dessa modificação vão depender da distância entre o aerossol e a nuvem e o tipo de nuvem (Yoshimori e Broccoli, 2008; Koch e Del Genio, 2010; Persad et al., 2012). Se os aerossóis estão na camada de nuvens haverá diminuição da quantidade da mesma devido a sua dissipação (Koren et al., 2004, 2008).

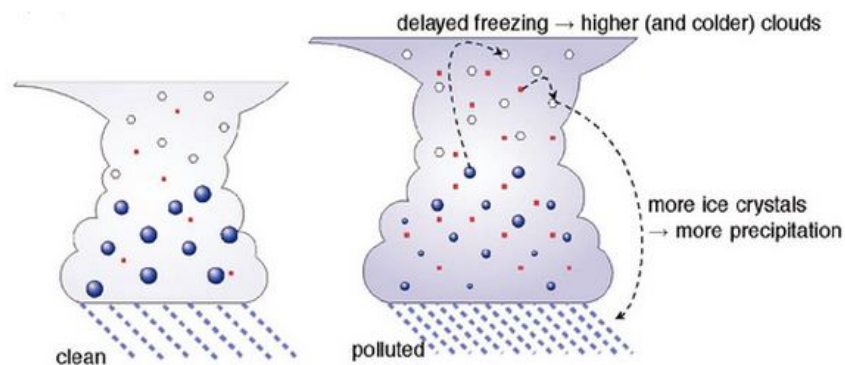
Estudos com modelos globais tem mostrado que a presença de carbono preto hidrofílico atuando como núcleos de gelo juntamente com partículas de poeira nas nuvens entre 0°C e -35°C podem causar um efeito indireto de glaciação. Nesse efeito, um número maior de núcleos de gelo pode acarretar em um aumento da frequência de nuvens em estágio de glaciação e, conseqüentemente, em um aumento da precipitação (Lohmann, 2002), uma vez que a maior parte da precipitação se origina devido à fase de gelo (Lau e Wu, 2003). Uma maior precipitação reduziria a cobertura de nuvens elevando a absorção de radiação solar pelo solo. Esse processo está ilustrado na Figura 1.16(c).



(a) A redistribuição da quantidade de água disponível em mais NCN aumenta a área superficial total das gotas, que eleva o albedo da nuvem.



(b) A presença de aerossóis absorvedores aumenta a temperatura da atmosfera local devido a emissão térmica dos mesmos e ocasiona na evaporação das gotas de água.



(c) Uma maior quantidade de núcleos de gelo devido ao aumento da quantidade de carbono preto na atmosfera acarreta em um aumento da precipitação e consequente diminuição da cobertura de nuvens.

FIGURA 1.16: Efeitos da presença de aerossóis nas nuvens (Denman et al. (2007))

As mudanças nos processos dinâmicos da nuvem devido aos aerossóis incluem: aumento da extensão vertical e horizontal da nuvem, maiores altitudes para haver precipitação, variação da profundidade óptica da nuvem e aumento da atividade

elétrica (Altaratz et al., 2014, 2010; Andreae et al., 2004).

Todas essas interações envolvendo nuvens, aerossóis e processos de retroalimentação dificultam a inclusão da relação entre aerossóis e nuvens nos modelos climáticos, sendo estes as maiores fontes de erros dessas simulações. A Figura 1.17 apresenta um esquema simplificado demonstrando os papéis dos aerossóis e dos gases de efeito estufa como mecanismos de forçante radiativa e os processos de retroalimentação provenientes das nuvens, dos aerossóis e de outras variáveis como o vapor de água e o albedo da superfície. Somente após considerar todos esses efeitos da forçante radiativa efetiva teremos a resposta final da variação da temperatura média global (Boucher et al., 2013).

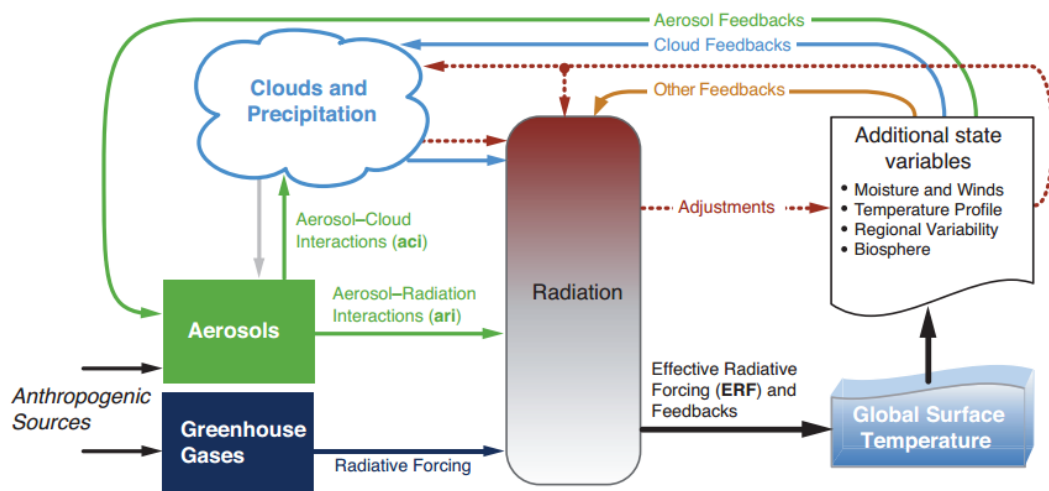


FIGURA 1.17: Desenho esquemático da interação entre aerossóis, nuvens e a radiação, sinalizando as forçantes radiativas e os feedbacks. A temperatura final dependerá da forçante radiativa efetiva, na qual estão incluídos os ajustes rápidos e os feedbacks. [Retirado de Boucher et al. (2013)]

1.4.2 Nova nomenclatura do Relatório Cinco do IPCC para as forçantes radiativas

Segundo a nova terminologia do IPCC, a forçante radiativa efetiva devida a interação entre aerossol e radiação, abreviada por ERFari (Effective Radiative Forcing from Aerosol-Radiation Interactions) compõe-se da forçante radiativa dos aerossóis, RFari (Radiative Forcing from Aerosol-Radiation Interactions), e os processos de retroalimentação devido a presença de aerossóis. A ERFari é a combinação da absorção e espalhamento da radiação, e os processos de retroalimentação são induzidos pelos efeitos dos aerossóis no balanço radiativo da superfície, no perfil atmosférico e na quantidade de nuvens.

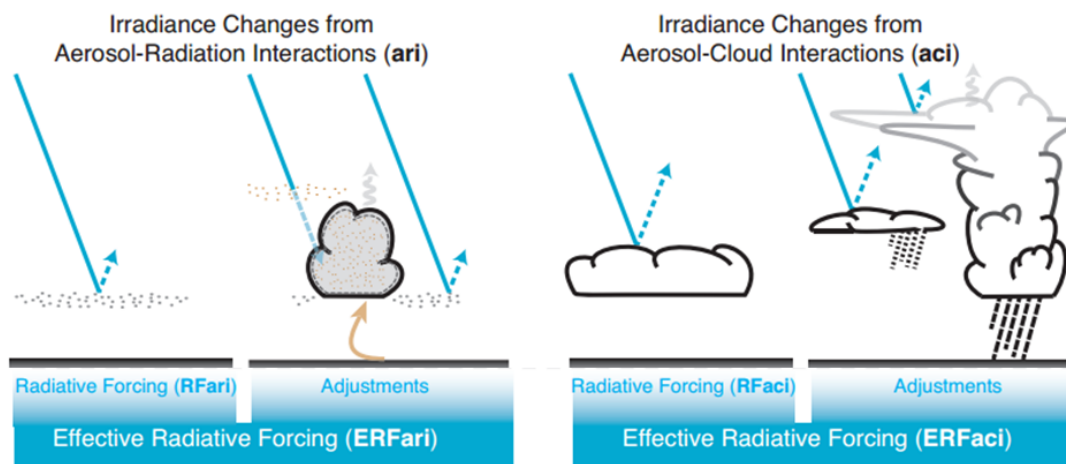


FIGURA 1.18: Diagrama da forçante radiativa efetiva provinda da interação entre radiação e aerossol e aerossol e nuvem. As setas em azul simbolizam a radiação solar, em cinza as terrestres e em marrom o acoplamento entre a superfície e a camada de nuvens. [Retirado de Boucher et al. (2013)]

Já a forçante radiativa efetiva devida a interação entre aerossol e nuvens (ERFaci - Effective Radiative Forcing from Aerosol-Cloud Interactions) compõe-se da mudança do albedo das nuvens devido a presença de aerossóis, também conhecido

como efeito Twomey e abreviada como RFaci (Radiative Forcing from Aerosol-Cloud Interactions) e de seus ajustes rápidos: mudança no tempo de vida da nuvem e de sua termodinâmica. O diagrama da Figura 1.18 resume as definições dadas da ERFari e a ERFaci e facilita seu entendimento.

Capítulo 2

Interações entre radiação e nuvens

2.1 Formação de nuvens

O movimento inicial vertical do fluxo de massas de ar úmidas da superfície devido ao fluxo de calor sensível leva a condensação do vapor de água na atmosfera. Essa condensação libera calor latente e aquece a parcela de ar na qual está inserida, promovendo a ascensão da mesma. A medida que essa massa de ar úmida quente sobe na atmosfera ela se resfria adiabaticamente favorecendo a supersaturação e, conseqüentemente, a condensação de mais núcleos de nuvem. Se durante a subida a nuvem ultrapassa o nível de 0°C uma parte das gotículas de água começa a congelar enquanto as demais atingem o estado de gotas super-resfriadas.

A formação de nuvens só ocorre quando a pressão de vapor de saturação é menor que a pressão parcial de vapor de água na atmosfera. Isso resulta na condensação

do excesso de vapor de água em forma líquida ou sólida, dependendo da temperatura ambiente. Segundo a equação de Clausius-Clapeyron, equação 2.1, a pressão de vapor de saturação diminui conforme a temperatura diminui.

$$\ln \frac{p_{vapor}}{p_0} = -\frac{\Delta H_{vap}}{RT} + cte \quad (2.1)$$

Nessa equação p representa a pressão de vapor, p_0 a pressão padrão, ΔH a entalpia de vaporização, R a constante dos gases e T a temperatura. A entalpia de vaporização é a quantidade necessária de energia para que um mol de uma determinada substância passe do estado líquido para o gasoso, a pressão constante de uma atmosfera, estando ambos em equilíbrio térmico. Seu valor está intrinsecamente relacionado à intensidade das interações moleculares no líquido, sendo seu valor maior para interações mais fortes. Como a mudança do estado líquido para o gasoso exige adição de energia, a entalpia de vaporização sempre será positiva (Wark, 1988).

Köhler descreve uma teoria na qual o vapor de água se condensa devido ao equilíbrio termodinâmico entre a gota e seu ambiente. A curva de Köhler, representada na Figura 2.1, mostra a quantidade de supersaturação necessária para sustentar uma gota de raio r para diferentes concentrações de cloreto de sódio (considerando as esferas perfeitas). Se uma dada gota atinge o máximo de sua curva, denominado de supersaturação crítica, ela irá crescer indefinidamente. Considere uma supersaturação de 0.2% e uma gota que se originou de uma esfera de cloreto de sódio com diâmetro inicial de $0.1\mu\text{m}$. Como a saturação do ambiente é maior que o pico

de sua curva ela nunca encontrará seu ponto de equilíbrio e irá crescer indefinidamente seguindo a curva em azul. Nesse regime a gota é considerada ativada. Nessa mesma condição, uma gota que se originou de uma esfera menor com diâmetro de $0.05\mu\text{m}$ irá crescer até a supersaturação do ambiente estar em equilíbrio com a supersaturação adjacente a ela. Assim, ela atinge um raio de cerca de $0.3\mu\text{m}$ e permanece em equilíbrio e desativada. A forma da curva depende tanto da quantidade quanto da composição do soluto.

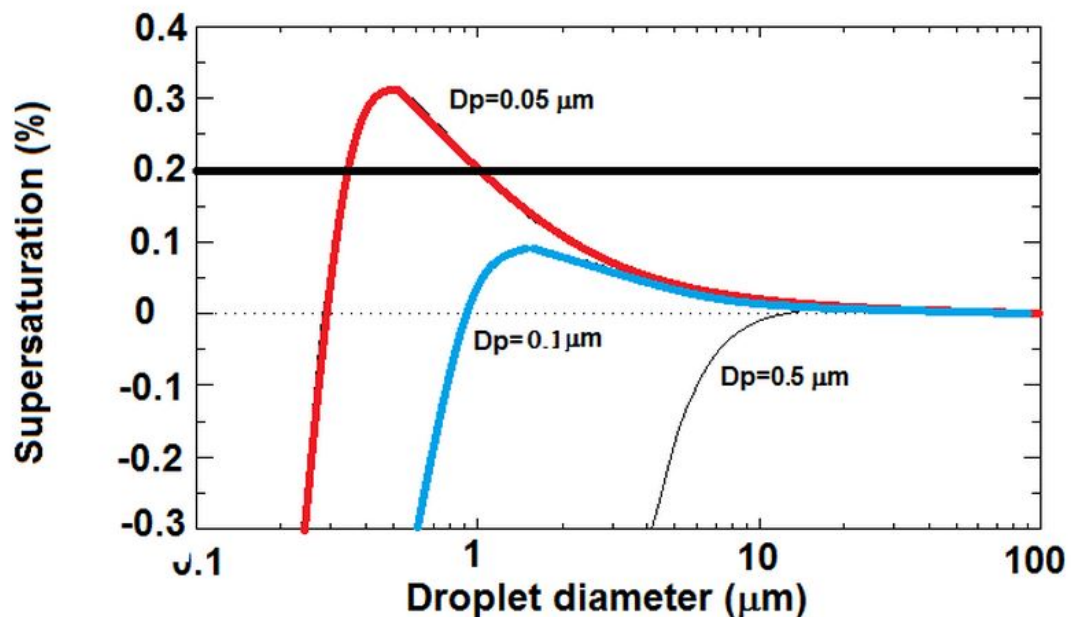


FIGURA 2.1: Curvas de Köhler demonstrando a dependência do crescimento da gota com sua concentração de soluto e a supersaturação. [Obtido de Rogers e Yau (1989)]

2.2 Parâmetros físicos

A interação entre a radiação e as partículas que compõem as nuvens se dá através da absorção, do espalhamento e da emissão. Na absorção, há a remoção de energia da radiação incidente, podendo ser transformada em outros tipos de energia, como

por exemplo, a térmica. Na emissão, essa radiação absorvida é emitida em um intervalo de tempo muito curto após a absorção. No espalhamento, a energia incidente em uma direção é espalhada ou desviada para outras direções.

Considere uma radiação incidente de intensidade I_0 em um meio. A redução dessa intensidade na direção de propagação do feixe, z , devido à efeitos de atenuação, $\mu_t(m^{-1})$ é dada por:

$$I = I_0 e^{-\mu_t z} \quad (2.2)$$

O coeficiente de atenuação de um material está relacionado com a seção de choque de atenuação, σ_t , e a densidade numérica $n_n(z)$ tal que

$$\mu(z) = \sigma_t n_n(z) \quad (2.3)$$

σ_t tem unidade de (m^{-1}) e $n_n(z)$ de partículas/ cm^3 .

A grandeza macroscópica que revela a capacidade de um meio de absorver fótons é denominada de coeficiente de absorção, indicado por μ_a . A que revela a capacidade de um meio de espalhar fótons é o coeficiente de espalhamento, designado por μ_e . Ambos tem unidade de (m^{-1}) e somados fornecem o valor do coeficiente de atenuação σ_t .

Dadas as definições de coeficiente de absorção e espalhamento, podemos calcular o albedo simples, ω , através da razão entre o coeficiente de radiação espalhada e a soma do coeficiente de absorção e espalhamento.

$$\omega(\lambda, z) = \frac{\mu_e(\lambda, z)}{\mu_a(\lambda, z) + \mu_e(\lambda, z)} = \frac{\mu_e(\lambda, z)}{\mu_t(\lambda, z)} \quad (2.4)$$

Esse parâmetro nos fornece a fração da radiação que foi atenuada por espalhamento. Quando este valor é um, indica que toda a radiação atenuada foi espalhada, e se este é nulo, toda a radiação foi absorvida.

O padrão de espalhamento das partículas depende de alguns de seus parâmetros como a razão entre o tamanho da partícula espalhadora, r , e o comprimento de onda da radiação incidente, λ , definido como parâmetro de tamanho e dado por

$$\alpha = 2\pi r/\lambda \quad (2.5)$$

Uma partícula muito pequena tende a espalhar radiação nas direções frontal e traseira na mesma proporção, Figura 2.2 *a*. Com o aumento da partícula a radiação espalhada concentra-se preferencialmente nas direções frontais, Figura 2.2 *b* e *c*. A função matemática que descreve esse padrão angular de espalhamento é a função de fase, $P(\Theta, \alpha, m)$.

$$P(\Theta, \alpha, m) = \frac{I(\Theta, \alpha, m)}{\int_0^\pi I(\Theta, \alpha, m) \sin\Theta d\Theta} \quad (2.6)$$

na qual $I(\Theta, \alpha, m)$ é a intensidade da radiação incidente, Θ a direção de espalhamento e m o coeficiente de refração relativo dado pela razão entre o índice de refração da partícula e o do meio.

A profundidade óptica τ é uma medida da atenuação da luz passando por uma nuvem devido a efeitos de absorção e espalhamento por suas gotas. Ela é definida através da integração do coeficiente de extinção em uma coluna vertical. Na equação 2.7 o coeficiente de extinção σ_t é integrado entre as distâncias z_1 e z_2 .

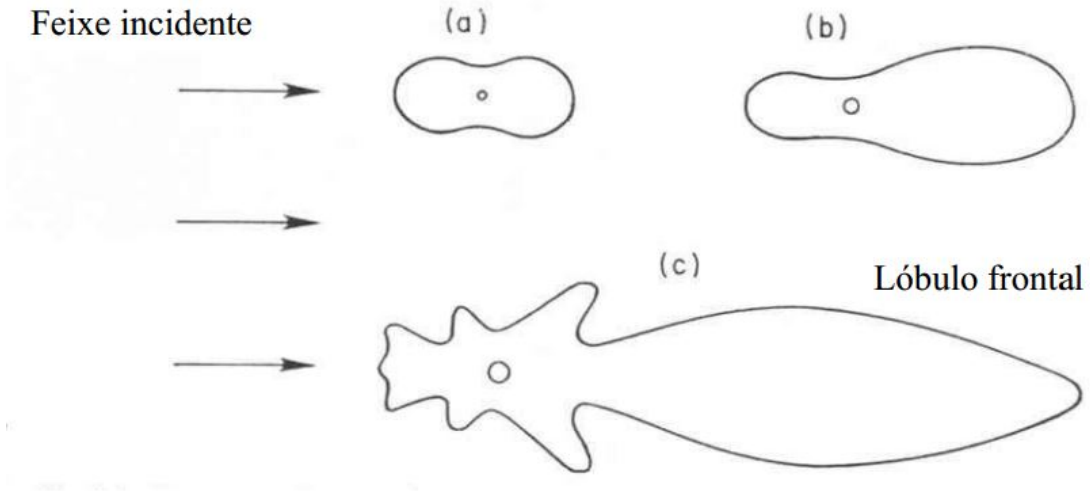


FIGURA 2.2: a- Para uma partícula pequena comparada ao comprimento de onda da radiação incidente o espalhamento frontal e traseiro tem a mesma proporção. b- Em uma partícula um pouco maior já é possível observar uma preferência na região de espalhamento. c- Para partículas grandes o espalhamento ocorre preferencialmente na região frontal. [Obtido de Liou (2002)]

$$\tau(\lambda, z) = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_t(\lambda, z) dz \quad (2.7)$$

Em meios opticamente finos, uma grande parte dos fótons sofre apenas um espalhamento antes de deixar o meio. Efeito denominado de espalhamento simples. Já em um meio com grande profundidade óptica, a radiação sofre diversos espalhamentos antes de evadir o sistema. Nesse caso, a denominação dada é de espalhamento múltiplo. O conteúdo líquido da água, w , é uma medida da razão entre a massa de água disponível no interior da nuvem pelo volume unitário de massa de ar presente. Para calculá-lo é necessário conhecer a densidade de água líquida, ρ e a distribuição numérica de gotas, $n_g(r)$.

$$w = \frac{4\pi}{3} \int \rho r^3 n_g(r) dr \quad (2.8)$$

O conteúdo integrado de água líquida, denominado LWP (do inglês Liquid Water

Path), é uma medida da quantidade total de água líquida entre o topo e a base da nuvem é dado por

$$LWP = \int_{base}^{topo} w(z) dz \quad (2.9)$$

As propriedades ópticas das nuvens quentes podem ser obtidas utilizando-se apenas o seu conteúdo líquido e a distribuição de tamanhos de gota com suas respectivas distribuições espaciais. As demais características como a atenuação da radiação através da absorção e espalhamento, o albedo simples e a função de fase podem ser computadas através da solução de Mie fornecendo apenas o índice de refração complexo da água e o parâmetro de tamanho α (Mayer et al., 2003).

2.3 Microfísica das nuvens no sensoriamento remoto

Várias informações sobre a microfísica das nuvens podem ser obtidas utilizando-se análise espectral da radiação refletida. Como os fótons absorvedores só conseguem adentrar pequenos volumes das bordas das nuvens, toda a informação de seu interior permanece inacessível nessa forma de medição. Essa informação obtida das laterais pode ser extrapolada para toda a nuvem considerando que o raio efetivo permanece constante a uma dada temperatura ou altitude. O raio efetivo é uma das propriedades microfísicas mais conservativas de um sistema de nuvens (Rosenfeld e Lensky, 1999).

Para determinar-se a distribuição de tamanhos de gotas em uma nuvem é preciso

analisar apenas a quantidade relativa entre radiação absorvida e refletida. A razão da quantidade de luz refletida pela absorvida é inversamente proporcional ao raio efetivo da gota (r_{eff}) (Rosenfeld e Lensky, 1999),

$$r_{eff} = \frac{\int n(r) r^3 dr}{\int n(r) r^2 dr} \quad (2.10)$$

O raio efetivo é a razão entre o terceiro e o segundo momento da distribuição numérica de tamanho das gotas da nuvem, $n(r)$ é a distribuição de tamanho das partículas e r o raio. Assim, gotas maiores tendem a absorver mais radiação enquanto as menores tendem a refleti-la quando analisamos a radiação no infravermelho próximo.

Segundo Stubenrauch et al. (2013), o raio efetivo global para uma gota de água é, de aproximadamente, $14\mu\text{m}$ enquanto para uma de gelo é de cerca de $25\mu\text{m}$. Estudos apontam que o raio efetivo de gotas de nuvens sobre os oceanos são cerca de 15% – 20% maiores que gotas líquidas de nuvens continentais. Enquanto para partículas de gelo essa diferença é de apenas 5% (Stubenrauch et al., 2013).

Rosenfeld e Lensky (1999) relacionaram o r_{eff} à temperatura do topo da nuvem e, com isso, determinaram cinco zonas microfísicas de nuvens convectivas profundas:

1. Zona de crescimento por difusão da gota, na qual o crescimento é lento e ocorre na base da nuvem devido a condensação;
2. Zona de crescimento por coalescência, a taxa de crescimento é maior do que na zona anterior e ocorre somente sob temperaturas acima da de congelamento;

3. Região de chuva, o r_{eff} é estável e permanece entre 20 e 25 μm . Há um balanço entre o crescimento por coalescência e a perda de gotas grandes por precipitação. Mesmo havendo precipitação a nuvem continua a crescer;
4. Região de fase mista, nessa região também há crescimento rápido das gotas só que a temperaturas inferiores a 0° na qual coexistem gotas na fase líquida e sólida;
5. Zona glaciada, o r_{eff} torna-se estável e todas as partículas encontram-se na fase sólida.

Na Figura 2.3 a única condição atmosférica que apresenta as cinco zonas microfísicas é a geral. Na atmosfera marítima, o r_{eff} da base da nuvem é bem maior pelos aerossóis serem maiores e, por isso, o crescimento por condensação é considerado negligenciável. Além disso, a taxa de crescimento é bem maior e a nuvem alcança o regime de chuva a uma temperatura bem mais alta que nas demais condições atmosféricas.

Na continental moderada, caracterizada por carga de poluição moderada proveniente do continente, observa-se a falta da zona de chuva.

Já na região continental extrema, com alta carga de poluição do continente, os raios efetivos na base da nuvem são muito pequenos em comparação com os demais, o que aumenta a zona de crescimento por condensação. Assim, as gotas não atingem tamanho suficiente antes da temperatura cair para crescerem por coalescência e, portanto, atingem a fase mista em alturas bem maiores que as demais. Também não se observa nessa área a zona de chuva e o processo de glaciação é

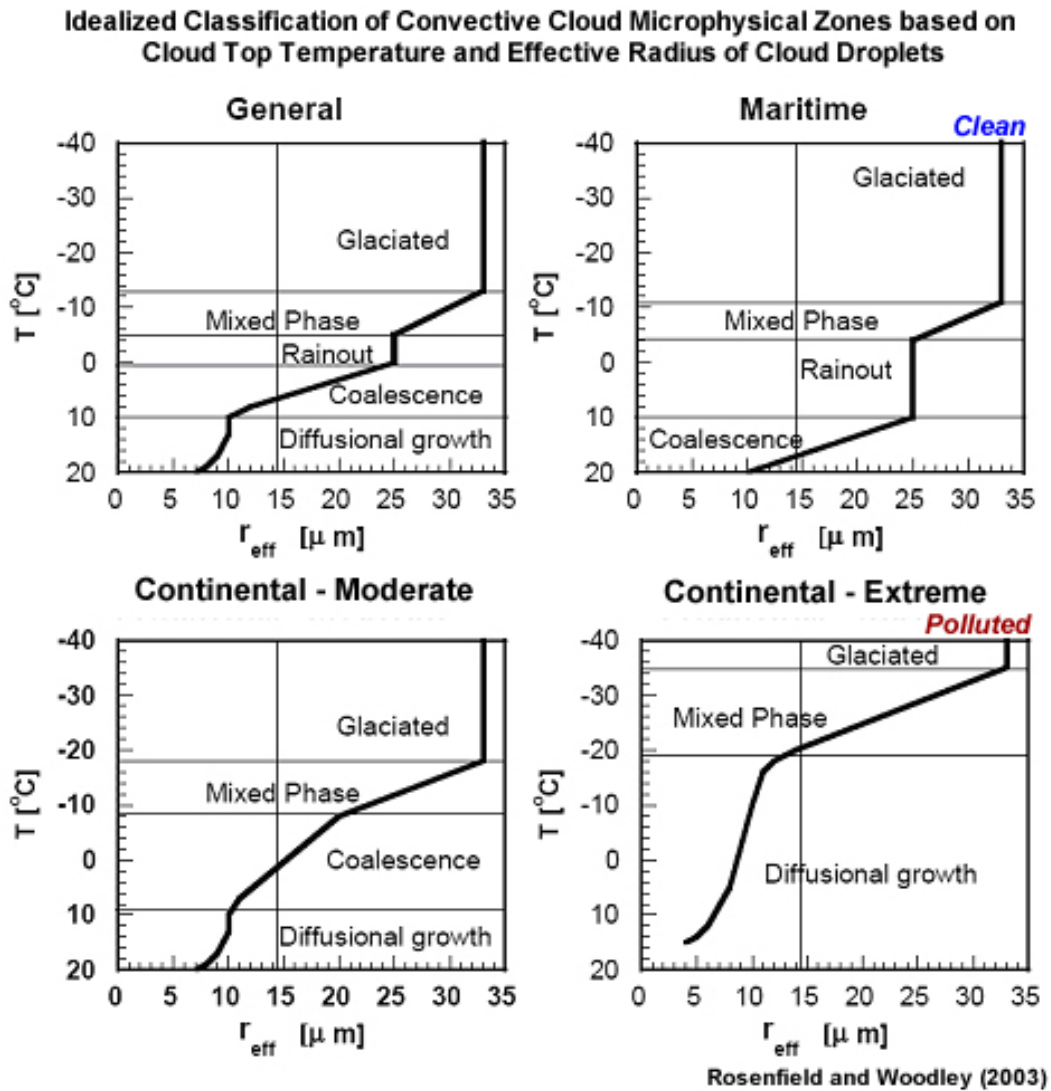


FIGURA 2.3: Representação das zonas microfísicas de acordo com a relação entre temperatura no topo da nuvem e raio efetivo das gotas para quatro regiões distintas: geral, marítima, continental moderada e continental poluída (Adaptado de Rosenfeld e Woodley (2003)).

retardado (Rosenfeld e Lensky, 1999; Rosenfeld e Woodley, 2003).

2.3.1 Absorção e espalhamento da radiação

A quantidade de radiação refletida por uma nuvem depende primordialmente de quatro fatores:

- O tamanho das partículas espalhadoras.
- A concentração de gotas.
- A profundidade geométrica total da nuvem (de onde se mede até a borda oposta).
- A quantidade de luz espalhada que escapa pelas laterais.

Nessa dissertação focaremos apenas em três intervalos do espectro de radiação para analisar a luz refletida pela lateral das nuvens: visível (0.4 até $0.7\mu\text{m}$), infravermelho próximo (0.7 a $2.5\mu\text{m}$) e infravermelho térmico (8 a $14\mu\text{m}$).

A Figura 2.4 apresenta um gráfico do índice de refração imaginário, proporcional a absorção da radiação pela água e pelo gelo para diferentes comprimentos de onda. Nele é possível observar que o comportamento das partículas de água e gelo é quase estritamente absorvedor para o infravermelho e espalhador para o visível. Na região do infravermelho próximo, o efeito de absorção e espalhamento está intrinsecamente relacionado com o comprimento de onda da radiação e o tamanho da partícula que encontra-se em seu caminho óptico. Por isso que através desse intervalo é possível inferirmos a distribuição de tamanho das gotas.

Para a radiação solar no infravermelho próximo, o espalhamento é proporcional a área da partícula enquanto a absorção é proporcional ao seu volume. A Figura 2.6 apresenta um diagrama do espalhamento e da absorção de radiação por uma gota de água e suas relações com o raio da gota (Rosenfeld e Woodley, 2003).

Dessa forma, se as gotas da nuvem são muito pequenas o espalhamento da radiação supera a absorção e a razão de refletância infravermelho/visível é próxima de

um. O aumento do tamanho da partícula acarreta na diminuição da refletância no infravermelho e, portanto, essa razão também diminui.

Se as partículas da nuvem estiverem na fase de gelo essa razão será ainda menor, uma vez que a absorção do gelo e da água diferem para comprimentos de onda da ordem de $1.6\mu\text{m}$, como pode ser verificado na Figura 2.4. Isso demonstra que a função de reflexão de um canal absorvedor como o infravermelho próximo é dependente do tamanho das gotas.

Assim, ao combinar a refletância de uma nuvem no infravermelho próximo e no visível, conseguimos informações tanto da sua distribuição de tamanho quanto da sua profundidade óptica. A Figura 2.5 apresenta o espectro de emissão solar e terrestre com algumas bandas sinalizadas que são utilizadas pelo satélite Meteosat Second Generation (MSG) para obtenção de dados e algumas destas serão relevantes nesse trabalho (Rosenfeld e Woodley, 2003).

Analisando esses canais espectrais do MSG também é possível:

- identificar nuvens com grande potencial de precipitação, uma vez que são nuvens profundas, com grande refletância no visível e possuem partículas grandes que refletem pouco no infravermelho próximo;
- identificar poluição no ar devido a alta refletância das pequenas partículas no visível (Kaufman e Fraser, 1997) e no IV próximo enquanto à sua volta há ar limpo constituído de partículas maiores e menos refletoras como na Figura 1.15.

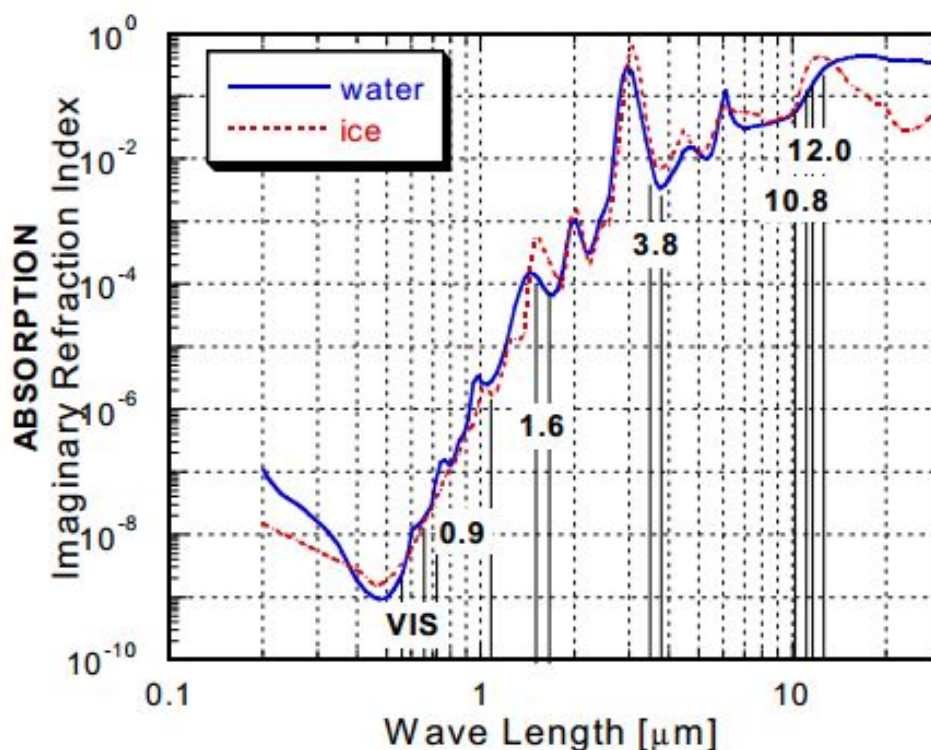


FIGURA 2.4: Coeficiente de absorção da água líquida e gelo para comprimentos de onda variando de 0.2 a $20\mu\text{m}$ e as indicações dos canais disponíveis no Meteosat Second Generation (MSG). [Obtido de Rosenfeld e Woodley (2003)]

- determinar se é uma nuvem quente (quando a temperatura em toda a nuvem está acima de 0°), fria (quando a temperatura está abaixo de -38°), ou se é mista (contém a fase líquida e sólida).

Para identificar os limites entre a fase líquida e de gelo nas nuvens, Martins et al. (2011) analisaram o gráfico do índice de refração da água e do gelo com o propósito de determinar dois comprimentos de onda tal que, em um deles, a fase líquida absorvesse mais radiação enquanto no outro a fase sólida respondesse pela maior parte da absorção. Assim, ao calcular-se a razão da refletividade entre esses dois comprimentos de onda tem-se uma estimativa de qual dessas fases predomina em uma determinada região. A Figura 2.7 apresenta o gráfico utilizado por Martins

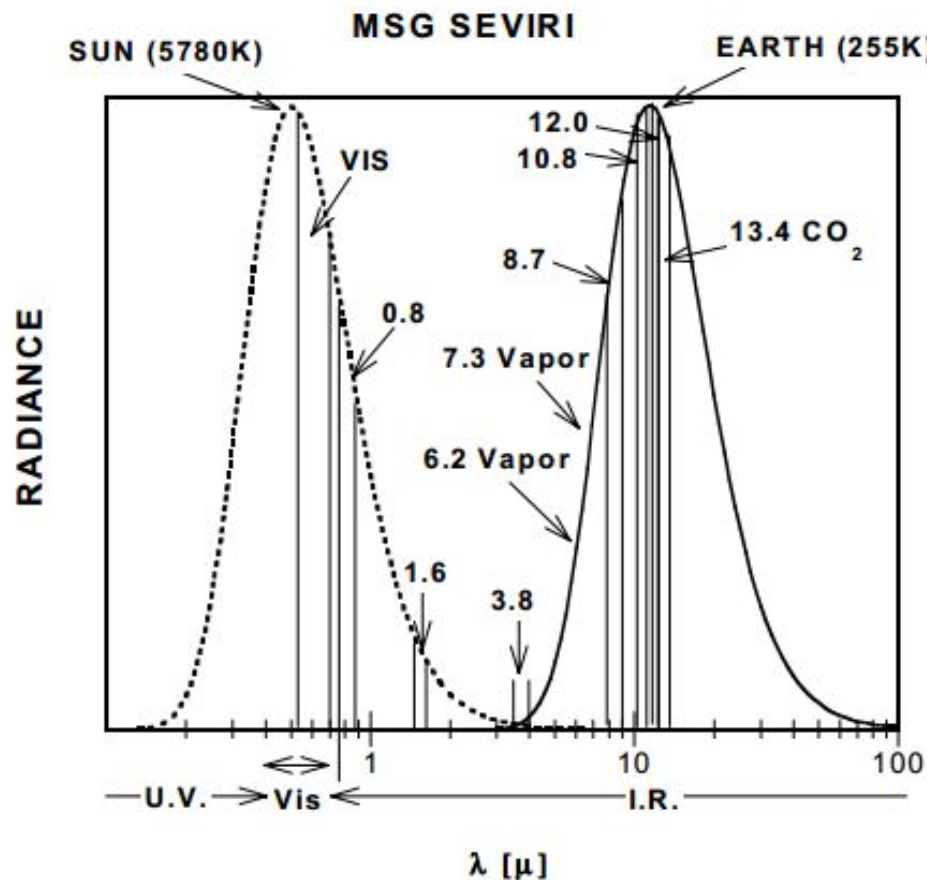


FIGURA 2.5: Radiação do topo da atmosfera provinda do Sol e radiação da superfície da Terra e os canais disponíveis no MSG. [Obtido de Rosenfeld e Woodley (2003)]

et al. (2011) para definir os dois comprimentos de onda a serem utilizados.

No lado direito da Figura 2.9, tem-se a razão entre a radiação nos comprimentos de onda 2.1 e $2.25\mu\text{m}$ da nuvem da imagem central destacando, através das cores, as regiões de fase líquida, mista e de gelo. Para estimar os raios das gotas dessa nuvem eles compararam a refletância de um mesmo pixel para os comprimentos de onda $0.67\mu\text{m}$ e $2.1\mu\text{m}$ com cálculos realizados previamente.

O resultado para os raios das gotas estimados encontram-se na Figura 2.8. A separação das fases da água está limitada pela reta tracejada obtida através da análise da razão da refletância entre 2.1 e $2.25\mu\text{m}$. Nessa figura, uma taxa maior

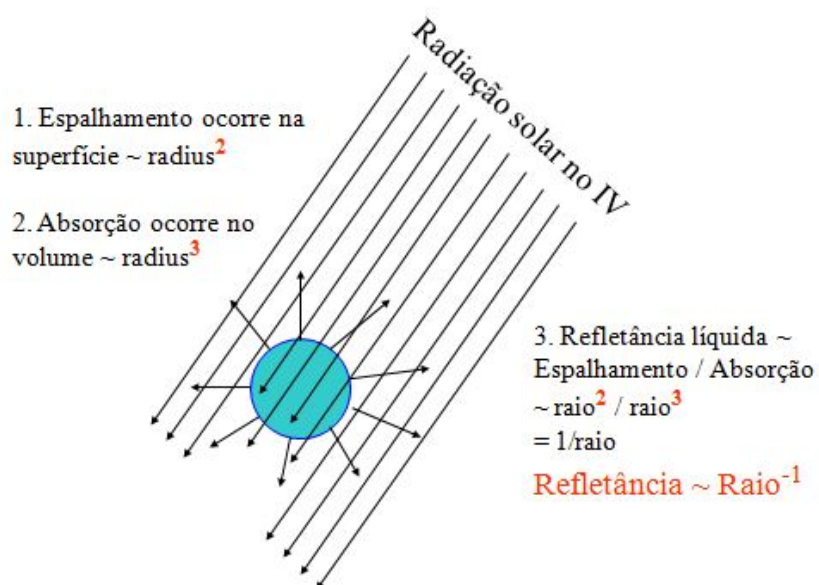


FIGURA 2.6: Espalhamento e absorção da radiação no infravermelho próximo por uma gota de água e suas relações com o raio da mesma. [Adaptado de EUMETSAT]

de crescimento do raio das gotas é observada durante a fase mista, enquanto na de gelo é observada uma redução da mesma, provavelmente devido a precipitações internas na nuvem ou nucleação de pequenos cristais de gelo.

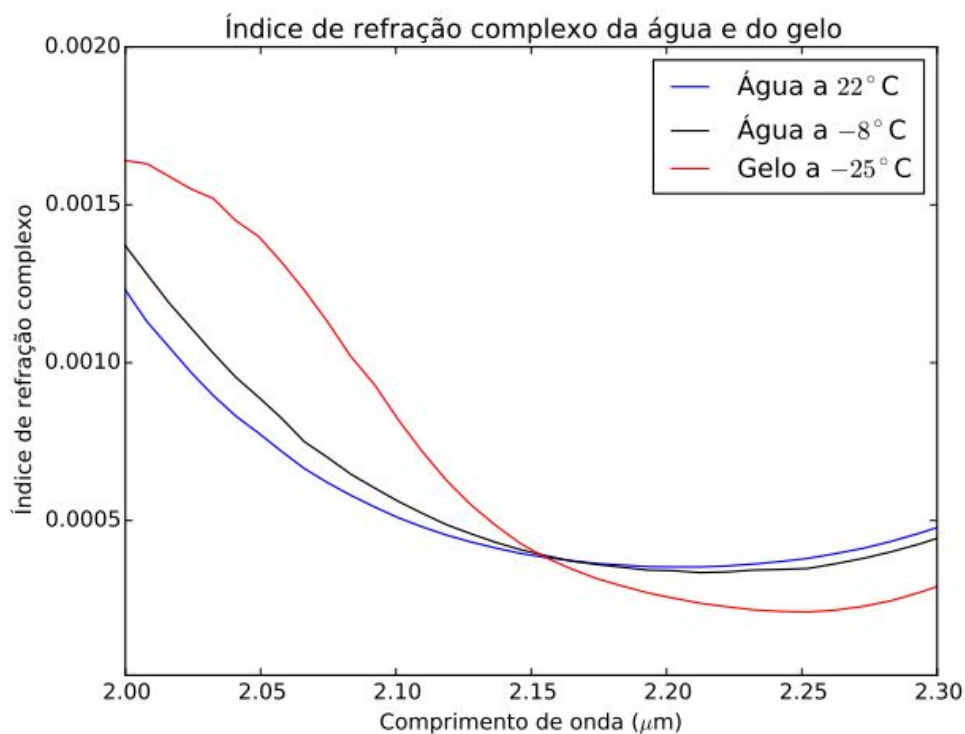


FIGURA 2.7: Gráfico do índice de refração complexo em função do comprimento de onda entre 2.0 e 2.3 μm para a fase de gelo e líquida da água indicando, também, a pequena diferença do índice de refração da água líquida com relação a temperatura. Para o comprimento de onda 2.1 μm a absorção do gelo é maior do que a da fase líquida enquanto para 2.25 μm o oposto é observado. [Fonte: Martins et al. (2011)]

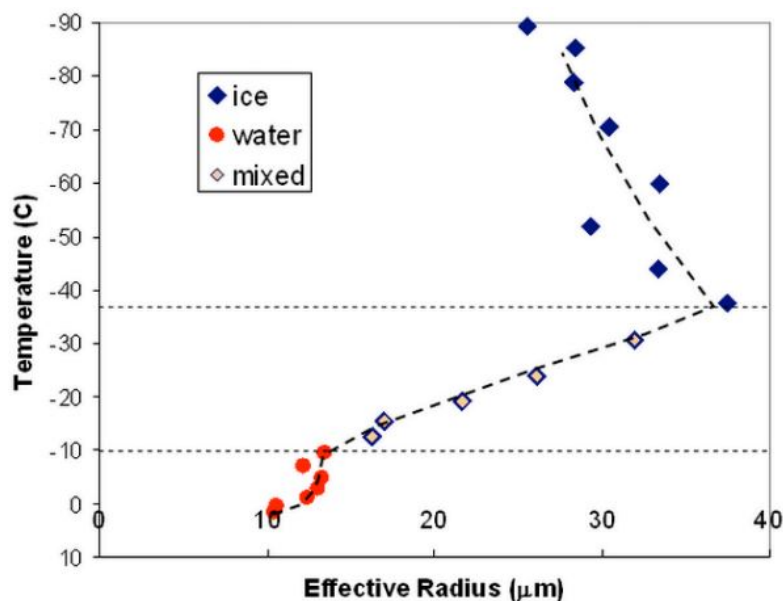


FIGURA 2.8: Gráfico da temperatura em função dos raios das gotas da nuvem estudada por Martins et al. (2011) indicando com as linhas pontilhadas horizontais as mudanças de fase da água determinadas pela análise da razão da refletância entre 2.1 e 2.25 μm . [Obtida de Martins et al. (2011)]

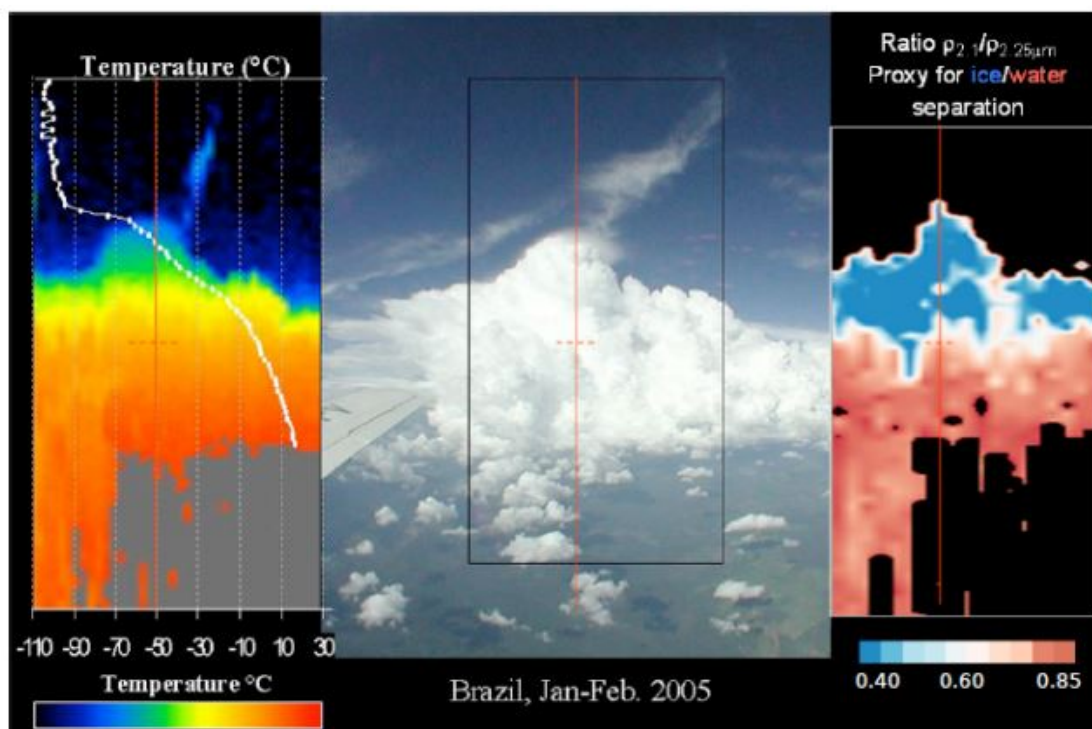


FIGURA 2.9: Uso da câmera térmica e da razão entre a refletância dos comprimentos de onda 2.1 e $2.25\mu\text{m}$ para determinar-se o perfil de temperatura da nuvem e as fases da água que a compõe. A linha em branco da imagem à esquerda representa o gráfico do perfil vertical de temperatura e a barra vermelha horizontal a temperatura de zero graus Celsius. [Obtida de Martins et al. (2011)]

2.3.2 Diagrama de Nakajima-King

Utilizando um comprimento de onda absorvedor e outro muito menos absorvedor, Nakajima e King (1990); Nakajima et al. (1991) construíram um diagrama de dois parâmetros que permite converter a radiância refletida no topo das nuvens nesses dois comprimentos de onda em raio efetivo das partículas e profundidade óptica da nuvem. Os comprimentos de onda não absorvedores comumente utilizados são 0.66 ou $0.87\mu\text{m}$ e são sensíveis à profundidade óptica das nuvens, enquanto os comprimentos de onda absorvedores, geralmente de 1.6 , 2.1 ou $3.7\mu\text{m}$, são sensíveis aos raios das gotas e dos cristais de gelo.

É possível observar na Figura 2.10 que o aumento da profundidade óptica resulta no crescimento monotônico da refletância nos dois canais até seus respectivos limites assintóticos. A refletância do canal visível aproxima-se da unidade nesse limite, enquanto o valor máximo da refletância no infravermelho próximo mantém-se abaixo dos 100% devido à absorção pela água líquida. Em grande parte desse gráfico, há uma relação ortogonal entre as curvas constantes do raio efetivo e da profundidade óptica. Com isso podemos deduzir que a profundidade óptica pode ser encontrada apenas com a informação da função de reflexão do comprimento de onda no visível e o raio efetivo apenas com a do infravermelho próximo. Além disso, o ruído de um canal não afeta o valor do outro. Essa ortogonalidade é devida aos diferentes comportamentos desses dois canais. O canal absorvedor atinge sua saturação para pequenos valores de profundidade óptica. Para nuvens com uma profundidade óptica maior a absorção é amplificada devido ao espalhamento

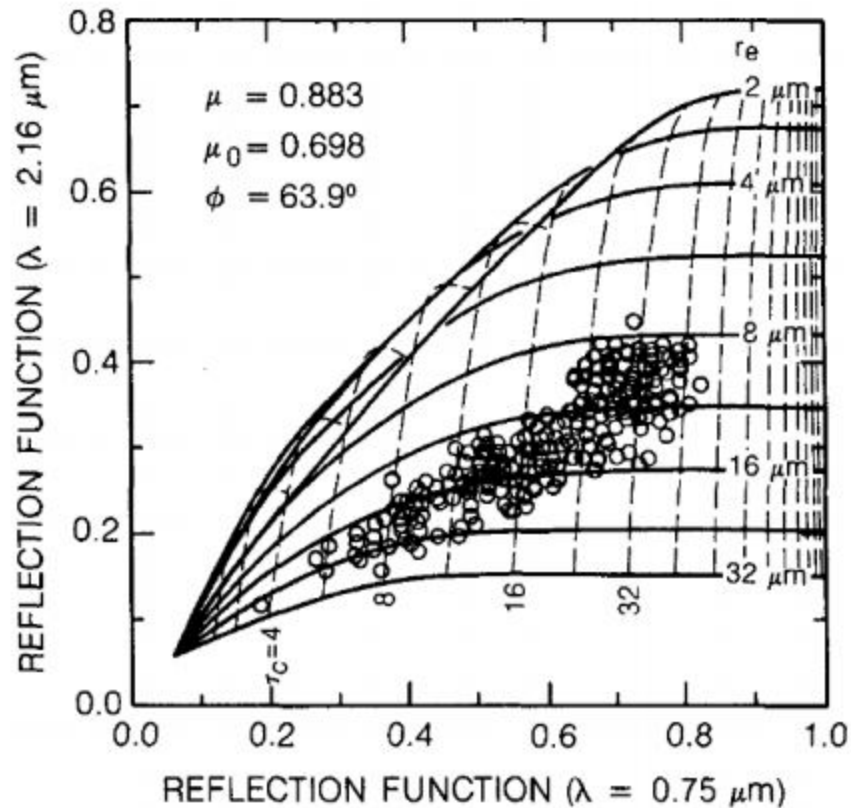


FIGURA 2.10: As linhas desse diagrama de Nakajima-King representam as relações teóricas entre a função de reflexão de 2.16 e $0.75 \mu\text{m}$ calculados para diversos valores de raio efetivo e profundidade óptica em $0.75 \mu\text{m}$. Os ângulos polares utilizados foram $\theta_0 = 45.7^\circ$, $\theta = 28.0^\circ$ e $\Phi = 63.9^\circ$. [Obtido de Nakajima et al. (1991)]

múltiplo. A função de reflexão do canal não absorvedor, não depende fortemente do raio efetivo da partícula, exceto para pequenas gotas, e satura para nuvens muito espessas (Kokhanovsky, 2011).

Nakajima e King (1993) também montaram um diagrama utilizando imagens de satélites sobre a Amazônia que foram obtidas durante a época das queimadas de 1987 com a pretensão de obter maiores informações da influência dos aerossóis das queimadas nas nuvens. Nesse diagrama os comprimentos de onda utilizados para determinar-se a profundidade óptica e o raio efetivo foram 0.64 e $3.75 \mu\text{m}$, respectivamente. O diagrama de Nakajima-King obtido encontra-se na Figura 2.11.

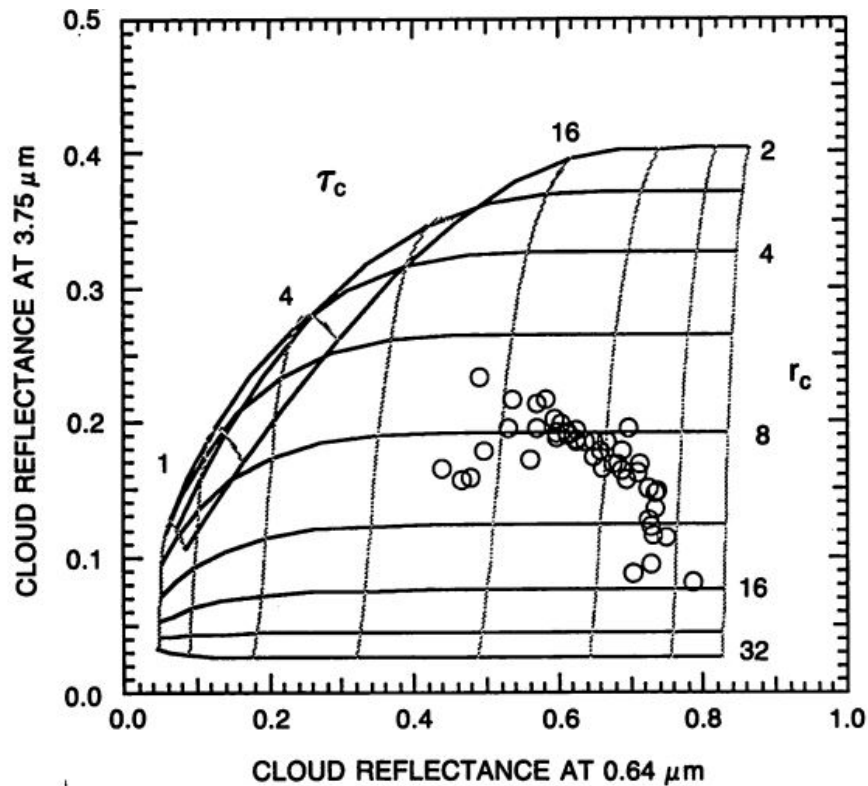


FIGURA 2.11: Nesse caso também analisado por Nakajima e King (1993) a profundidade óptica é determinada pelo comprimento de onda de $0.64\mu\text{m}$ enquanto o raio efetivo é obtido de $3.75\mu\text{m}$. Excetuando-se as gotas pequenas e as baixas profundidades ópticas, as linhas nesse diagrama também podem ser consideradas quase perpendiculares entre si. [Obtido de Nakajima e King (1993)]

Determinar a profundidade óptica da nuvem e os raios das gotas que a formam é crucial para estimar os valores das propriedades radiativas como a transmissão total da radiação na nuvem, o albedo e a fração de radiação absorvida que são de suma importância aos métodos de parametrização radiativos das nuvens (Nakajima e King, 1990).

2.4 Efeito Glória

2.4.1 Formação

O Efeito Glória é um fenômeno eletromagnético que ocorre quando o observador está localizado entre o Sol e uma nuvem. Ele se forma no ponto antisolar quando a luz incidente é retroespalhada por gotas de água individuais. Seu centro é luminoso e branco e seu primeiro anel é azul, passando pela cor verde até a vermelha, como em um efeito de difração.

Ainda não há um consenso sobre a teoria por trás desse fenômeno. A teoria de difração utilizando geometria óptica falha ao determinar a posição dos anéis e a solução de Mie, apesar de descrever bem esse fenômeno, não consegue explicar como ele ocorre. Uma reformulação dessa teoria matemática feita por Debye demonstra que o Glória é formado primordialmente por raios que sofreram apenas uma reflexão no interior da gota e há formação de ondas de superfície durante esse processo. As ondas superficiais foram sugeridas por van de Hulst, e elas se formariam devido à reflexão, refração ou difração nas bordas da gota, como exemplifica a Figura 2.12. Moysés Nussenzveig sugere que o Glória é formado por tunelamento clássico de onda, que ocorre quando raios de luz que passam próximos as gotas transferem energia mesmo sem atingi-las (Nussenzveig, 2002, 2003).

Nessa última teoria, a radiação adentraria com um ângulo suficientemente baixo e permaneceria presa dentro da gota sofrendo múltiplas reflexões totais aumentando sua intensidade devido a interferência construtiva consigo mesma, fenômeno conhecido como ressonância Mie, e sairia novamente devido ao tunelamento. A

Figura 2.13 ilustra esse efeito de tunelamento nas gotas das nuvens.

Nussenzweig analisou qual a contribuição de três fenômenos para o efeito Glória: raios que atingem a esfera incluindo o retroespalhamento axial calculado por geometria óptica; formação de ondas de superfície durante as interações da luz com as bordas da gota e as contribuições de ressonâncias Mie devido ao tunelamento de luz. Segundo Nussenzweig (2002, 2003), é negligenciável o efeito do retroespalhamento axial e o tunelamento de luz próximas das bordas se mostrou o principal fenômeno responsável pela formação do Glória.

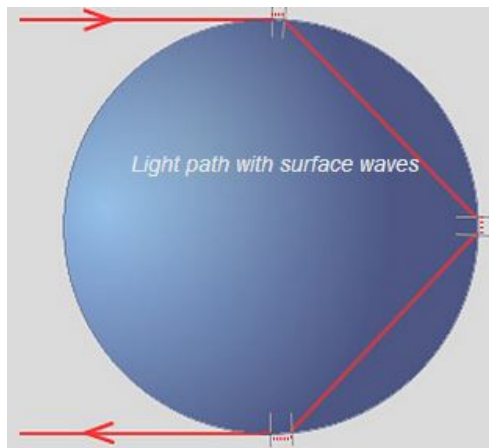


FIGURA 2.12: Ondas superficiais formadas devido a refração, reflexão e difração nas bordas das gotas e que explicariam como ocorre o efeito Glória. [Retirado de Cowley (2014)]

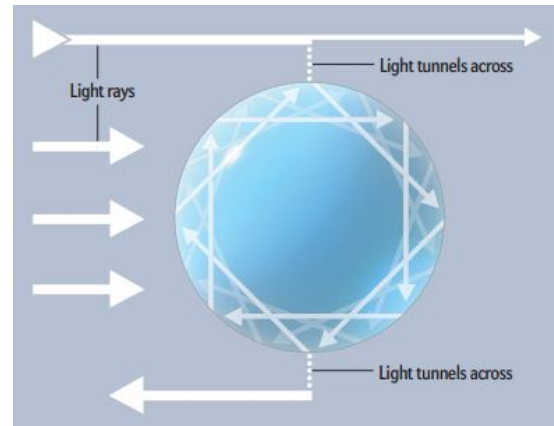


FIGURA 2.13: Tunelamento da radiação próxima da gota para dentro da mesma seguida de reflexões totais e saída da radiação devido a um novo tunelamento. [Retirado de Nussenzweig (2003)]

2.4.2 Distribuição do tamanho das gotas e o Efeito Glória

Para que haja a formação do efeito Glória é necessário que a distribuição de tamanho das gotas seja praticamente uniforme. Gotas menores geram grandes anéis de Glória enquanto gotas grandes geram pequenos anéis. Assim, sabendo o raio de

um dos anéis é possível estimar qual raio médio das gotas que formam determinado Glória. As Figuras 2.14 e 2.15 ilustram as mudanças no Glória causadas tanto por uma variação na dispersão da distribuição de tamanho das gotas quanto uma variação no tamanho das gotas presentes, respectivamente. Na primeira dessas figuras, temos que a variação de 10% no valor do desvio padrão da média do raio reduz drasticamente a visibilidade dos anéis do Glória enquanto uma variação de 20% leva a sua quase extinção. Essa figura salienta a importância de uma distribuição uniforme de tamanhos de gotas para uma visualização desse efeito óptico.

A Figura 2.15 evidencia a diminuição do tamanho dos anéis do Glória devido ao aumento do raio das gotas que o produzem. Ambas figuras foram simuladas pelo software gratuito IRIS produzido e disponibilizado em Cowley (2014). Esse software utiliza Teoria Mie de espalhamento em esferas para simular glórias, arco-íris branco e corona.

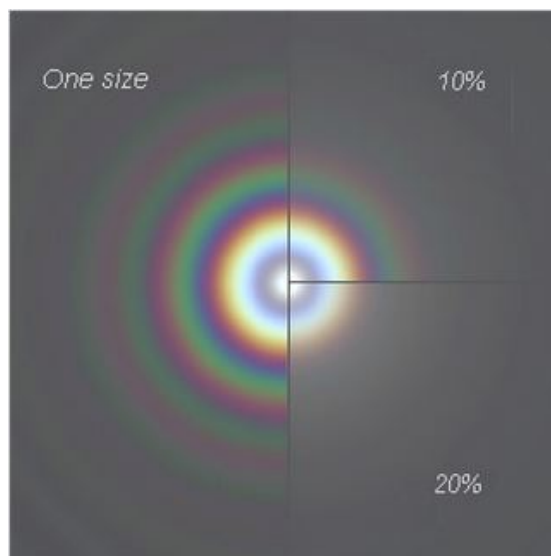


FIGURA 2.14: Comparação do Efeito Glória simulado pelo software IRIS para distribuição de tamanho de gotas uniforme com variação no tamanho de raio de 10% e 20%.

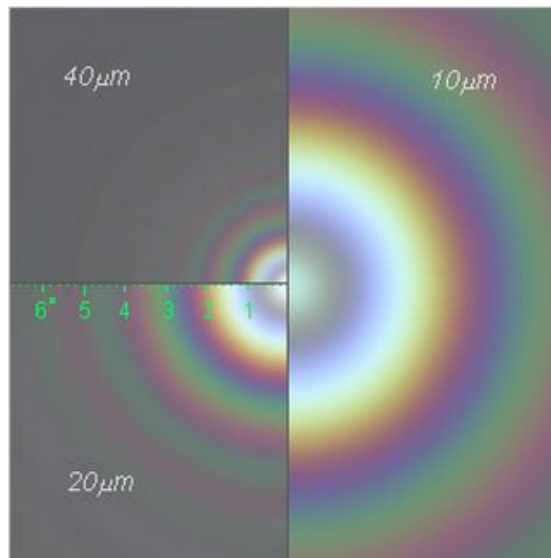


FIGURA 2.15: Efeitos Glórias simulados pelo software IRIS para distribuição uniforme de gotas de 10, 20 e 40 μm .

Segundo estudo feito por Mayer et al. (2003), só é possível distinguir o segundo máximo do glória se a dispersão no tamanho das gotas for menor ou igual a 1 μm considerando um raio efetivo de 10 μm . Eles também destacam as quatro características mais importantes do glória que são obtidas através de cálculos de transferência radiativa: a distância entre os máximos depende muito do raio efetivo e quase não há dependência com a dispersão da distribuição de tamanhos do mesmo; a intensidade da amplitude dos máximos é inversamente proporcional a largura da distribuição de tamanhos; a refletividade do glória depende primordialmente da espessura óptica com pouca influência do tamanho das gotas; e a forma do glória não depende da espessura óptica.

2.4.3 Luz polarizada

A Figura 2.16 mostra que a luz retroespalhada do Glória é dependente da polarização com predominância da polarização paralela nos anéis coloridos. Essa direção de polarização da luz é com referência ao plano de espalhamento, assim, a luz é polarizada perpendicularmente a esse plano e o mesmo para a polarização paralela. Na barra colorida que encontra-se na parte superior da Figura 2.16 estão ilustrados o brilho e a cor dos anéis produzidos pelo efeito Glória correspondentes aos ângulos de espalhamento do eixo horizontal do gráfico para a polarização perpendicular, paralela e luz não polarizada. Para os cálculos da Figura 2.16 foram utilizados 300 valores discretos de comprimentos de onda entre 300 e 700nm para simular os cálculos da Teoria Mie de uma fonte de 0.5° de diâmetro angular aparente no espectro solar.

2.4.4 Solução de Mie

A solução de Mie é o resultado analítico das equações de Maxwell para difração de radiação quando esta incide em uma esfera, a qual é dada como uma soma infinita de termos denominados de ondas parciais. Para o cálculo de cada um desses termos é necessário fornecer o tamanho da esfera, seu índice de refração e o parâmetro de impacto, o qual é definido como a distância entre o raio de luz incidente e o centro da esfera. Sua solução pode ser calculada para qualquer comprimento de onda da radiação e diâmetro da partícula esférica.

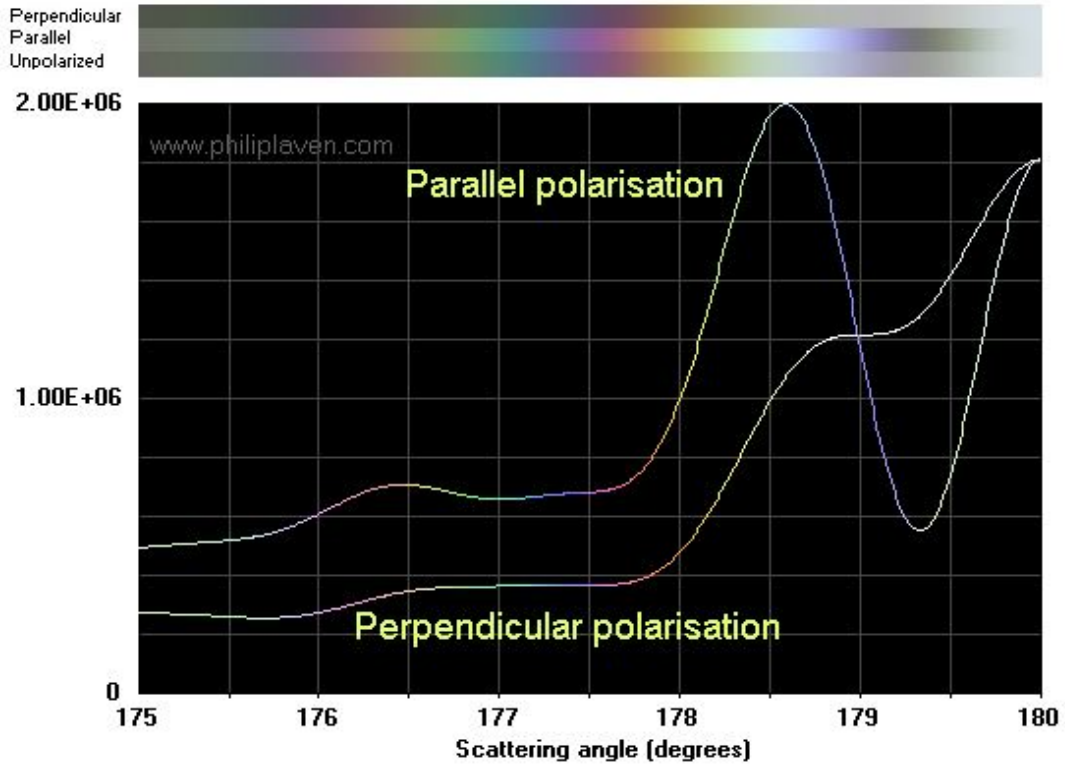


FIGURA 2.16: Gráfico da polarização da luz devido ao Efeito Glória em função do ângulo de espalhamento. Nota-se predominância da luz polarizada paralelamente. Na parte superior encontra-se o efeito da polarização e da luz não polarizada nos anéis do Glória. [Obtido de Laven (2003)]

A intensidade da luz espalhada é dada pela equação

$$I(\Theta) = I_0 \left(\frac{\sigma_e}{r^2} \right) \frac{P(\Theta, \alpha, m)}{4\pi} \quad (2.11)$$

na qual I_0 é a intensidade incidente na partícula, r a distância ao ponto de espalhamento, σ_e a seção de choque de espalhamento e $P(\Theta)$ a função de fase. Nessa solução, o termo proporcional à seção de choque é expandido como uma série de multipolos da seguinte maneira:

$$\frac{\sigma_e}{\alpha^2 \pi} = c_1 \alpha^4 (1 + c_2 \alpha^2 + \dots) \quad (2.12)$$

os coeficientes c_n (para $n = 1, 2, 3, \dots$) são os termos de multipolo, todos esses proporcionais ao parâmetro de tamanho α . Esses termos são polinômios do coeficiente de refração relativo, m , como mostram os dois primeiros termos dessa série de multipolos.

$$c_1 = \frac{8}{3} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \quad (2.13)$$

$$c_2 = \frac{6}{5} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad (2.14)$$

Considerando $\alpha \ll 1$ (caso em que as partículas são muito menores que o comprimento de onda da luz incidente) somente o primeiro termo dessa expansão não se torna desprezível o qual é denominado de espalhamento Rayleigh.

2.4.5 Série de Debye

A série de Debye tem vantagem sobre a solução Mie pois com ela é possível isolar as contribuições das diferentes ordens dos raios (p) que incidem na partícula esférica. A ordem zero, exemplificado na Figura 2.17 por $p=0$, representa às reflexões externas mais a difração. A ordem um, $p=1$, corresponde a transmissão direta através da gota. A ordem dois, $p=2$, representa o raio que sofreu apenas uma reflexão interna (arco-íris primário). A ordem três, $p=3$, um raio que sofreu duas reflexões internas (arco-íris secundário) e de maneira análoga às demais ordens.

As Figuras 2.18 e 2.19 apresentam em gráfico retangular e polar, respectivamente, a intensidade da polarização perpendicular pelo ângulo de espalhamento para as ordens variando de zero a sete em uma gota de $10\mu\text{m}$ de raio e luz incidente de

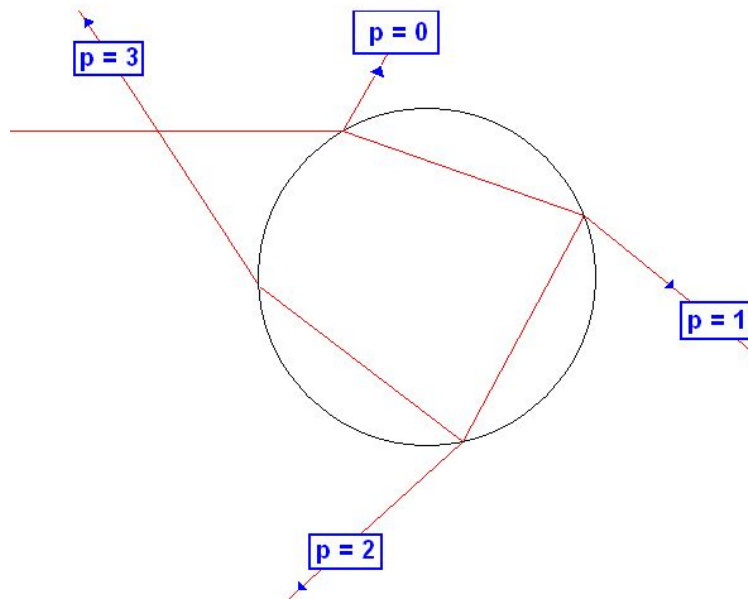


FIGURA 2.17: Nomenclaturas utilizadas para as possíveis trajetórias da luz em uma esfera. [Retirado de Laven (2014)]

$0.65\mu\text{m}$ de comprimento de onda e diâmetro de 0.5° , como o Sol. Em ambos é possível destacar a predominância da segunda ordem frente às demais considerando a região em que ocorre o fenômeno Glória, ângulos maiores de 170° . A escala do gráfico polar é logarítmica com cada divisão representando uma mudança de intensidade de 10 : 1. Dessa forma, podemos entender melhor como ocorrem os processos que levam à formação do fenômeno Glória.

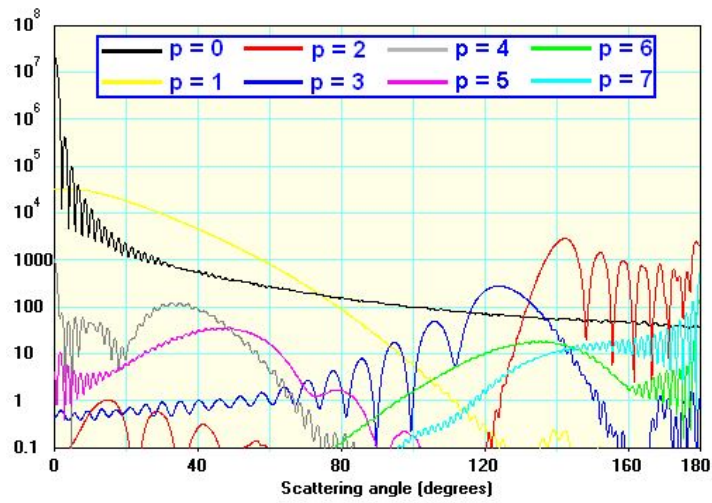


FIGURA 2.18: Representação retângular da intensidade das ordens da série de Debye em função do ângulo de espalhamento para uma gota de $10\mu\text{m}$ de raio e um feixe solar incidindo com $0.65\mu\text{m}$ de comprimento de onda.

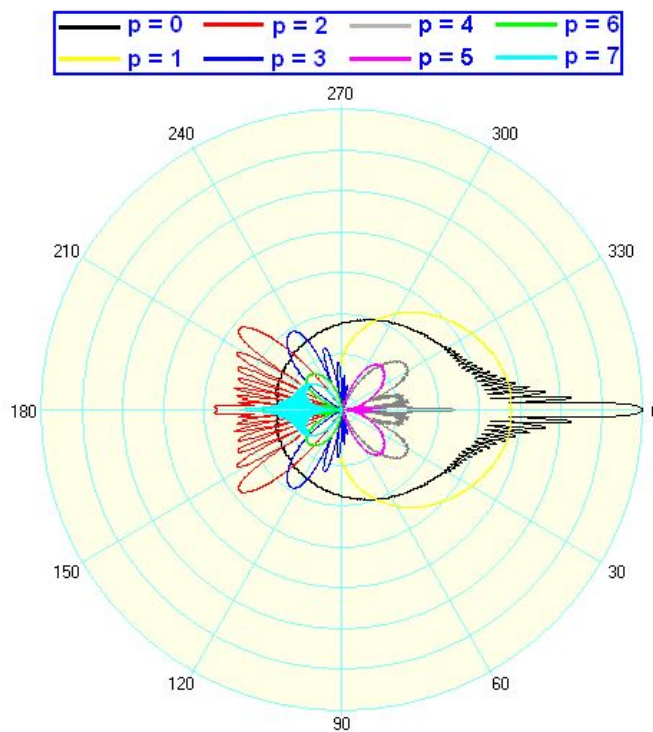


FIGURA 2.19: Representação polar da intensidade das ordens da série de Debye em função do ângulo de espalhamento considerando em ambos os casos uma gota de $10\mu\text{m}$ de raio e um feixe solar incidente de $0.65\mu\text{m}$ de comprimento de onda.

Capítulo 3

Procedimentos experimentais

Câmeras digitais tem sido utilizadas em medidas de campo e como instrumento em aviões de pequeno porte (Allmen e Kegelmeyer, 1996; Janeiro et al., 2007; Seiz et al., 2007; Janeiro et al., 2010) por seu baixo custo e grande mobilidade frente às demais tecnologias disponíveis. Seu uso também permite a obtenção de dados de todo o perfil lateral de uma nuvem de uma única vez, enquanto os espectrômetros necessitam de um tempo para realizar toda a varredura vertical. A análise pode ser feita para nuvens individuais enquanto os satélites calculam a média sobre uma região. Além disso, há uma baixa alteração no sistema convectivo a ser analisado na obtenção dos dados, uma vantagem sobre as medidas que necessitam adentrar esses sistemas modificando sua estrutura. A Figura 3.1 mostra um diagrama ilustrativo das medidas realizadas a bordo de uma aeronave, cujas janelas laterais foram removidas .

Neste trabalho analisamos a microfísica e termodinâmica da interação entre nuvem e aerossol utilizando câmeras radiométricas e digitais convencionais para realizar

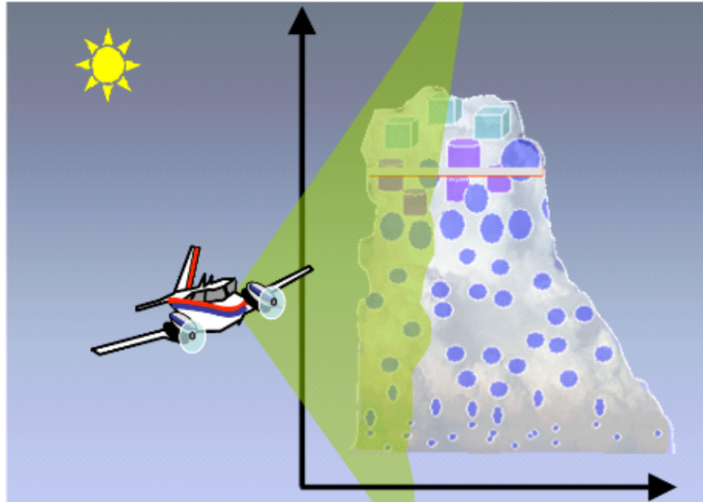


FIGURA 3.1: Os dados foram obtidos a bordo de um avião pequeno obtendo medidas da radiação provinda da lateral das nuvens. Isso evita modificar a estrutura do sistema convectivo [Obtida de (Martins et al., 2011)].

medidas de radiância emergente de nuvens em diversos estágios de desenvolvimento situadas na bacia Amazônica. Os dados foram obtidos em cinco voos entre os dias 21 e 28 de setembro de 2012, período de transição da época de seca para a úmida na Amazônia na qual ocorrem a maioria das queimas de biomassa. Durante esse período de seca há um grande abrandamento do anticiclone que suprime a convecção gerando uma diminuição na cobertura de nuvens da região e agravando os problemas das queimadas (Kaufman e Fraser, 1997).

3.1 Descrição do local da amostragem

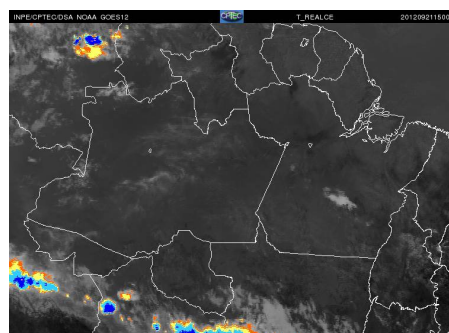
As medidas foram realizadas próximas a Porto Velho em Rondônia (8.7619° S, 63.9039° W) englobando tanto áreas prístinas quanto áreas impactadas pela presença humana. Na Figura 3.2 é possível visualizar as trajetórias realizadas pelo avião e a cobertura do solo nas áreas analisadas.



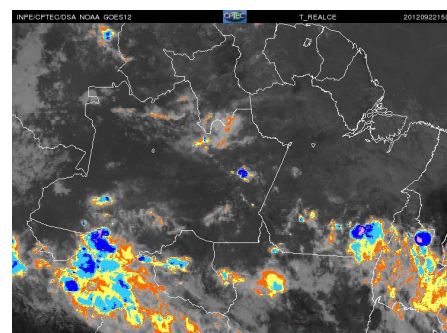
FIGURA 3.2: Trajetórias realizadas pelo avião ao longo de cinco dias de medidas sobre o estado de Rondônia. Foram obtidos dados tanto de áreas prístinas quanto urbanas.

3.2 Condições Meteorológicas

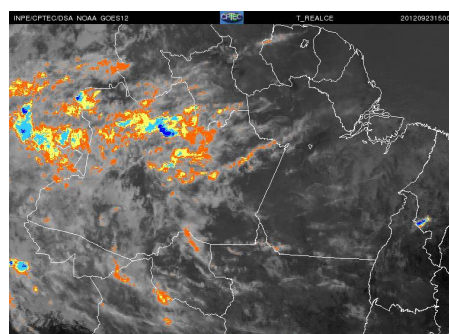
O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) fornece imagens da distribuição espacial de nuvens sobre a região Norte do Brasil. Essas imagens foram obtidas pelo satélite GOES12. Nessas imagens também é possível uma análise qualitativa da altura máxima das nuvens observando-se as diferentes cores da legenda, as quais estão relacionadas à temperatura do seu topo. As nuvens mais baixas e menos desenvolvidas são apresentadas apenas com uma coloração acinzentada, sendo impossível distinguir sua altura ou fase da água. A sequência de imagens da Figura 3.2 é referente aos dias nos quais medidas foram realizadas e podemos observar que, excetuando-se o dia 25, não há a presença de nuvens desenvolvidas nas localidades percorridas pelo avião de medida. Todas essas imagens foram captadas às 13h no horário de Brasília, horário próximo aos dos voos.



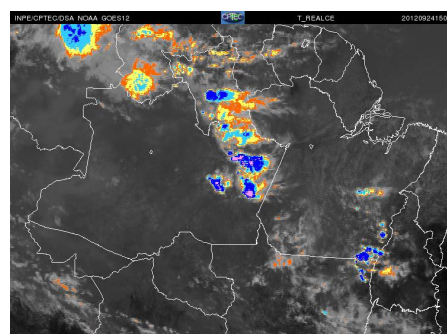
(a) Dia 21 de setembro.



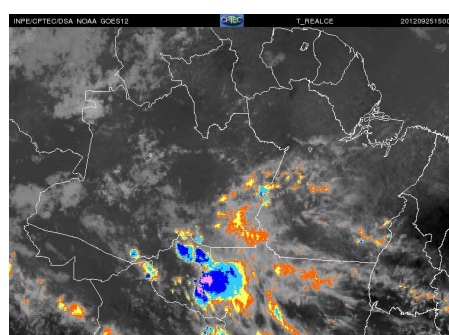
(b) Dia 22 de setembro.



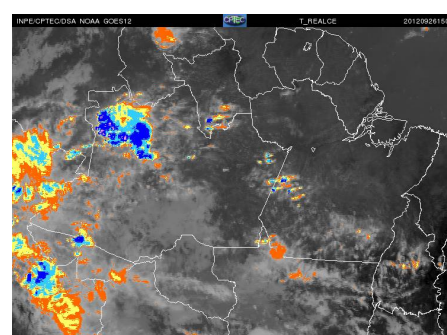
(c) Dia 23 de setembro.



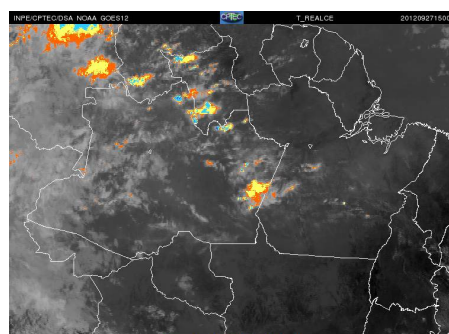
(d) Dia 24 de setembro.



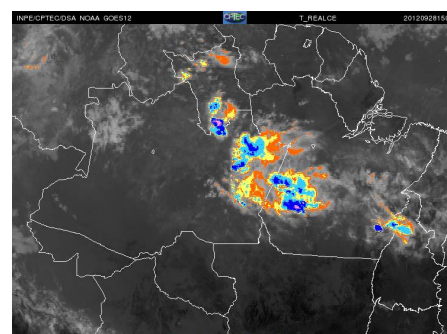
(e) Dia 25 de setembro.



(f) Dia 26 de setembro.



(g) Dia 27 de setembro.



(h) Dia 28 de setembro.

FIGURA 3.2: Imagens do satélite GOES12 da distribuição de nuvens sobre a região Norte e Nordeste do país, com diferentes cores ilustrando a temperatura no topo dessas nuvens.

3.3 Instrumentação

Antes da realização das medidas, as janelas do avião foram retiradas para não haver interferência na coleta dos dados e em seu lugar uma placa foi posicionada contendo uma câmera no visível, duas no infravermelho e um GPS. A Figura 3.3 retrata a organização das câmeras nessa placa. Da esquerda para a direita tem-se a câmera RGB, infravermelho próximo e térmica. O GPS encontra-se fixado embaixo da placa e corresponde ao equipamento na cor laranja. A câmera de radiação visível utilizada foi escolhida devido seu sensor de imagem CMOS (Complementary Metal-Oxide Semiconductor) ser mais rápido que um de CCD (Charge Coupled Device). Como o avião estará em movimento é interessante o uso de um sensor mais rápido e com um consumo de energia menor para um sensor de maior área. Além das câmeras e GPS, também fazem parte do sistema: um laptop para aquisição de dados e sistema de alimentação DC isolado da eletrônica do avião por uma questão de segurança.



FIGURA 3.3: Disposição dos equipamentos dentro do avião sem a janela. Da esquerda para a direita: câmera RGB, infravermelho próximo e térmica. Embaixo da placa encontra-se o GPS.

3.4 Calibração da câmera visível

3.4.1 Calibração espectral

Para realizar uma análise espectral da câmera no visível calibramos um espectrômetro com uma rede de difração de 600 linhas e uma lâmpada de mercúrio obtendo uma relação linear entre o comprimento de onda e o seno do ângulo da luz difratada. A lâmpada escolhida para a calibração espectral foi a halogena por possuir um espectro de emissão contínuo no visível e a câmera foi colocada no visor de saída do espectrômetro.

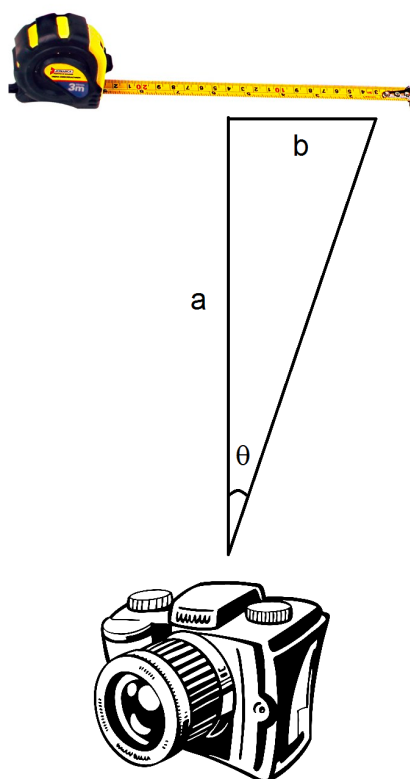
3.4.2 Calibração do ângulo de visão

Para obtermos uma relação entre o ângulo de abertura da câmera e a posição de um pixel da mesma, fixamos duas trenas perpendiculares entre si a uma distância conhecida da câmera como mostra a Figura 3.4(a). Com essa distância calculamos o ângulo de abertura entre o ponto central da câmera, considerado ângulo de abertura nula, e diferentes valores da trena para quatro distâncias focais (18mm, 35mm, 70mm e 105mm) tanto no eixo horizontal quanto no vertical. O esquema montado está representado na Figura 3.4(b) na qual a representa a distância entre câmera e trena, b a distância entre o valor central da imagem e uma posição da trena e θ o ângulo de abertura.

Dessa forma, conseguimos determinar uma relação entre o valor do pixel e o ângulo de abertura da câmera para cada uma das combinações relacionando os dados através de um gráfico.



(a) Alvo utilizado para determinar-se a relação entre pixel e ângulo de abertura para a câmera visível.



(b) Esquema utilizado para determinar-se a relação entre pixel e ângulo da câmera onde a é a distância entre câmera e trena, b a distância entre o valor central da imagem e um valor medido na trena e θ o ângulo de abertura.

3.5 Cálculo da distância entre o avião e a nuvem

Um dos primeiros usos da relação entre o pixel da câmera e o ângulo de abertura é para o cálculo da distância entre o avião e a nuvem a ser analisada. Esse valor

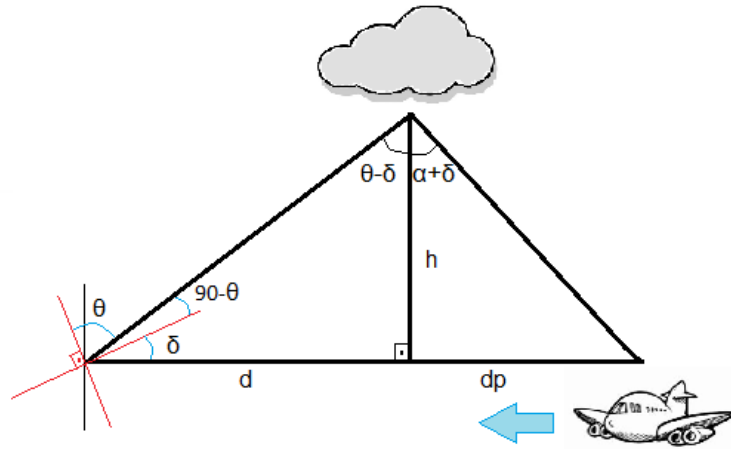


FIGURA 3.4: Esquema trigonométrico utilizado para o cálculo da distância do avião à nuvem (h) utilizando três ângulos de abertura da câmera, um positivo (θ), um negativo (α) e um nulo. δ representa o ângulo de inclinação da câmera em relação a normal da trajetória do avião e dp e d as distâncias entre a primeira imagem e a que fornece a normal entre o avião e o detalhe da nuvem escolhido, e entre esta última imagem e a terceira, respectivamente.

é importante para determinarmos qual a perda de radiação térmica por absorção de vapor de água no caminho óptico até o sensor da câmera.

Para tal, escolhíamos um detalhe da nuvem a ser analisada que aparecesse em pelo menos três imagens RGB e em uma delas estivesse localizada no pixel central da imagem em relação a horizontal de forma a termos uma normal na triangulação da Figura 3.4. Com o horário em que cada uma dessas fotos foi tirada é possível determinar a latitude e longitude do avião utilizando os dados do GPS e convertê-los nas distância d e dp da Figura 3.4. Como a posição da câmera em relação à normal da trajetória do avião não era constante adicionamos um ângulo desconhecido indicado por δ na figura e esquematizado em vermelho no vértice esquerdo do triângulo. Para uma mesma sequência de imagens o valor de δ deve ser constante. Os ângulos θ e α são determinados pelo valor do pixel do detalhe escolhido da nuvem em sua respectiva imagem e convertidos em ângulos de abertura da câmera utilizando a calibração já mencionada. Para determinar a menor distância entre o

avião e a nuvem, h , é preciso resolver o seguinte sistema de duas equações a duas incógnitas:

$$\tan(\theta - \delta) = \frac{d}{h}$$

$$\tan(\alpha + \delta) = \frac{dp}{h}$$

Duas respostas são obtidas para esse sistema de equação e a solução escolhida é a que resulta em um valor positivo para a distância h .

3.6 Câmera térmica

A câmera térmica utilizada na aquisição de dados possui um detector do tipo microbolômetro que ao sofrer a incidência de radiação com comprimentos de onda que variam entre 8 e $14\mu\text{m}$ aquece o pixel atingido. Isso faz com que sua resistência elétrica seja alterada e através da medição dessa variação é possível criar uma imagem térmica. Essa imagem fornece a temperatura de brilho do objeto.

A análise da imagem térmica obtida durante as medições é feita com o próprio software da câmera e necessita de valores iniciais de temperatura e umidade relativa do ar para o cálculo da radiação infravermelha absorvida pelas gotículas de água presentes no caminho óptico entre a nuvem e o avião. Para estimar esses valores utilizamos dados do satélite Aqua do MODIS para os dias nos quais houve medição e limitamos a região para obtenção dos dados entre as longitudes -57.8° e -69.6° e as latitudes -3.6° e -16.05° que compreendem o retângulo com todas as trajetórias percorridas pelo avião. No cálculo da umidade relativa utilizamos a aproximação de August-Roche-Magnus, equação 3.1, a qual necessita dos valores

da temperatura (t) e da temperatura de orvalho (t_d), ambas fornecidas pelo Aqua, e das constantes $A=17.625$ e $B=516.19K$.

$$RH = 100 \exp \left[-B \cdot A \frac{t - t_d}{(B + t)(B + t_d)} \right] \quad (3.1)$$

3.7 Efeito Glória

3.7.1 Cálculo do raio da gota da nuvem utilizando Efeito Glória

Na expedição do dia 28 de setembro conseguimos fotografar esse efeito em nuvens próximas ao avião. Com o software IRIS fornecido gratuitamente por Atmospheric Optics (Cowley, 2014) é possível simular diversos glórias utilizando a solução de Mie para espalhamento da radiação por partículas esféricas apenas modificando os parâmetros de entrada da distribuição do tamanho das gotas e o intervalo do espectro visível a ser espalhado.

A fim de extrairmos uma relação direta entre os raios das gotas obtidos através da simulação e o ângulo de abertura dos glórias visualizados durante as medidas, realizamos uma simulação para cada tamanho de gota com raios variando de 5 a $20\mu\text{m}$. Nessa simulação consideramos o Efeito Glória apenas para o intervalo de comprimento de onda da luz de $630 \pm 50\text{nm}$ e distribuição uniforme do tamanho das gotas.

Primeiramente, determinamos qual a relação entre o pixel dessa imagem simulada

e o ângulo fornecido pelo programa através de uma escala utilizando apenas uma das imagens. Após isso, para cada tamanho de raio de gota simulado extraímos o valor do pixel do primeiro anel do espalhamento. Convertendo esse valor de pixel em ângulo de abertura podemos relacionar esse ângulo de abertura com o ângulo de abertura da câmera visível.

Através da calibração da câmera visível obtemos uma relação direta entre o tamanho das gotas e a distância em pixels entre o centro do glória e o primeiro anel luminoso através de um ajuste polinomial.

3.8 Análise da rugosidade radiométrica das nuvens

A medida da rugosidade em uma imagem tem a intenção de detectar variações de pequena escala na intensidade. Para um maior detalhamento na análise das imagens utilizamos o formato original da câmera para salvar as fotos. Esse formato possui 14 bits de resolução o qual fornece 16384 níveis de intensidade (2^{14}) contra os 8 bits de uma imagem em jpg que fornece apenas 256 níveis de intensidade (2^8). Dessa forma, pretendíamos com essa análise identificar a fase termodinâmica da água na nuvem bem como identificar diferenças entre nuvens, ou partes dela, com alta carga de aerossol, uma vez que a refletância é uma função que depende do raio efetivo da gota.

Para calcular o valor da rugosidade R_i de cada pixel determinamos o desvio padrão

de uma área de 2×2 pixels próximos $\sigma_{i:i+1,j:j+1}$ para uma mesma foto e normalizamos esse valor utilizando a raiz quadrada da intensidade desse mesmo pixel I_i ,

tal que

$$R_i = \frac{\sigma_{i:i+1,j:j+1}}{I_i^{1/2}} \quad (3.2)$$

Capítulo 4

Resultados

4.1 Calibração da câmera no espectro do visível

4.1.1 Calibração espectral

Várias fotos foram tiradas para diferentes ângulos do espectrômetro e convertidos em valores de comprimento de onda utilizando a calibração da lâmpada de mercúrio indicada na Figura 4.1. Analisamos a intensidade da radiação que atingiu o sensor da câmera em cada uma das cores do RGB e como cada foto está associada a um ângulo diferente, podemos relacionar a intensidade da luz com o comprimento de onda e, assim, obter um gráfico da análise espectral da câmera no visível.

Com o gráfico dessa análise espectral representado na Figura 4.2, determinamos que os máximos de absorção do sensor CMOS da câmera visível para as cores vermelho, azul e verde são próximos de 614, 473 e 590nm, respectivamente. A câmera térmica tem intervalo de comprimento de onda de 8-14 μ m e máximo em torno de

11 μ m e seu gráfico está representado na Figura 4.3, fornecido pelo fabricante. A câmera de infravermelho próximo apresentou problemas durante a expedição e, por isso, não obtivemos dados com ela.

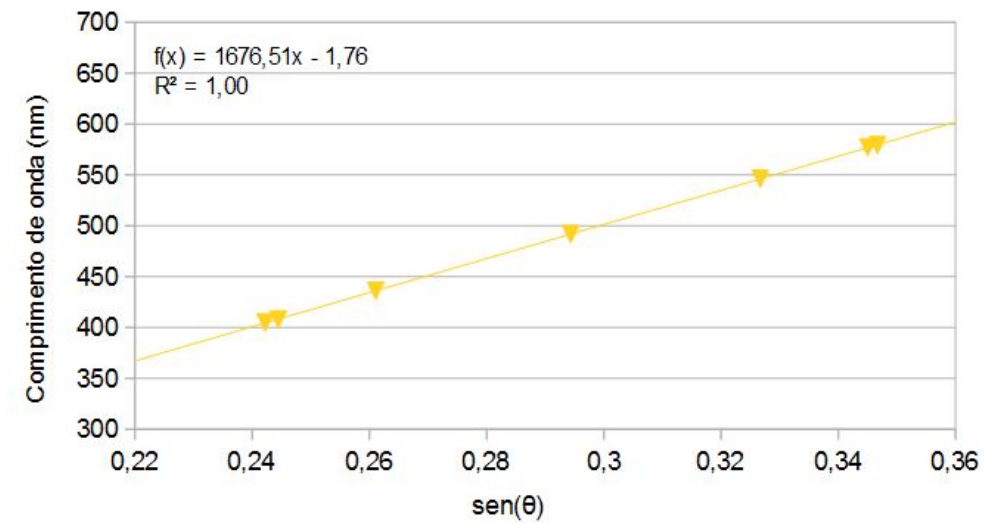


FIGURA 4.1: Gráfico da espectroscopia com uma lâmpada de mercúrio e uma rede de difração de 600 linhas relacionando o comprimento de onda e o seno do ângulo de difração.

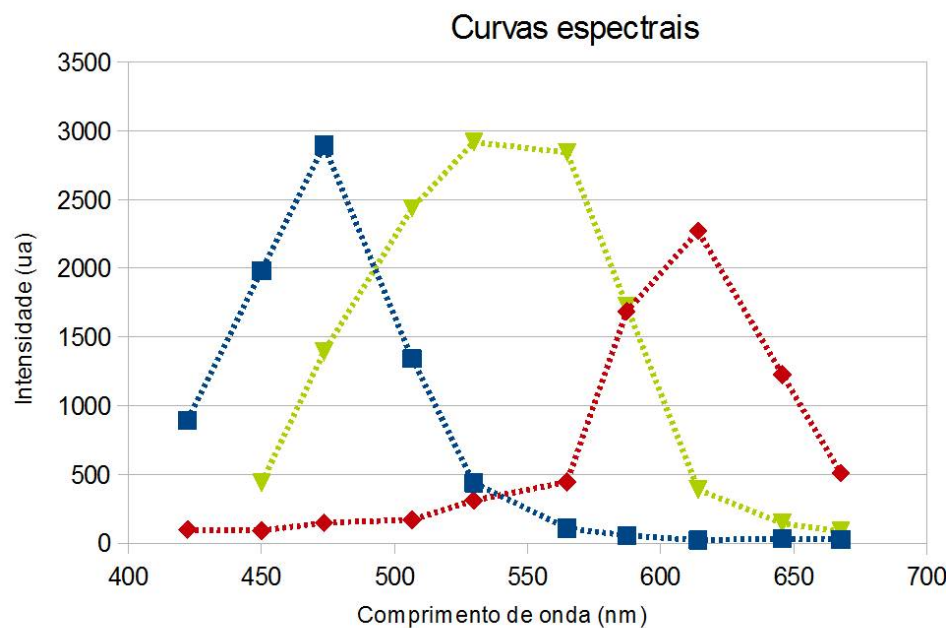


FIGURA 4.2: Curva espectral da câmera visível obtida com um espectrômetro e uma lâmpada halogena para visualização dos picos de absorção do sensor CMOS.

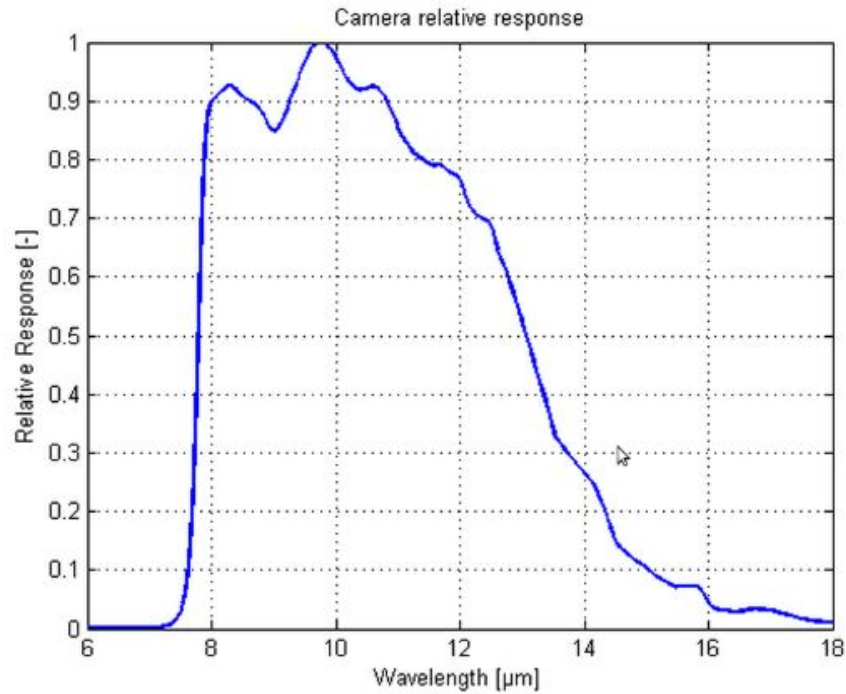


FIGURA 4.3: Curva espectral da câmera térmica fornecida pelo fabricante.

4.1.2 Calibração do ângulo de visão

Ao graficar os dados dos pixels e dos ângulos de abertura obtidos através das imagens realizadas com a câmera visível no foco de 18mm, obtivemos a curva representada na Figura 4.4 para a trena no eixo horizontal. É possível observar que a relação entre ambos é linear com coeficiente de determinação próximo a um e, como esperado, ângulos de abertura para o lado esquerdo são negativos e para o lado direito positivos, uma vez definido como zero o ângulo correspondente ao pixel central da câmera. Esse coeficiente de determinação revela, em porcentagem, quanto o modelo consegue explicar os valores observados. A Tabela 4.1 contém os ajustes calculados para os demais focos citados da câmera em ambos eixos. Nesses cálculos, o erro associado à medida da trena é de 0.5 mm, devido ao erro do próprio instrumento, enquanto à do pixel é de 2 pixels, considerados devido à pixelização da imagem ao aumentarmos o zoom.

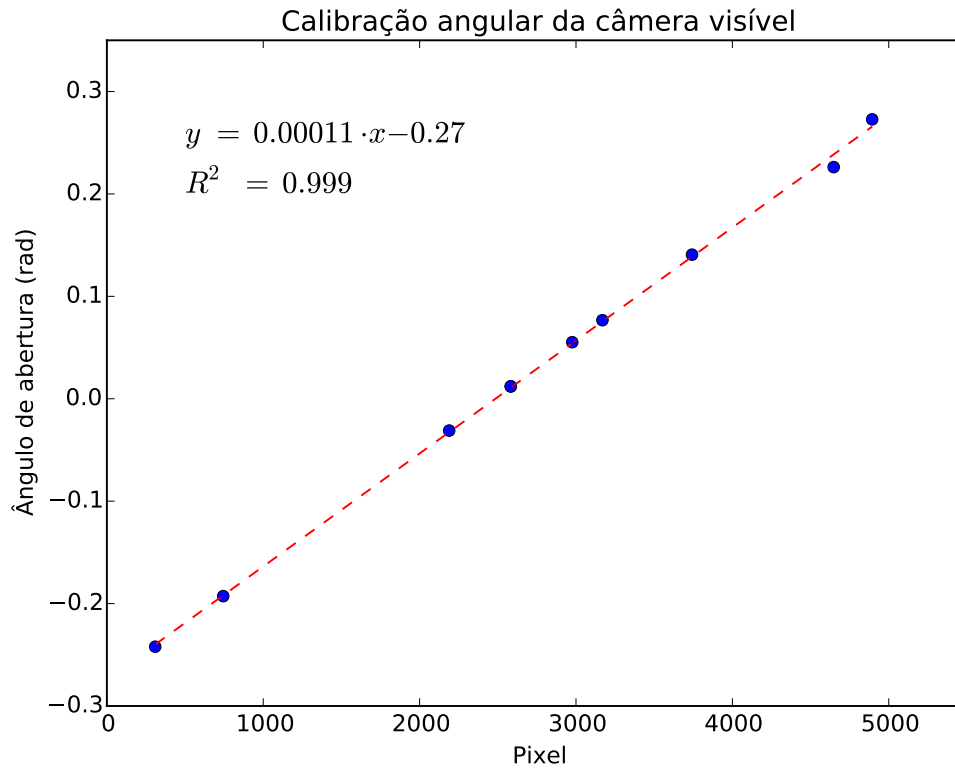


FIGURA 4.4: Calibração da câmera RGB utilizando um alvo a uma distância conhecida para o eixo horizontal e foco de 18mm.

TABELA 4.1: Ajustes da calibração da câmera RGB calculados para os focos 18, 35, 70, e 105mm nos eixos vertical e horizontal.

Foco	Horizontal	Vertical
18mm	$1.11 \cdot 10^{-4}x - 0.27$	$1.10 \cdot 10^{-4}x - 0.17$
35mm	$5.92 \cdot 10^{-5}x - 0.15$	$5.93 \cdot 10^{-5}x - 0.10$
70mm	$3.06 \cdot 10^{-5}x - 0.08$	$3.06 \cdot 10^{-5}x - 0.05$
105mm	$2.30 \cdot 10^{-5}x - 5.66$	$2.31 \cdot 10^{-5}x - 0.04$

4.2 Cálculo da distância entre o avião e a nuvem

A Figura 4.5 apresenta um exemplo de resultado obtido com o método de cálculo geométrico para a distância de nuvens em três imagens realizadas no dia 24 de Setembro destacando-se o detalhe da nuvem que foi utilizado para o cálculo. Nesses pontos destacados X refere-se ao valor da coluna e Y ao valor da linha. Como o número total de colunas dessa imagem é de 2464, o pixel central está posicionado

TABELA 4.2: Exemplo de dados para o cálculo da distância entre avião e nuvem utilizando três posições da mesma.

	Pixel	Abertura angular (rad)	Latitude (°)	Longitude (°)
Imagem a	1061	0.04	-9.5691	-63.0189
Imagem b	1232	0.0023	-9.5685	-63.0160
Imagem c	1750	0.11	-9.5663	-63.0055
	dp (km)	d (km)	h (km)	δ (rad)
Resultados	1.50	0.33	9.86	-0.0069

na coluna 1232 demonstrado pelo ponto destacado na Figura 4.5(b). De posse dos valores dos pixels do detalhe da nuvem, é possível convertê-los em abertura angular da câmera utilizando a calibração já mencionada. Essa abertura angular calculada para a imagem da esquerda, Figura 4.5(a), e da direita, Figura 4.5(c), refere-se aos ângulos α e θ , respectivamente, da Imagem 3.4.

Para determinar as distâncias d e dp entre as fotos tiradas da nuvem, comparamos o tempo de cada uma das fotos com o tempo fornecido pelo GPS, o qual estava relacionado com um par de coordenadas geográficas. Como os horários marcados na câmera visível e no GPS eram distintos, uma correção foi realizada para obtermos melhores resultados. Na Tabela 4.2 encontram-se os valores dos pixels do detalhe da nuvem, sua conversão para abertura angular da câmera, a latitude e longitude de cada uma das imagens, as distâncias convertidas em quilômetros entre as imagens, a distância da nuvem calculada e o ângulo de inclinação da câmera.



(a) Ponto escolhido à esquerda do zero central horizontal



(b) Ponto escolhido no centro da linha horizontal



(c) Ponto escolhido à direita do zero central horizontal

FIGURA 4.5: Imagens realizadas no dia 24 de setembro de 2012 destacando os pontos utilizados para o cálculo da distância entre a câmera e a nuvem. Para isso precisamos de uma imagem à esquerda e à direita do ponto central e uma no ponto central.

4.3 Perfil de temperatura de brilho

Como os ângulos de visão entre a câmera térmica e visível eram diferentes e o horário interno delas também, houve a necessidade de se buscar manualmente qual foto no visível correspondia a determinada imagem no térmico. Além disso encontramos os valores das temperaturas e da umidade relativa calculadas com a Equação 3.1 para os dias em que foram realizadas medidas. Para alguns deles havia dois dados diferentes provindos do Aqua e, portanto, calculamos a umidade relativa para ambos arquivos. Os valores encontrados estão apresentados na Tabela 4.3.

TABELA 4.3: Umidade relativa nos dias de expedição calculados com dados do satélite Aqua do MODIS.

Dia	Temperatura(K)	Temperatura de orvalho(K)	Umidade Relativa(%)
21/09/2012	289.08	282.13	90.63
21/09/2012	289.15	282.23	90.68
22/09/2012	286.29	284.00	96.81
23/09/2012	286.29	284.68	97.75
24/09/2012	287.36	283.08	94.11
24/09/2012	287.22	284.03	95.58
25/09/2012	287.34	285.03	96.78
26/09/2012	285.95	282.07	94.64
27/09/2012	285.51	282.43	95.72
28/09/2012	288.34	281.64	90.93

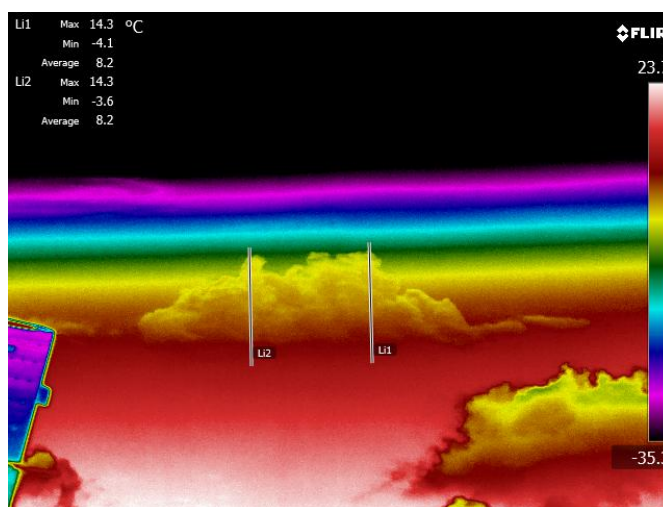
Alguns perfis térmicos foram realizados em fotos tiradas no dia 28 de setembro em meio a forte poluição provinda de queima de biomassa, as quais podem ser visualizadas nas imagens no espectro visível. Nas análises das temperaturas da Figura 4.6 a temperatura da nuvem mais distante está entre 0 e 15°C, Figura 4.6(c), enquanto a nuvem mais próxima possui temperaturas mais altas que variam de 9 a 17°C a partir da base, Figura 4.7(b). A diferença entre as imagens térmicas de ambas é devido ao cálculo da distância que é diferente para cada uma das nuvens.

Nos gráficos apresentados, *Li1* representa a primeira reta traçada no software e *Li2* a segunda, a qual foi traçada para uma eventual comparação. O eixo *y* contabiliza os pixels verticais que formam a reta traçada e seu valor inicia-se próximo as legendas *Li1* e *Li2* da imagem térmica.

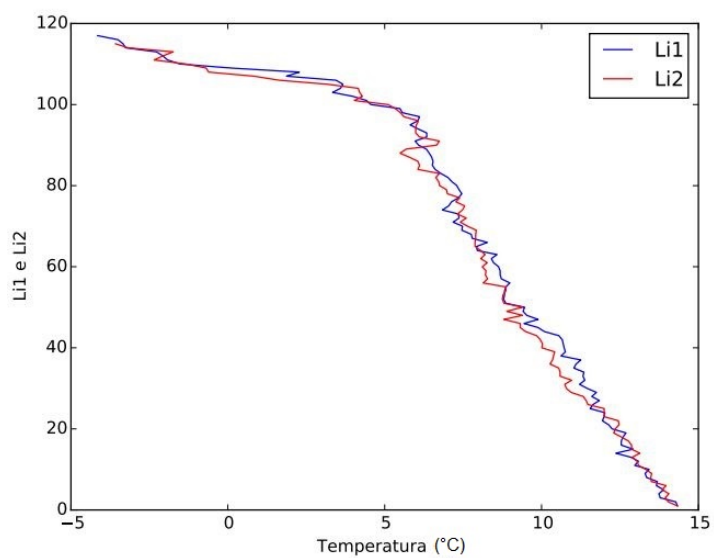
Na Figura 4.8(a) a variação é de 4 a 15°C, na Figura 4.9(a) de 14 a 20°C e na Figura 4.10(a) de 12 a 20°C. A imagem da nuvem da Figura 4.6(a) é interessante por ser uma nuvem formando-se bem acima de um foco de queimada.



(a) Imagem no visível da nuvem a ser analisada com forte incidência de aerossóis.

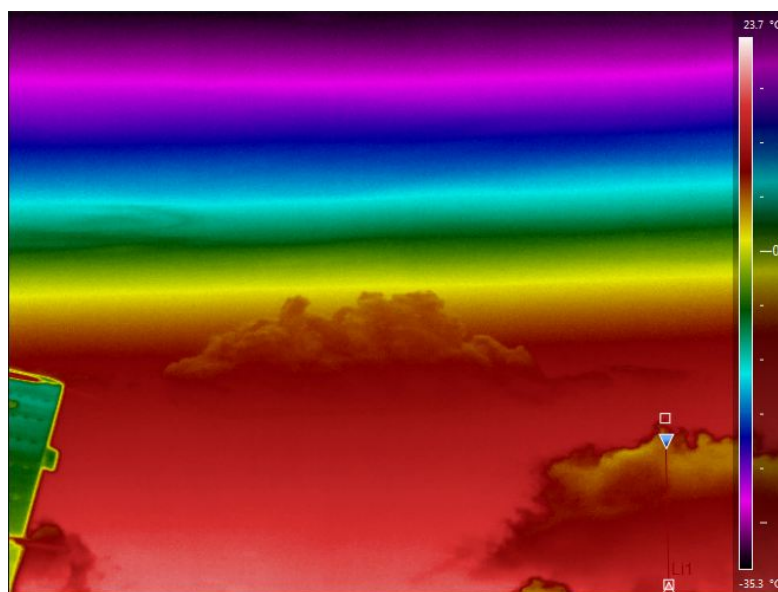


(b)

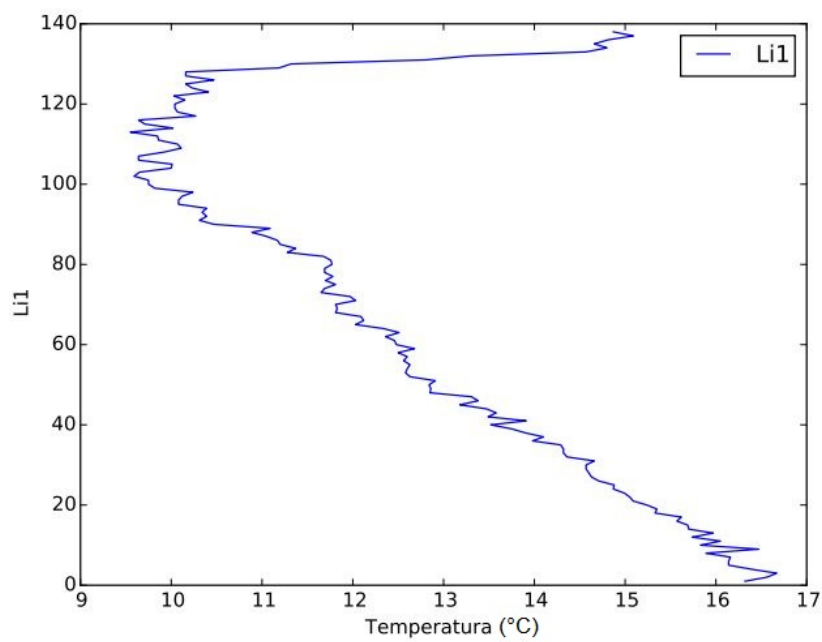


(c)

FIGURA 4.6: Análise térmica da nuvem mais distante formada sob fumaça de queima de biomassa.



(a)

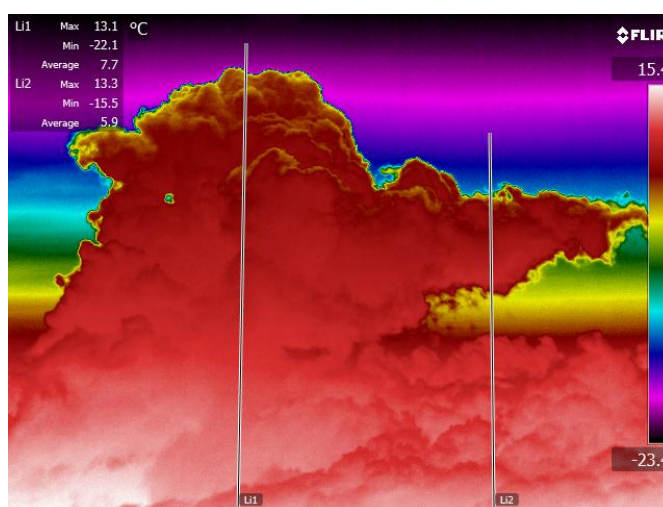


(b)

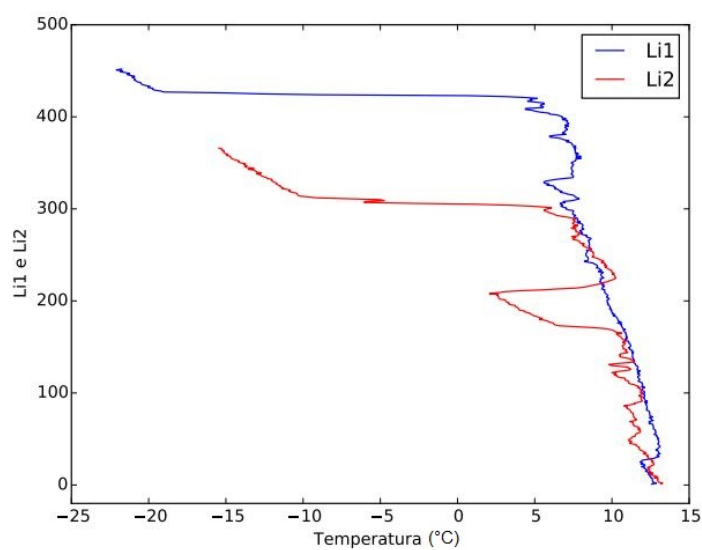
FIGURA 4.7: Análise térmica da nuvem próxima à câmera formada sob fumaça de queimada.



(a)



(b)

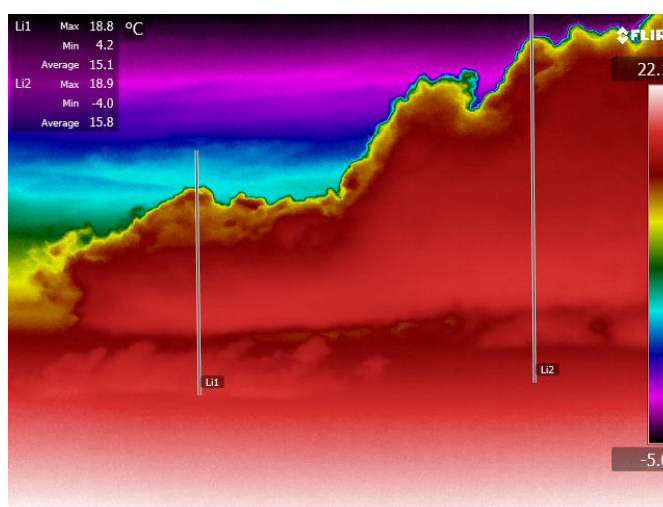


(c)

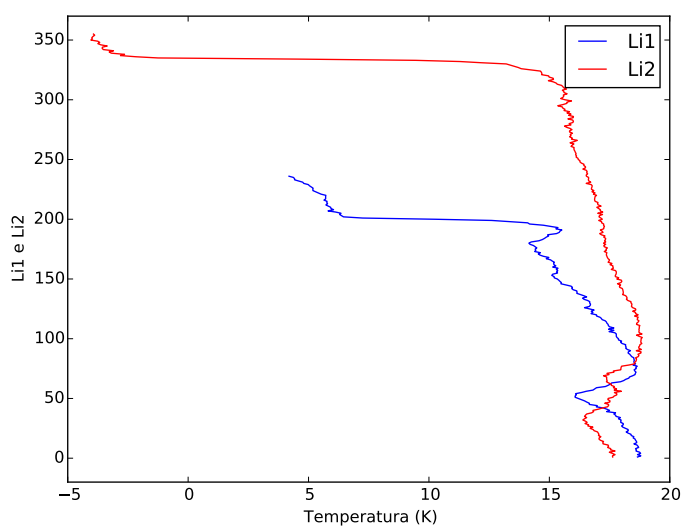
FIGURA 4.8: Análise térmica da imagem 4.8(a).



(a)



(b)

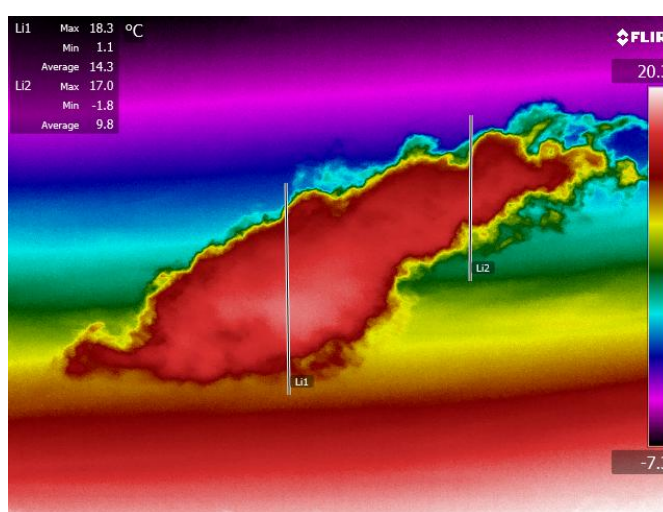


(c)

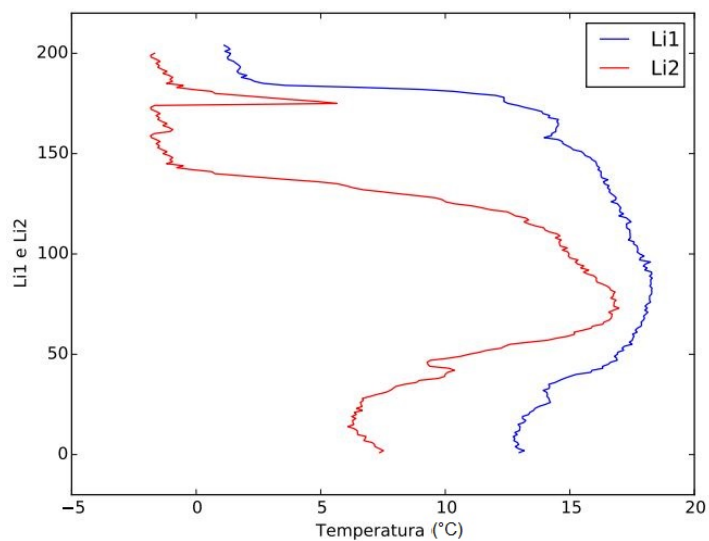
FIGURA 4.9: Análise térmica da imagem 4.9(a).



(a)



(b)



(c)

FIGURA 4.10: Análise térmica da nuvem imagem 4.10(a).

Essas mensurações realizadas baseadas apenas na radiância no infravermelho são medidas indiretas da temperatura da nuvem, baseadas na inversão da equação de emissão de um corpo negro de Planck. Para se comparar esses resultados com medidas instrumentais seria necessário adentrar esse sistema e obter valores diretos da temperatura, o que não é possível com aeronaves de forma segura em nuvens convectivas. A comparação dos resultados de temperatura para uma nuvem específica com medidas instrumentais apresenta grandes dificuldades técnicas do ponto de vista experimental.

4.4 Efeito Glória

4.4.1 Determinação do raio do anel vermelho do Glória

A simulação do Glória foi realizada com o software IRIS para a luz vermelha com o comprimento de onda em $630 \pm 50\text{nm}$, distribuição uniforme do tamanho das gotas e com os raios das mesmas variando de 5 a $20\ \mu\text{m}$. A Figura 4.11 apresenta uma dessas simulações para uma distribuição uniforme de gotas de raio de $12\ \mu\text{m}$ com a escala da abertura angular fornecida pelo próprio programa.

Na Figura 4.12 temos a calibração de uma das imagens das simulações realizadas na qual pudemos relacionar os valores dos ângulos de abertura, dados pela escala da imagem, com seus respectivos pixels. Como a escala foi fornecida pelo software, consideramos o erro associado a ela nulo, já para as medidas dos pixels consideramos como seu erro a metade da largura da faixa da escala, a qual corresponde a 1 pixel.

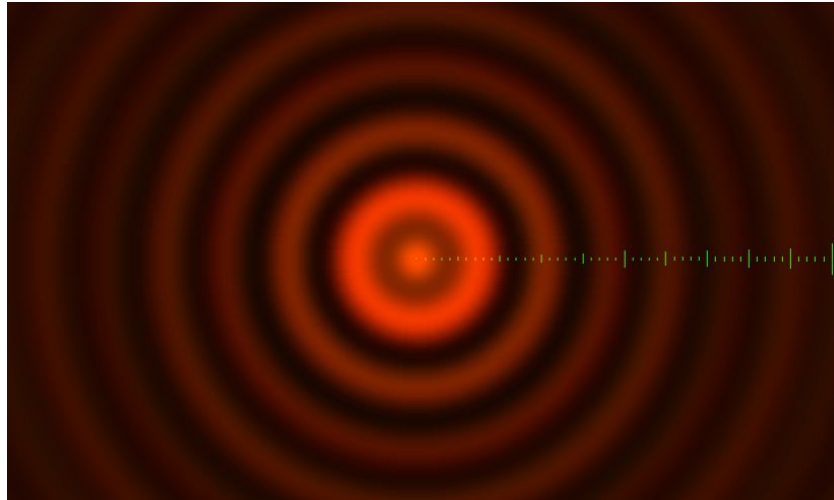


FIGURA 4.11: Simulação no programa IRIS para distribuição uniforme de gotas com $12\mu\text{m}$ de raio e comprimento de onda espalhada da radiação de $630\pm 50\text{nm}$.

Para cada tamanho de gota encontramos o valor em pixels da distância entre

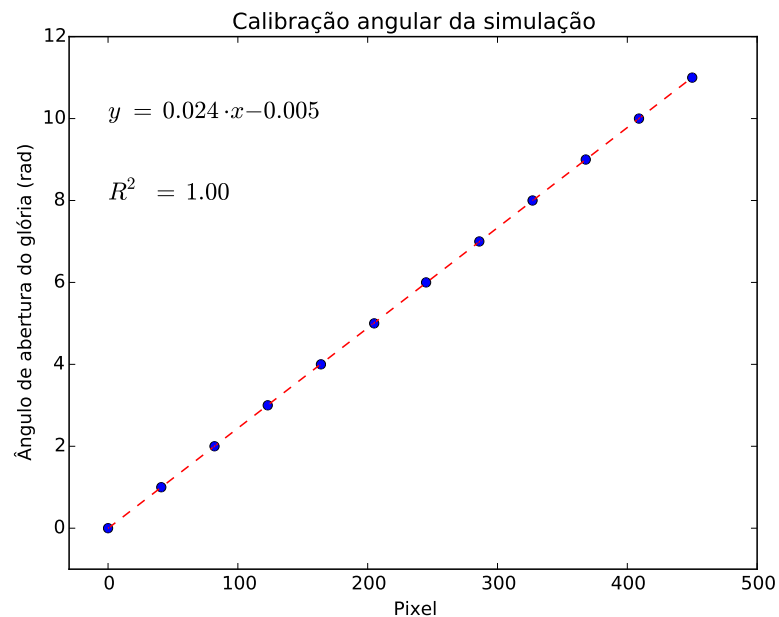


FIGURA 4.12: Calibração entre ângulo de abertura e pixel da simulação realizada pelo software IRIS.

o centro luminoso do Glória e o primeiro anel vermelho. Com a calibração da simulação determinada na Figura 4.12 convertemos o valor do pixel em ângulo de abertura. Assim, o gráfico resultante apresenta uma relação entre o raio da gota e o ângulo de abertura do primeiro anel vermelho dado na Figura 4.13. Novamente

temos um valor fornecido diretamente pelo software, o qual corresponderá a um erro nulo. Para o cálculo do erro do ângulo de abertura, utilizamos a calibração realizada anteriormente da simulação que resultou em um valor de 0.00052rad.

Como os ângulos de abertura são os mesmos para a simulação e para os Glórias

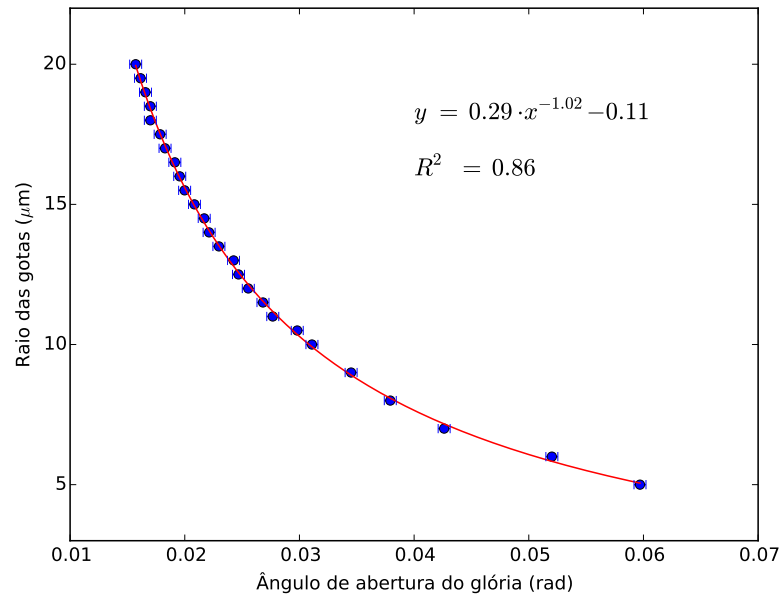


FIGURA 4.13: Relação entre os tamanhos das gotas e o ângulo de abertura extraídos da simulação e sua calibração entre ângulo de abertura e pixel.

reais, utilizamos a calibração da câmera para determinar a relação entre os raios das gotas e distância entre o pixel do centro e o pixel do primeiro anel do Glória medido com a câmera visível. Esta relação é apresentada na Figura 4.14. Como os erros do ângulo de abertura e do pixel eram maiores para a calibração da câmera visível do que para a calibração da simulação, consideramos os primeiros como os erros associados a essa função.

A imagem da câmera pode ser separada em quatro planos de Bayer, um vermelho, um azul e dois referentes a cor verde. Para analisar os anéis vermelhos do Glória medido, separamos a imagem da câmera visível nos seus planos de Bayer com o

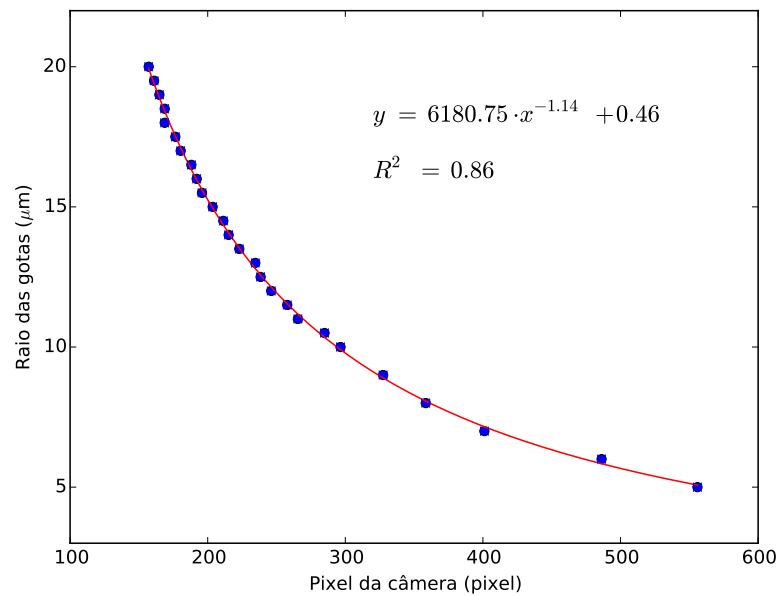
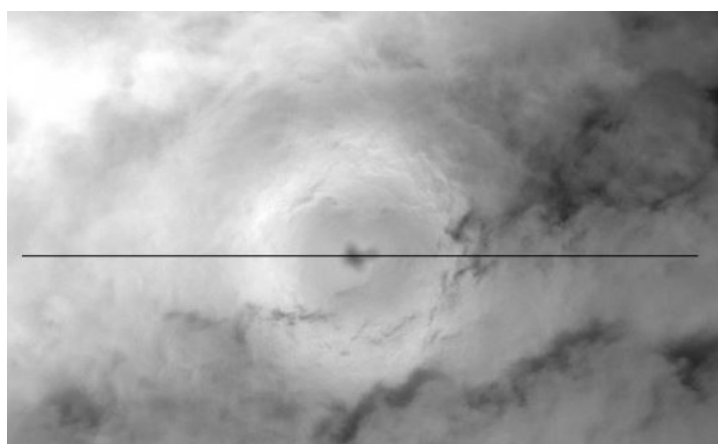


FIGURA 4.14: Relação entre raio das gotas simuladas e distância em pixels entre o centro do glória e seu primeiro anel luminoso obtidas pela câmera visível.

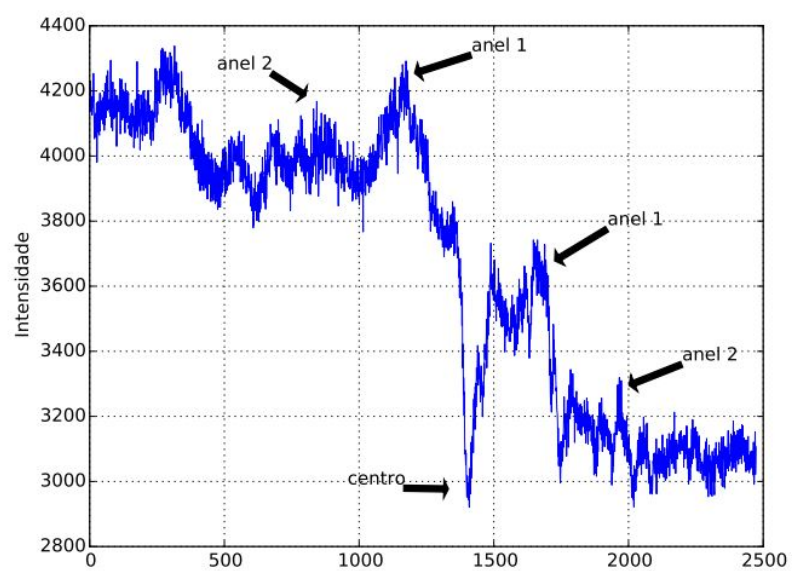
software MAXIm DL PRO5 e analisamos apenas o plano referente a essa cor. Ao comparar essa imagem com a do visível é possível identificar a localização do centro do glória e com esse valor traçar uma reta sobre o mesmo afim de analisar os máximos de intensidade referentes aos máximos vermelhos do glória. Na Figura 4.15(b) representamos a reta a ser analisada que passa pelo centro do glória e na 4.15(c) o gráfico da intensidade da luz incidente vermelha pelo pixel dessa reta no qual é possível destacar até o segundo anel vermelho do glória.



(a) Efeito glória na nuvem



(b) Reta que passa pelo centro do glória do plano de Bayer vermelho



(c) Gráfico da intensidade dos anéis do glória pela localização no pixel da câmera

FIGURA 4.15: Determinação da localização, em pixels, dos anéis vermelhos do Glória.

Com a calibração feita anteriormente, que relaciona a distância entre o pixel central do glória e o primeiro anel vermelho e o raio da gota que o produz, determinamos que os raios são de aproximadamente $12,50(6)\mu\text{m}$ para essa nuvem. Na Figura 4.16 comparamos um glória simulado no software IRIS (gotas de raio $12,50\mu\text{m}$, distribuição uniforme e luz incidente no espectro solar) com o glória visualizado por nós. É possível notar uma boa coerência entre ambos nessa análise qualitativa.



FIGURA 4.16: Comparação entre o glória simulado utilizando o programa IRIS com a configuração de distribuição uniforme de gotas com $12,50\mu\text{m}$ de raio, o espectro solar e o glória visualizado durante as medidas.

4.4.2 Composição termodinâmica para obtenção de uma nuvem de referência

Partindo do pressuposto de que gotas a uma mesma altura (ou temperatura) representam o mesmo estado termodinâmico e tamanho e que as nuvens fotografadas

com o glória estavam inseridas em uma mesma condição meteorológica, pode-se construir uma nuvem simbólica relacionando os raios das gotas calculados através do efeito glória com o perfil de temperatura obtido com a câmera térmica. Como os dados provêm de uma composição de propriedades de nuvens para uma mesma área e não de uma única nuvem, o resultado pode apenas ser considerado como um exemplo de nuvem.

Devido a problemas técnicos só conseguimos obter o perfil de temperatura para quatro glórias distintos. Os últimos três observados são uma sequência de fotos as quais estão separadas entre si pelo tempo entre uma foto e outra da câmera visível.



(a) Efeito glória 1



(b) Efeito glória 2



(c) Efeito glória 3

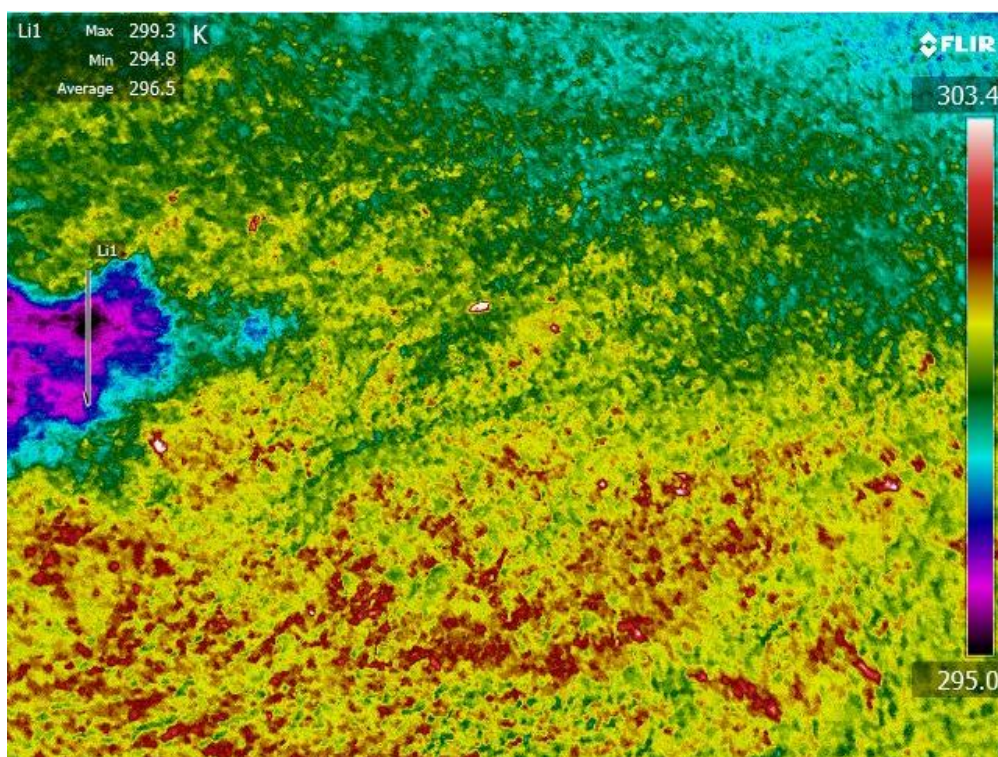


(d) Efeito glória 4

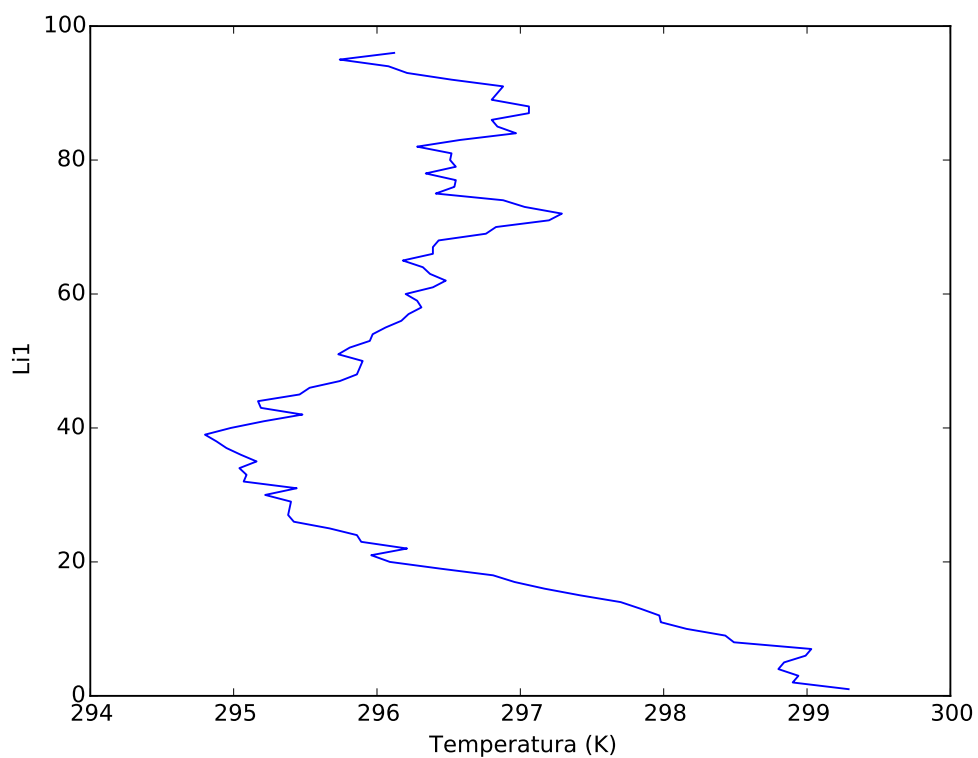
FIGURA 4.17: Imagens realizadas no dia 28 de setembro de 2012 do efeito glória utilizando-se a câmera visível.

As imagens no visível para esses momentos estão presentes na Figura 4.17 enquanto o perfil térmico dos quatro glórias analisados encontram-se na Figura 4.17. O programa que traçou o perfil de temperatura foi o mesmo utilizado anteriormente, mas dessa vez não desconsideramos a absorção do vapor de água entre a nuvem e a câmera pois a mesma estava muito próxima. Nesses perfis verticais o eixo y corresponde aos pontos da reta traçada na figura para os quais foi calculada a temperatura. Os pontos iniciais das retas são os que encontram-se próximos as legendas Li1 e Li2 da imagem térmica.

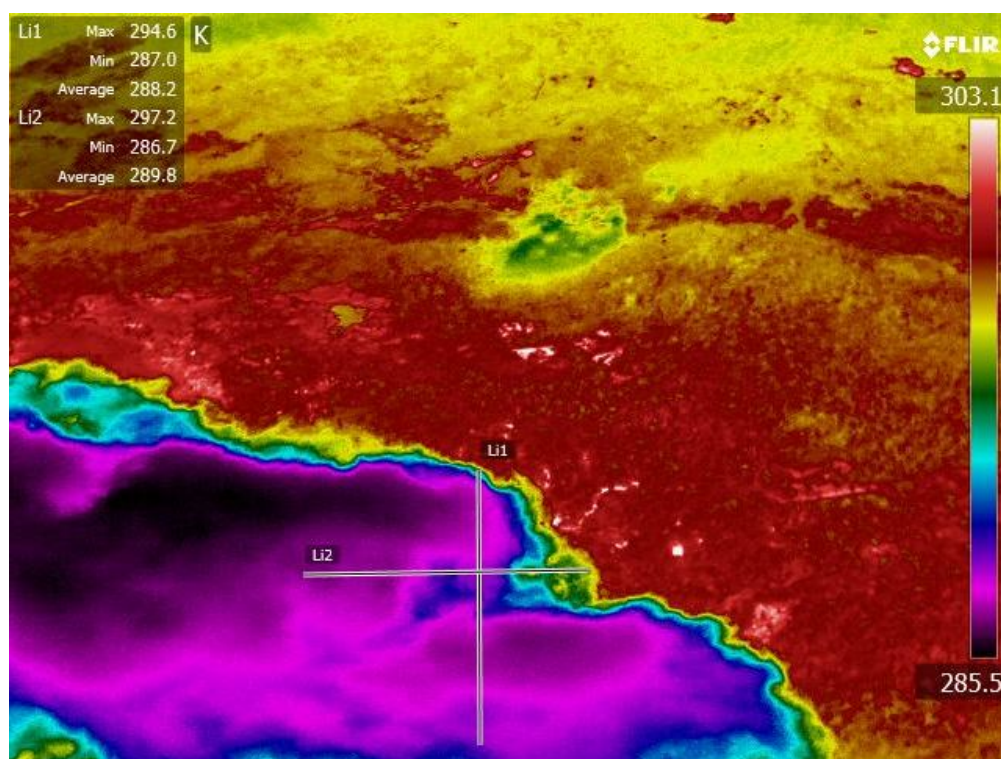
Através da análise do perfil térmico da Figura 4.17 temos que a temperatura da nuvem está muito próxima de $296K$, enquanto as demais fotos apresentam temperaturas de cerca de $286K$. Essa desigualdade de $10K$ entre a primeira imagem e as demais é devida a diferença de tempo em que as fotos foram realizadas. As três últimas fazem parte de uma sequência direta de imagens enquanto a primeira foi retirada alguns minutos antes.



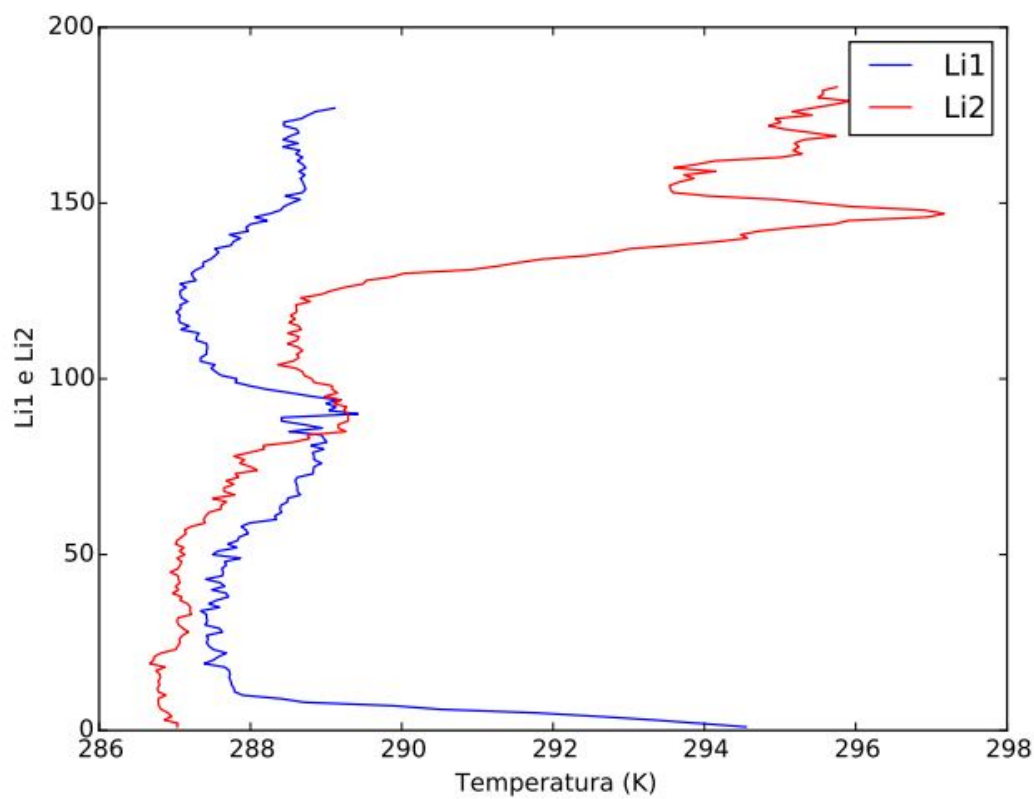
(a) Efeito glória 1



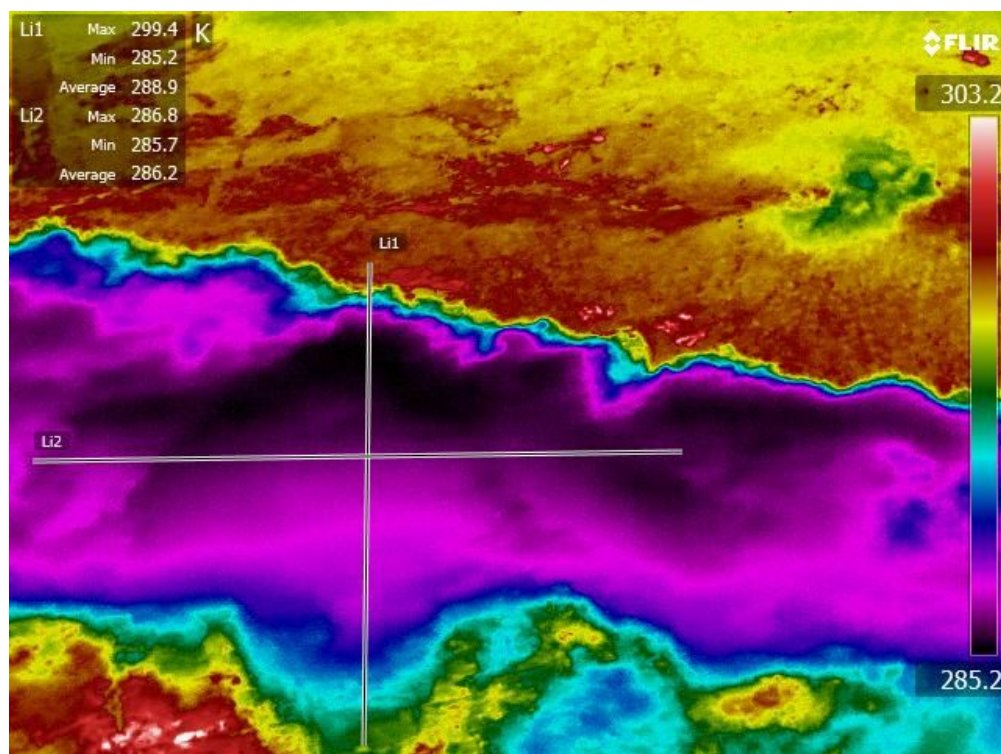
(b) Perfil térmico glória 1



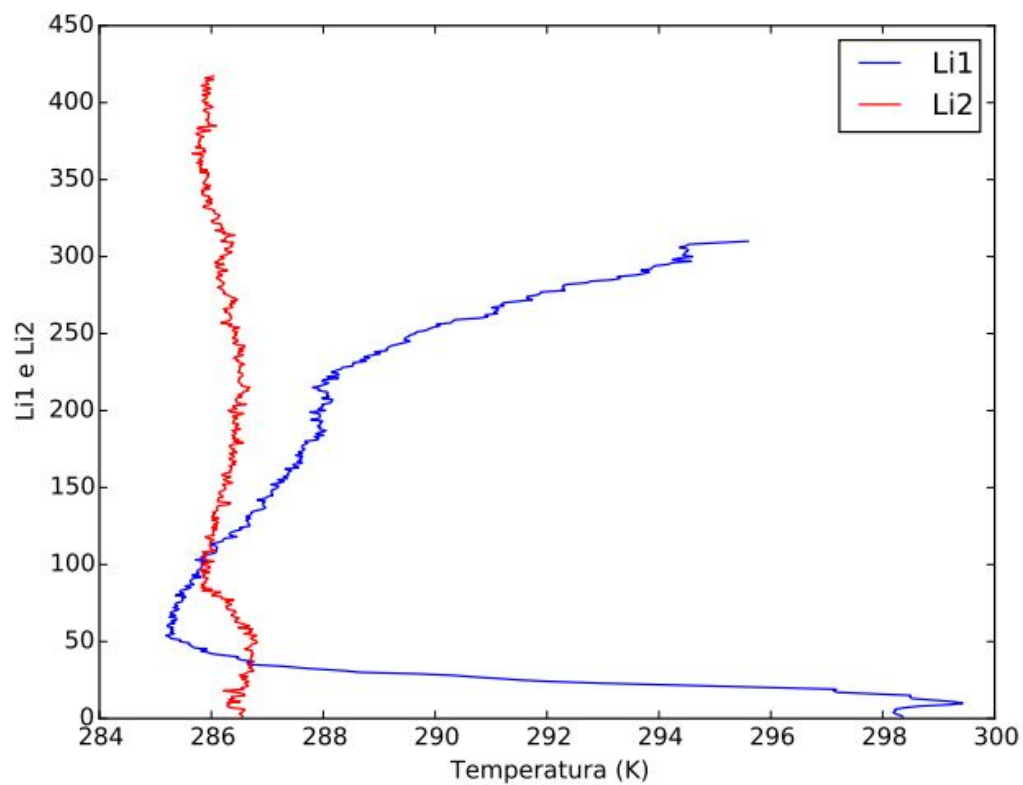
(c) Efeito glória 2



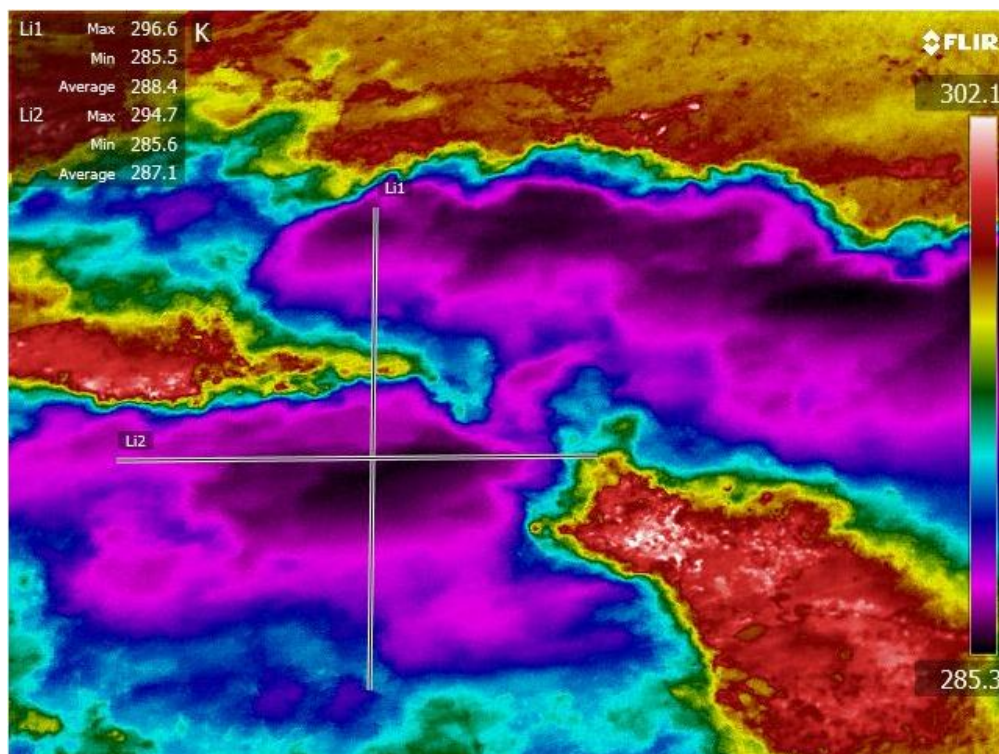
(d) Perfil térmico glória 2



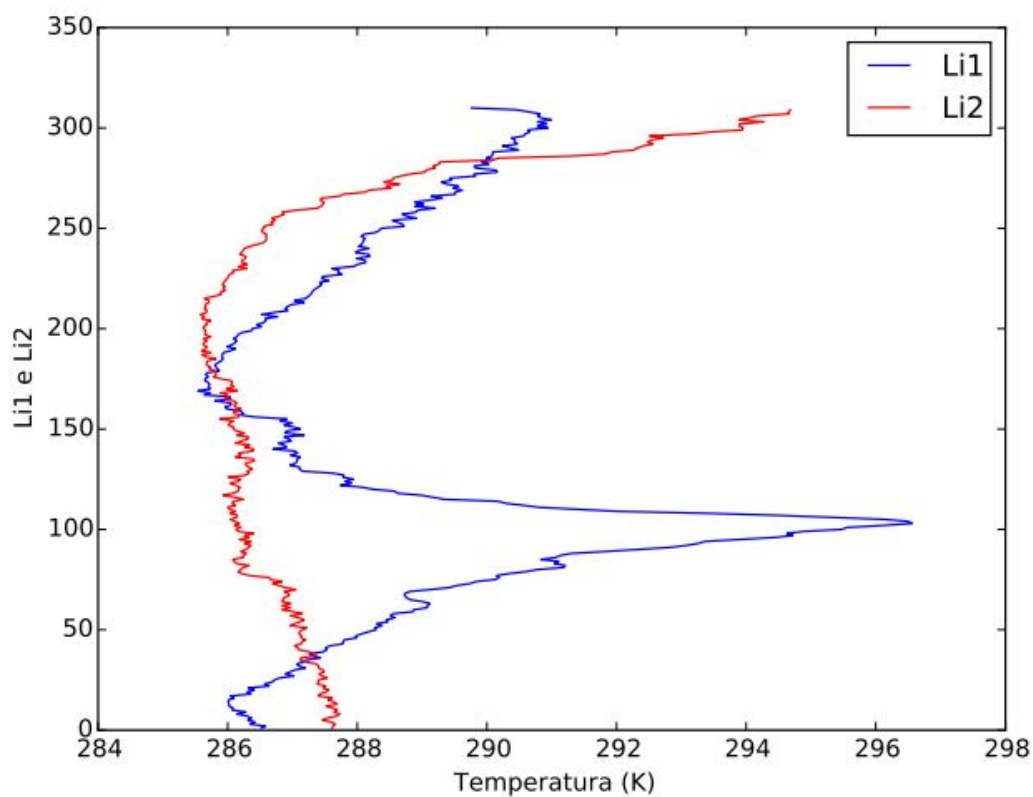
(e) Efeito glória 3



(f) Perfil térmico glória 3



(g) Efeito glória 4



(h) Perfil térmico glória 4

FIGURA 4.17: Imagem da câmera térmica com o perfil de temperatura correspondente para as imagens de glória.

Na Tabela 4.4 encontram-se os valores do raio das gotas calculados através da distância entre o primeiro anel vermelho do glória e o pixel central. Devido à grande deformação do Glória na primeira imagem, não foi possível determinar o valor do raio das gotas que o formavam.

TABELA 4.4: Valores dos raios das gotas calculados através da calibração dos anéis do efeito glória.

Figuras	2	3	4
Distância do pixel (pixeis)	265	270	316
Raio da gota (μm)	11.20(5)	11.00(5)	9.29(3)

Em todos esses casos considerados, a temperatura permaneceu acima de 12°C . Se considerarmos que essa região analisada é comparável à zona microfísica continental moderada idealizada por Rosenfeld, podemos assemelhar a temperatura determinada experimentalmente com o modelo proposto por ele. Observando a Figura 2.3, temos que temperaturas acima de 10° apresentam crescimento das gotas por difusão e raios efetivos de 7 a $11\mu\text{m}$. Valores que são bem próximos aos encontrados por nós.

4.5 Análise da rugosidade radiométrica das nuvens

Realizamos a análise da rugosidade radiométrica para imagens na qual tivéssemos nuvens sob diferentes condições meteorológicas e níveis de evolução. Nas imagens que se seguem, as análises foram realizadas somente para a cor vermelha da câmera visível.

Na Figura 4.18(a), podemos destacar cinco regiões principais a serem analisadas:

- 1 - Nuvem sem influência da alta carga de aerossol e mais afastada, quando comparada com a nuvem 5.
- 2 - Região com céu limpo.
- 3 - Nuvem sob alta carga de aerossol.
- 4 - Fumaça de aerossol.
- 5 - Nuvem próxima e com baixa influência da fumaça da queimada.

No histograma 4.18(b), pode-se perceber que o céu limpo, da Figura 4.18, apresenta os menores valores de rugosidade e sua distribuição possui uma menor dispersão nos dados frente às demais. Dessa forma, seria possível utilizá-lo como uma referência. Depois dele, a fumaça de aerossol é a que apresenta menores valores para rugosidade e a dispersão. Essas são as duas regiões que apresentam maior homogeneidade nessa análise.

Quando comparamos as nuvens 1 e 5, percebemos que a nuvem mais afastada apresenta maiores valores para a rugosidade e uma maior dispersão nos dados. A hipótese considerada é que por ela ser uma nuvem mais evoluída que a nuvem mais próxima, ela possui uma maior diferença na sua distribuição vertical de raios. Também podemos comparar a nuvem 1 com a 3. Nesse caso percebe-se que elas possuem distribuições parecidas, exceto pela posição do valor médio da rugosidade. Se analisarmos as zonas microfísicas do Rosenfeld, podemos considerar que a nuvem com alta influência da carga de aerossol está na fase de difusão, na qual

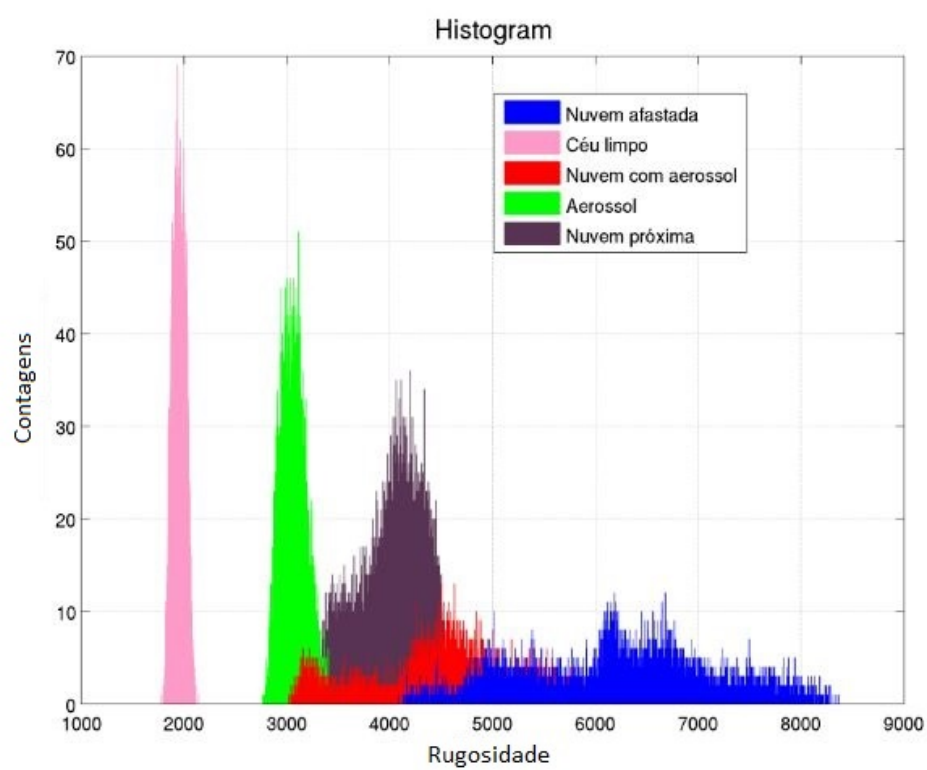
a taxa de crescimento do raio das gotas é baixa. Assim, a distribuição de tamanho das gotas, na vertical da nuvem, possui uma rugosidade maior que na nuvem sem essa poluição. A alta dispersão dessas nuvens pode ser devido à presença de sombras nas próprias nuvens.

No outro caso analisado, Figura 4.19, todas as nuvens estão em uma atmosfera com alta carga de aerossol e apresentam grande dispersão nos seus valores da rugosidade dos pixels. Nesse caso, o céu limpo, representado pelo número 7, e a fumaça de aerossol, número 8, também possuem os menores valores da rugosidade e de dispersão. As nuvens 1 e 6 apresentam os maiores valores de dispersão, possivelmente devido à maior distância das mesmas e as nuvens 3, 1 e 6, os maiores valores para a rugosidade, provavelmente devido à sua maior evolução vertical.

Ainda é preciso explorar outros fatores que interferem na análise de rugosidade. Um destes a ser considerado é a influência da distância da nuvem. Se ela estiver muito distante, teremos dificuldades com a limitação do campo de visão e as sombras causadas pelas protuberâncias que emergem da própria nuvem. Se muito próxima as flutuações estatísticas de registro do número de fótons em cada pixel podem dominar a medida da rugosidade, a depender da qualidade do detector.



(a) Imagem no visível da nuvem a ser analisada.

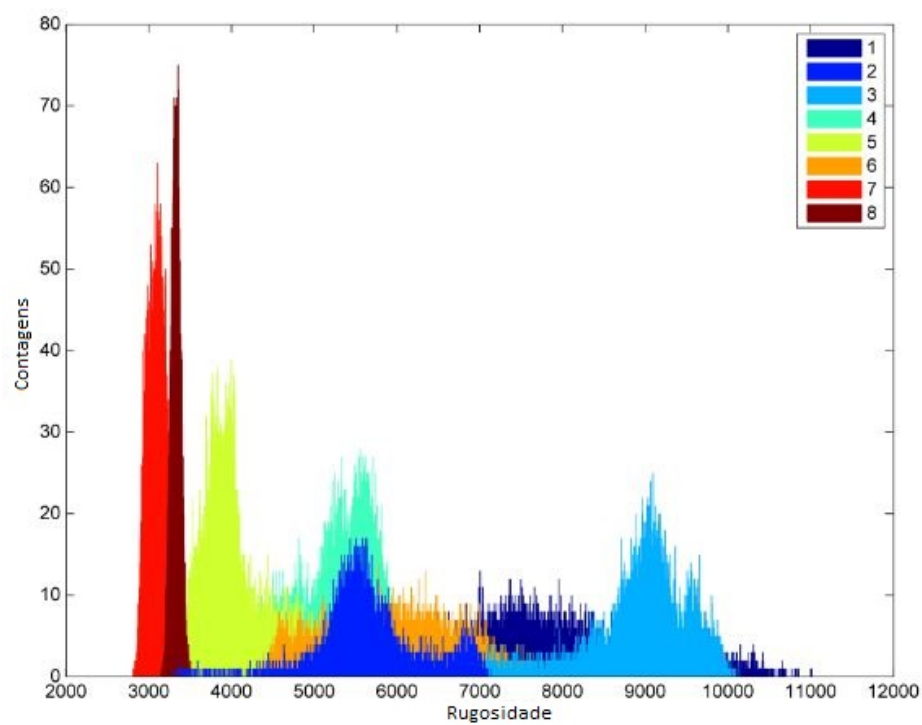


(b) Histograma das áreas numeradas para diferentes estruturas da imagem selecionada

FIGURA 4.18: Comparação da rugosidade de uma nuvem que se forma sob forte concentração de aerossóis com demais nuvens presentes na imagem.



(a) Imagem no visível da nuvem a ser analisada.



(b) Histograma das áreas numeradas para diferentes estruturas da imagem selecionada.

FIGURA 4.19: Rugosidade de diversas nuvens inseridas em uma atmosfera com alta carga de aerossóis provenientes da queima de biomassa.

Capítulo 5

Conclusão

Ainda existem muitos desafios a serem superados quando se trata de entender a relação entre nuvens e aerossóis. Na tentativa de se buscar um aperfeiçoamento do conhecimento nessa área, um avião equipado foi utilizado para obter dados de vários sistemas convectivos presentes na época seca da Amazônia.

A bordo do avião, a janela lateral foi retirada e substituída por um placa na qual estavam fixados o GPS, uma câmera térmica, uma no comprimento de onda do infravermelho próximo e outra no visível. Embora a câmera de infravermelho próximo não tenha funcionado durante a obtenção de dados, conseguimos realizar algumas análises que nos permitiram identificar a temperatura e o raio das gotas que compunham algumas das nuvens.

Após calibrarmos a câmera no visível, tornando possível associar o ângulo de abertura com a posição de um determinado pixel, e encontrarmos uma relação para a distância em que se encontrava a nuvem, determinamos seu perfil vertical de temperatura. Em todos os casos averiguados a temperatura mínima encontrada

não foi menor do que 0°C e, portanto, não analisamos nuvens com fase mista ou de gelo.

No último dia, devido às condições favoráveis (tamanho de gotas quase homogêneo e posição do avião entre o Sol e a nuvem) observamos o Efeito Glória que possibilitou a obtenção dos raios das gotas pertencentes à nuvem. Esses valores ficaram entre $9.29\mu\text{m}$ e $12.5\mu\text{m}$ para os casos analisados. Com a câmera do infravermelho, traçamos os perfis térmicos de alguns Glórias observados com temperaturas que variaram de 286 a 296K .

Na análise da rugosidade radiométrica das nuvens, conseguimos algumas hipóteses sobre os valores da dispersão e da rugosidade. O céu limpo e a fumaça de aerossol apresentam os menores valores para a rugosidade e a dispersão nos dados devido à sua maior homogeneidade nos pixels. Nuvens mais desenvolvidas apresentam maiores valores para a rugosidade por possuírem maior variação vertical no tamanho das gotas. Comparando duas nuvens diferentes, uma com carga de aerossol muito maior que a outra, percebe-se uma redução no valor da rugosidade da nuvem poluída possivelmente devido à menor variação no tamanho das gotas, como exemplifica a zona microfísica de crescimento por difusão no esquema montado por Rosenfeld. Novas formas de estudo devem ser testadas para confirmar as hipóteses apontadas.

Para os experimentos futuros, é necessário garantir que a aquisição de dados se dê de forma coerente, com todos os equipamentos funcionando simultaneamente e com os relógios internos sincronizados, evitando, dessa forma, o erro associado a escolha das imagens compatíveis. Além disso, na obtenção de dados é importante manter constante o foco utilizado na câmera visível. Na câmera térmica, filtros

de comprimentos de onda foram providenciados para diminuir o intervalo captado por ela, a fim de aumentar a precisão na medida.

Analiticamente, os dados são analisados de forma muito manual, observando-se foto a foto, o que torna o processo muito lento. Medidas para tornar mais eficiente e prática essa análise são necessárias para facilitá-la e agilizá-la. Neste trabalho, mostramos que esse sistema experimental pode ser utilizado para a combinação de medidas com vários instrumentos a fim de obter informações sobre a temperatura e a microfísica de nuvens. As medidas realizadas por esse sistema permitem avançar nas pesquisas sobre as interações entre aerossóis e nuvens e aprofundar o conhecimento nessa área.

Referências Bibliográficas

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., et al. (2003). The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *J. of Climate*, 4:1147–1167.
- Alados, I., Olmo, F. J., Foyo-Moreno, I., e Alados-Arboledas, L. (2000). Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions. *Agr. Forest Meteorol.*, 102:39–50.
- Allmen, M. C. e Kegelmeyer, W. P. (1996). The computation of cloud-base height from paired whole-sky imaging cameras. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13:97–113.
- Altaratz, O., Koren, I., Remer, L., e Hirsch, E. (2014). Review: Cloud invigoration by aerosols-coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric Research*, 140:38–60.
- Altaratz, O., Koren, I., Yair, Y., e Price, C. (2010). Lightning response to smoke from amazonian fires. *Geophysical Research Letters*, 37(7).
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., e Silva-Dias, M. A. F. (2004). Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303:1337–1342.
- Andreae, O. M., Jones, C. D., e Cox, P. M. (2005). Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. *Nature*, 435:1187 – 1190.
- Arakawa, A. (1975). Modelling clouds and cloud processes for use in climate model. In Programme, G. A. R., editor, *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling*, pages 184–197. GARP Publications Series, WMO, 1 edição.
- Arakawa, A. (2004). The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, 17:2493–2525.

- Archer, D. (2011). *Global warming: understanding the forecast*. John Wiley & Sons.
- Artaxo, P., Maenhaut, W., Storms, H., e Van Grieken, R. (1990). Aerosol characteristics and sources for the amazon basin during the wet season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 95(D10):16971–16985.
- Artaxo, P., Martins, J. V., Yamasoe, M. A., Procópio, A. S., Pauliquevis, T. M., Andreae, M. O., Guyon, P., Gatti, L. V., e Leal, A. M. C. (2002). Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in rondonia, amazonia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D20):LBA–49.
- Balkanski, Y. J., Jacob, D. J., Gardner, G. M., Graustein, W. C., e Turekian, K. K. (1993). Transport and residence times of tropospheric aerosols inferred from a global three-dimensional simulation of 210pb. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D11):20573–20586.
- Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J.-L., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M. M., Ingram, W., et al. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19:3445–3482.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S. K., Sherwood, S., Stevens, B., e Zhang, X. Y. (2013). Clouds and Aerosols. In Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., e Midgley, P., editores, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 571–657. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1 edição .
- Braham, R. (1968). Meteorological bases for precipitation development. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 49:343–353.
- Calbó, J., Pagès, D., e González, J.-A. (2005). Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review. *Rev. Geophys.*, 43:155.
- Cede, A., Blumthaler, M., Luccini, E., Piacentini, R. D., e Nuñez, L. (2012). Effects of clouds on erythemal and total irradiance as derived from data of the Argentine Network. *J. Geophys. Res.*, 29:2223.

- Charney, J. G. e et al (1979). Carbon dioxide and climate: A scientific assessment. Report of an Ad-Hoc Group on Carbon Dioxide and Climate. Technical report, National Academy of Sciences, Washington D.C., USA.
- Coakley, J. A., Bernstein, R. L., e Durkee, P. R. (1987). Atmospheric Science: An Introductory Survey. *Science*, 237:1020–1022.
- Cotton, W. R. e Yuter, S. (2009). Principles of Cloud and Precipitation Formation. In Levin, Z. e Cotton, W. R., editores, *Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review*. Springer, 1 edição .
- Cowley, L. (2014). The glory. atoptics.co.uk. Acessado: 17 Setembro de 2014.
- Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P. M., Dickinson, R. E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., Lohmann, U., Ramachandran, S., da Silva Dias, P. L., Wofsy, S. C., e Zhang, X. (2007). Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., e Miller, H. L., editores, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1 edição .
- Donahue, N. M., Trump, E. R., Pierce, J. R., e Riipinen, I. (2011). Theoretical constraints on pure vapor-pressure driven condensation of organics to ultrafine particles. *Geophys. Res. Lett.*, 38.
- Eagan, R. C., Hobbs, P. V., e Radke, L. F. (1974). Measurements of cloud condensation nuclei and cloud droplet size distributions in the vicinity of forest fires. *J. Appl. Meteor.*, 13:553–557.
- Emilio, M., Kuhn, J. R., Bush, R. I., e Scholl, I. F. (2012). Measuring the Solar Radius from Space during the 2003 and 2006 Mercury Transits. *The Astrophysical Journal*, 750:8.
- Esteve, A. R., Martínez-Lozano, J. A., Marín, M. J., Estellés, V., Tena, F., e Utrillas, M. P. (2009). The influence of ozone and aerosols on the experimental values of UV erythemal radiation at ground level in Valencia. *Int. J. Climatol.*, 29:2171–2182.
- Estupiñán, J. G., Raman, S., Crescenti, G. H., Streicher, J. J., e Barnard, W. F. (1996). Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *J. Geophys. Res.*, 101:16,807–16,816.

- Feingold, G., Jiang, H., e Harrington, J. Y. (2005). On smoke suppression of clouds in amazonia. *Geophysical Research Letters*, 32(2).
- Foster, P. e et al (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Haywood, J. e Schulz, M. (2007). Causes of the reduction in uncertainty in the anthropogenic radiative forcing of climate between IPCC (2001) and IPCC (2007). *Geophys. Res. Lett.*, 34.
- Heintzenberg, J., Hermann, M., Weigelt, A., Clarke, A., Kapustin, V., Anderson, B., Thornhill, K., Van Velthoven, P., Zahn, A., e Brenninkmeijer, C. (2011). Near-global aerosol mapping in the upper troposphere and lowermost stratosphere with data from the CARIBIC project. *Tellus B*, 63:875–890.
- Hudson, J. G. e Yum, S. S. (2001). Maritime–Continental drizzle contrasts in small cumuli. *J. Atmos. Sci.*, 58:915–926.
- Janeiro, F. M., Ramos, P. M., Wagner, F., e Silva, A. M. (2010). Developments of low-cost procedure to estimate cloud base height based on a digital camera. *Measurement*, 43:684–689.
- Janeiro, F. M., Wagner, F., Ramos, P. M., e Silva, A. M. (2007). Automated atmospheric visibility measurements using a digital camera and image registration. *1st IMEKO TC19 International Symposium on Measurements and Instrumentation for Environmental Monitoring*.
- Kaufman, Y. J. e Fraser, R. S. (1997). The Effect of Smoke Particles on Clouds and Climate Forcing. *Science*, 277:1636–1639.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Rosenfeld, D., e Rudich, Y. (2005). Smoke, Dust and Pollution Aerosol Clouding the Atlantic Atmosphere. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102:11207–11212.
- Kerminen, V.-M., Kerminen, V.-M., Petäjä, T., Manninen, H. E., Paasonen, P., Nieminen, T., Sipilä, M., Junninen, H., Ehn, M., Gagné, S., Laakso, L., et al. (2010). Atmospheric nucleation: highlights of the EUCAARI project and future directions. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:10829–10848.
- Kesselmeier, J., Kuhn, U., Wolf, A., Andreae, M., Ciccioli, P., Brancaleoni, E., Frattoni, M., Guenther, A., Greenberg, J., De Castro Vasconcellos, P., et al.

- (2000). Atmospheric volatile organic compounds (voc) at a remote tropical forest site in central amazonia. *Atmospheric Environment*, 34(24):4063–4072.
- Koch, D. e Del Genio, A. D. (2010). Black carbon semi-direct effects on cloud cover: Review and synthesis. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:7685–7696.
- Kokhanovsky, A. A. (2011). *Light Scattering Reviews, Vol. 6: Light Scattering and Remote Sensing of Atmosphere and Surface*, volume 6. Springer.
- Koren, I., Martins, J. V., Remer, L. A., e Afargan, H. (2008). Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds Over the Amazon. *Science*, 321:946–949.
- Koren, I., Remer, L. A., e Martins, J. V. (2004). Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. . *Science*, 303:1342–1345.
- Korolev, A. (2006). Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64:3372–3375.
- Kou, L., Labrie, D., e Chylek, P. (1993). Refractive indices of water and ice in the 0.65 to 2.5um spectral range. *Appl. Optics*, 32:3531–3540.
- Laing, A. e Evans, J.-L. (1975). Precipitation. In Program, T. C., editor, *Introduction to Tropical Meteorology*. University Corporation for Atmospheric Research, 2 edição .
- Lau, K. e Wu, H. (2003). Warm rain processes over tropical oceans and climate implications. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Laven, P. (2003). Simulation of rainbows, coronas, and glories by use of Mie theory. *Applied Optics*, 42:436–444.
- Laven, P. (2014). The optics of a water drop. philiplaven.com/. Acessado: 17 Setembro de 2014.
- Lindsey, R. (2009). Climate and earth’s energy budget. earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/page6.php. Acessado: 29 Novembro de 2014.
- Liou, K. N. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, 2 edição .
- Loeb, N. G., Wielicki, B. A., Doelling, D. R., Smith, G. L., Keyes, D. F., Kato, S., Manalo-Smith, N., e Wong, T. (2009). Toward Optimal Closure of the Earth’s Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *J. of Climate*, 22:748–766.

- Lohmann, U. (2002). A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols. *Geophysical Research Letters*, 29(4):11–1–11–4.
- Lohmann, U. e Feichter, J. (2004). Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, 4:7561 – 7614.
- Mace, G. G., Zhang, Q. Q., Vaughan, M., Marchand, R., Stephens, G., Trepte, C., e Winker, D. (2009). A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data. *J. Geophys. Res.*, 114.
- Manninen, H. E., Nieminen, T., Asmi, E., Gagné, S., Häkkinen, S., Lehtipalo, K., Aalto, P., Vana, M., Mirme, A., Mirme, S., et al. (2010). EUCAARI ion spectrometer measurements at 12 European sites – analysis of new particle formation events. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:7909–7927.
- Marshak, A., Martins, J. V., Zubko, V., e Kaufman, Y. J. (2006). What does reflection from cloud sides tell us about vertical distribution of cloud droplet sizes? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(12):5295–5305.
- Marshall, J. e Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics: an Introductory Text*. Academic Press, 1 edição .
- Martins, J. V., Marshak, A., Remer, L. A., Rosenfeld, D., Kaufman, Y. J., Fernandez-Borda, R., Koren, I., Correia, A. L., Zubko, V., e Artaxo, P. (2011). Remote sensing of cloud vertical profiles. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:9485–9501.
- Mayer, B., Schröder, B., Preusker, P., e Schüller, L. (2003). Remote sensing of water cloud droplet size distributions using the backscatter glory: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 4:1255–1263.
- Nakajima, T., King, M. D., Spinhirne, J. D., e Radke, L. F. (1991). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine stratocumulus observations. *J. Atmos. Sci.*, 48:728–750.
- Nakajima, T. Y. e King, M. D. (1990). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements – Part I, Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47:1878–1893.

- Nakajima, T. Y. e King, M. D. (1993). Effect of cloud smoke on cloud microphysics and albedo - Analysis from satellite imagery. *J. App. Met.*, 32:729–744.
- Nussenzveig, H. M. (2002). Does the glory have a simple explanation? *Opt. Lett.*, 27:1379–1381.
- Nussenzveig, H. M. (2003). Light Tunneling in Cloud. *Appl. Opt.*, 42:1588–1593.
- Papastefanou, C. (2006). Residence time of tropospheric aerosols in association with radioactive nuclides. *Applied Radiations and Isotopes*, 64:93–100.
- Persad, G. G., Ming, Y., e Ramaswamy, V. (2012). Tropical tropospheric-only responses to absorbing aerosols. *J. Clim.*, 25:2471–2480.
- Pfister, G., McKenzie, R. L., Liley, J. B., Thomas, A., Forgan, B. W., e Long, C. (2003). Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance. *J. Appl. Meteorol.*, 42:1421–1434.
- Piacentini, R. D., Salum, G. M., Fraidenraich, N., e Tiba, C. (2011). Extreme total solar irradiance due to cloud enhancement at sea level of the NE Atlantic coast of Brazil. *Renewable Energy*, 36:409–412.
- Pueschel, R. F. (1993). Potencial climatic effects of anthropogenic aerosols. In Jennings, S. G., editor, *Aerosol effects on climate.*, page 111. University of Arizona Press, 1 edição .
- Rastogi, N. e Sarin, M. M. (2013). Temporal variability in residence time of ambient aerosols using environmental ²¹⁰Pb. *Current Science*, 105:1165–1168.
- Riipinen, I., Pierce, J. R., Yli-Juuti, T., Nieminen, T., Ehn, M., Junninen, H., et al. (2011). Organic condensation: A vital link connecting aerosol formation to cloud condensation nuclei (CCN) concentrations. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:3865–3878.
- Rogers, R. e Yau, M. (1989). *A short course of cloud physics*. Pregamon. Oxford, 3 edição .
- Rosenfeld, D. (1999). TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 26:3105–3108.
- Rosenfeld, D. (2000). Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. *Science*, 287:1793–1796.
- Rosenfeld, D. e Lensky, I. M. (1999). Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80:2457–2477.

- Rosenfeld, D. e Woodley, W. L. (2003). Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics. In Tao, W.-K. e Adler, R., editores, *Meteorological Monographs*, pages 59–80. AMS, 1 edição .
- Sabburg, J. M. e Parisi, A. V. (2006). Spectral dependency of cloud enhanced UV irradiance. *Atmos. Res.*, 81:206–214.
- Schroeder, J. (2014). Precipitation processes. atmo.ttu.edu/schroeder/ATMO_1300/Notes/chapter7.pdf. Acessado: 27 Novembro de 2014.
- Seinfeld, J. H. e Pandis, S. N. (2012). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Seiz, G., Shields, J., Feister, U., Baltsavias, E., e Gruen, A. (2007). Cloud mapping with ground-based photogrammetric cameras. *International Journal of Remote Sensing*, 28:2001–2032.
- Siegel, R. (2001). *Thermal radiation heat transfer*, volume 1. CRC press.
- Sipilä, M., Berndt, T., Petäjä, T., Brus, D., Vanhanen, J., Stratmann, F., Paatoski, J., Mauldin III, R., Hyvärinen, A.-P., Lihavainen, H., e Kulmala, M. (2010). The Role of Sulfuric Acid in Atmospheric Nucleation. *Science*, 327:1243–1246.
- Squires, P. (1958). The microstructure and colloidal stability of warm clouds. Part II—The causes of the variations in microstructure. *Tellus*, 10:262–271.
- Stubenrauch, C. J., Rossow, W. B., Kinne, K., Ackerman, S., Cesana, G. J., Chepfer, H., Di Girolamo, L., Getzewich, B., Guignard, A., Heiding, A., Maddux, B. C., Menzel, W. P., Minnis, P., Pearl, P., Platnick, S., Poulsen, C., Riedi, J., Sun-Mack, S., Walther, A., Winker, D., Zeng, S., e Zhao, G. (2013). Assessment of global cloud datasets from satellites: project and database initiated by the gewex radiation panel. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94:1031–1049.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., e Kiehl, J. (2009). Earth’s global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3):311–323.
- Twomey, S. (1960). On the nature and origin of natural cloud nuclei. *Bull. Obs. de Puy de Dome*, 1:1–5.
- Valsaraj, K. T. e Kommalapati, R. R., editores (2009). *Atmospheric Aerosols*. ACS Symposium Series, 1 edição .

- Wallace, M. J. e Hobbs, P. V. (1977). *Atmospheric Sciences: An Introduction Survey*. Academic Press, 1 edição .
- Wark, K., editor (1988). *Generalized Thermodynamic Relationships*. McGraw-Hill, 5 edição .
- Wendisch, M., Hellmuth, O., Ansmann, A., Heintzenberg, J., Engelmann, R., Althausen, D., Eichler, H., Mueller, D., Hu, M., Zhang, Y., et al. (2008). Radiative and dynamic effects of absorbing aerosol particles over the Pearl River Delta, China. *Atmos. Environ.*, 42:6405–6416.
- Wex, H., McFiggans, G., Henning, S., e Stratmann, F. (2010). Influence of the external mixing state of atmospheric aerosol on derived CCN number concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, 37.
- Williams, D. R. (2014). Sun fact sheet. nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/sunfact.html. Acessado: 11 Setembro de 2014.
- Yokelson, R. J., Christian, T. J., Karl, T. G., e Guenther, A. (2008). The tropical forest and fire emissions experiment: Laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 8:3509–3527.
- Yoshimori, M. e Broccoli, A. J. (2008). Equilibrium response of an atmosphere-mixed layer ocean model to different radiative forcing agents: Global and zonal mean response. *J. Clim.*, 21:4399–4423.
- Yu, F. (2011). A secondary organic aerosol formation model considering successive oxidation aging and kinetic condensation of organic compounds: Global scale implications. *Atmos. Chem. Phys.*, 11:1083–1099.
- Zhou, Y. e Savijärvi, H. (2014). The effect of aerosols on long wave radiation and global warming. *Atmospheric Research*, 135:102–111.