

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

Tássio Santos Costa

Estimativa Numérica do Efeito Radiativo
Simultâneo de Aerossóis e Nuvens sobre a
Amazônia

São Paulo

2013

Tássio Santos Costa

Estimativa Numérica do Efeito Radiativo
Simultâneo de Aerossóis e Nuvens sobre a
Amazônia

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientadora: Prof^a. Dr^a. Marcia Akemi Yamasoe

São Paulo

2013

Ao meu pai, Domingos Ferreira Costa (*in memoriam*).

“O homem deve elevar-se acima da Terra - para o topo da atmosfera e além -, pois só assim compreenderá plenamente o mundo em que vive.”

Sócrates

"Esta é a essência da ciência: faça uma pergunta impertinente e cairá no caminho da resposta pertinente."

Jacob Bronowski

Agradecimentos

Agradeço à Profa. Dra. Marcia Akemi Yamasoe pela orientação e pela enriquecedora oportunidade de participação em experimentos de campo. Seriedade, honestidade e diligência são atributos apreciáveis em um pesquisador; sinto-me privilegiado em ter tido a oportunidade de trabalhar em um ambiente em que se prezam tais características. Agradeço ainda a liberdade para a decisão do tema de mestrado e para a condução do projeto por caminhos que me despertaram maior interesse.

À Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias e ao Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez pelo acompanhamento e sugestões durante o projeto.

A todos os colegas do Grupo de Radiação do IAG/USP pelo apoio e contribuições científicas. Ao Vinícius Rocha por compartilhar suas experiências com os produtos do sensor MODIS. Ao Nilton Rosário por transformar pequenas conversas informais em grandes ideias científicas. E ao Eduardo Gomes, pelo fundamental suporte técnico para o desenvolvimento das atividades de campo.

Ao colega Fábio Lopes pela gentil assistência com os dados do CALIPSO durante o projeto.

Aos meus amigos e colegas do IAG que colaboraram para tornar a vivência no instituto uma agradável experiência. Com a certeza de não contemplar a todos os que desejo, um agradecimento especial para: Fabíola Souza, João Hackerott, Júnior Vasconcelos, Leonardo Moreno, Mayara Santos, Pamela Dominutti, Rafael Valença, Renato Kerches e Thiago Degola.

Aos funcionários do IAG que, sempre dispostos a auxiliar, fornecem essencial amparo para o perfeito andamento dos assuntos burocráticos e acadêmicos. Em especial à equipe da secretaria de pós-graduação do IAG, Carol, Lilian e Marcel, pela amistosa assistência e pelos cafezinhos.

Ao Prof. Dr. Paulo Artaxo por seus esforços em estabelecer e manter o sítio Ji_Parana_SE da rede AERONET.

Às secretárias Ana, Bete e Sônia, pela habilidade em apresentar soluções imediatas a quase todos os problemas que lhes são apresentados.

Ao ICMBio por autorizar a realização dos experimentos de campo da Reserva Biológica do Jaru e permitir o uso do alojamento. À Prof^a Renata Aguiar, da Universidade Federal de Rondônia, Campus Ji Paraná; e ao escritório local do LBA, pela coleta e processamento dos dados contínuos da torre (meteorologia, radiação e fluxos). Ao Sr. Frederico e demais estudantes, do escritório local do LBA e à Sra. Ruth Souza e demais funcionários, pelo apoio logístico durante as atividades de campo. A todos os barqueiros e auxiliares durante a realização das atividades de campo. E à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo suporte financeiro.

A toda equipe de apoio envolvida na realização do experimento junto ao *Amazon Tall Tower Experiment* (ATTO), em 2012. Ao escritório de Manaus do LBA por todo apoio logístico, em especial à Ruth Araújo, ao Sr. Adi e ao Antônio Huxley. E ao INCLINE (Núcleo de Apoio à Pesquisa – MUDANÇAS CLIMÁTICAS) pelo suporte financeiro.

Ao Prof. Fabrício Zanchi e seus estudantes Edimar e Quinderé pela colaboração para realização do experimento realizado em Humaitá-AM, em 2012. E pelo CNPq, pelo suporte financeiro.

Às agências CNPq e CAPES, pela concessão da bolsa de mestrado.

Agradecimento especial à minha mãe Graça, minha irmã Ísis e minha avó Pergentina, que são o meu maior alicerce e sempre oferecem apoio incondicional na minha vida. Ao meu pai Domingos (*in memoriam*) que, apesar da breve passagem em minha vida, conquistou minha profunda admiração e legou-me a curiosidade pelo saber e as mais valorosas virtudes de um homem.

Resumo

Costa, T.S. **Estimativa numérica do efeito radiativo simultâneo de aerossóis e nuvens sobre a Amazônia**. 2013. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Uma particularidade da região amazônica é que as nuvens estão presentes mesmo durante a estação seca, período em que a queima de biomassa emite grandes quantidades de partículas de aerossol para a atmosfera. Considerando esse cenário, o presente estudo avaliou a influência simultânea de nuvens e partículas de aerossol emitidas por queimadas na Amazônia sobre a irradiância solar incidente na superfície e sobre a taxa de aquecimento radiativo na troposfera. Trata-se de um estudo exploratório, respaldado por comparações de simulações numéricas com medições realizadas em superfície, coletadas durante três campanhas experimentais: uma na estação chuvosa, na Amazônia Central, com baixa concentração de aerossóis, e as outras duas no período de queimadas, na região sul da Amazônia, uma caracterizada por concentração moderada e a outra por alta concentração de aerossóis. Os resultados indicaram que, quanto maior a profundidade óptica do aerossol, maior a relevância em se considerar o efeito das partículas de aerossol nas simulações, especialmente na presença de nuvens opticamente tênues. Como há predominância de nuvens convectivas rasas e concentração de aerossóis variando de moderada a alta na região amazônica durante a estação seca, especialmente na porção sul da Bacia, concluiu-se que a omissão do efeito radiativo dos aerossóis em simulações sob essas condições pode originar severas divergências dos valores observados. Durante o experimento em que o ambiente estava mais poluído, por exemplo, a inclusão do efeito do aerossol em situações com nuvens em fase líquida reduziu o erro absoluto médio de irradiância PAR em superfície de 290 W/m² para 36 W/m². Testes mostraram que a taxa de aquecimento radiativo solar na troposfera é altamente sensível ao perfil vertical de aerossóis, assim como, em menor intensidade, os produtos de nuvens derivados a partir de sensoriamento remoto passivo pelo método de refletância solar. Por conseguinte, uma caracterização da média do topo da camada de aerossóis foi feita com base em dados do sensor ativo CALIOP, a bordo do satélite CALIPSO. Ademais, verificou-se que o conteúdo integrado de água da nuvem (CWP) e o raio efetivo de gotículas/cristais (CER) também têm grande potencial de alterar a irradiância solar à superfície. As propriedades de nuvens foram incorporadas ao modelo de transferência radiativa a partir dos produtos de nuvens do sensor *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo do satélite Aqua. Estudos anteriores mencionaram algumas fontes de erro desse produto, dentre elas: o ângulo zenital de observação, a correção atmosférica (contaminação por aerossóis), a calibração do sensor, o albedo espectral de superfície e efeitos 3D. Dessa forma, os resultados foram discutidos no contexto dessas fontes de erro. Um estudo de caso para comparação entre *retrievals* do sensor MODIS e de um sensor ativo a bordo do satélite CloudSat também foi realizado. Médias espaciais durante a estação seca de 2007 revelaram diferenças nas propriedades microfísicas e na fração de cobertura de nuvens quentes entre região de floresta e região de pastagem consistentes com estudos anteriores. Foi desenvolvido, ainda, um algoritmo de processamento de fotos tiradas do céu com uma lente tipo olho de peixe para estimativa de cobertura de nuvens. Sua implementação permitiu a comparação com o correspondente valor obtido via satélite.

Palavras-chave: nuvens, aerossóis, Amazônia, satélite, MODIS.

Abstract

Costa, T.S. **Numerical study for the simultaneous effect of aerosols and clouds over the Amazon**. 2013. Dissertation (Master's degree) – Institute of Astronomy, Geophysics e Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Sao Paulo, 2013.

The Amazon region has the particularity of being covered by clouds even during the dry season, when large amounts of aerosol particles are emitted to the atmosphere due to biomass burning. Considering this scenario, this study evaluated the simultaneous effect of clouds and smoke particles on the downwelling solar irradiance at the surface and on the solar radiative heating rate in the atmosphere. This is an exploratory study, supported by comparisons of numerical simulations with measurements performed at the surface during three intensive campaigns: one during the rainy season over Central Amazon, characterized by low aerosol concentration, and the two others during the dry season, over South Amazon, one marked by moderate and the other by high aerosol concentrations. The results indicated that the larger the aerosol optical depth, the greater the relevance of considering the aerosol effect in the simulations, especially for optically thin clouds. Given the often occurrence of shallow convective clouds and aerosol concentrations ranging from moderate to high during the dry season in the Amazon, particularly in the southern portion, it was concluded that omitting the aerosol radiative effect under these conditions may cause severe deviations from the observations. During the most polluted experiment, for example, taking the aerosol effect into account in the presence of liquid clouds reduced the mean absolute error of downwelling PAR irradiance from 290 W/m² to 36 W/m². Sensitivity tests showed that the solar radiative heating rate in the troposphere is highly sensible to the vertical profile of aerosols as well as, to a lesser extent, the cloud products retrieved through the solar reflectance method of passive remote sensing. Therefore an average value of the aerosol layer top height was derived based on data from the active sensor CALIOP, aboard the satellite CALIPSO. Furthermore, it was found that cloud water path (CWP) and the cloud effective radius (CER) can also potentially influence the downwelling solar irradiance at the surface. The cloud properties were incorporated into the radiative transfer model from cloud products obtained from the *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) sensor, aboard the Aqua satellite. Earlier studies have revealed some sources of error on that product, including: viewing zenith angle, atmospheric correction (aerosol contamination), sensor calibration, surface spectral albedo and 3D effects. The results were thus discussed in the context of such sources of artifact. A case study for comparison between the MODIS and an active sensor aboard the CloudSat satellite was also employed. Spatial average during the dry season in 2007 showed differences on microphysical properties and coverage fraction of warm clouds depending on the surface type, forest or pasture. The results are consistent with earlier studies. An algorithm for the processing of whole sky pictures using a fisheye camera to estimate cloud fraction was also developed. Its implementation allowed comparisons with the corresponding value obtained from satellite.

Keywords: clouds, aerosols, Amazon, satellite, MODIS.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 CARACTERIZAÇÃO DE NUVENS	3
1.2 SENSORIAMENTO REMOTO	4
1.3 A REGIÃO AMAZÔNICA	7
1.4 OBJETIVOS DO TRABALHO	8
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1 DEFINIÇÕES DE QUANTIDADES RADIATIVAS	10
2.2 ATMOSFERA PLANO PARALELA	11
2.3 INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO COM A ATMOSFERA	11
2.4 ABSORÇÃO E ESPALHAMENTO POR PARTÍCULAS	13
2.5 TEORIA MIE	14
2.6 ESPALHAMENTO RAYLEIGH	15
2.7 CARACTERIZAÇÃO DE NUVENS	15
2.8 EQUAÇÃO GERAL DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA	16
2.9 TAXA DE AQUECIMENTO RADIATIVO	17
3. MATERIAIS E MÉTODOS	18
3.1 MODELOS ÓPTICOS DE AEROSSOL	19
3.2 PRODUTOS DE NUVENS DO MODIS	19
3.3 DADOS DO CLOUDSAT	20
3.4 CÓDIGO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA - LIBRADTRAN	21
3.4.1 <i>Representação da atmosfera</i>	22
3.4.2 <i>Absorção molecular</i>	22
3.4.3 <i>Representação de aerossóis</i>	23
3.4.4 <i>Representação das nuvens</i>	23
3.4.5 <i>Solução da Equação de Transferência Radiativa</i>	24
3.4.6 <i>Arquivo solar</i>	24
3.4.7 <i>Albedo de superfície</i>	24
3.5 DADOS EXPERIMENTAIS DE SUPERFÍCIE	24
3.6 SISTEMA FOTOGRAMÉTRICO	26
3.7 CARACTERIZAÇÃO DA ALTURA DE TOPO DA CAMADA DE AEROSSÓIS USANDO DADOS DO CALIPSO	27
4. RESULTADOS	30
4.1 TESTES DE SENSIBILIDADE	31
4.2.1 <i>Irradiância à superfície – nuvem de gelo</i>	32
4.2.2 <i>Irradiância à superfície – nuvem líquida</i>	34
4.2.3 <i>Taxa de aquecimento radiativo solar na presença de aerossóis e nuvens</i>	36
4.2.4 <i>Impacto de aerossóis sobre retrievals de nuvens por sensores passivos</i>	38
4.2 IRRADIÂNCIA À SUPERFÍCIE: OBSERVAÇÕES X SIMULAÇÕES	39

4.2.1	<i>Experimento ATTO 2012 – atmosfera limpa</i>	40
4.2.2	<i>Experimento Humaitá 2012 – atmosfera moderadamente poluída</i>	43
4.2.3	<i>Experimento Rebio 2007 – atmosfera poluída</i>	51
4.2.4	<i>Dependência do impacto radiativo dos aerossóis em função da COD</i>	56
4.4	PROPRIEDADES DE NUVENS: FATOS E ARTEFATOS.....	57
4.5	ESTUDO DE CASO: MODIS X CLOUDSAT.....	66
5.	RESUMO E CONCLUSÕES	73
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

Lista de Siglas

AERONET	<i>Aerosol RObotic NETwork</i> – rede de fotômetros da NASA
AOD	Profundidade óptica do aerossol
AZO	Ângulo zenital de observação
CALIOP	<i>Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization</i> (sensor)
CALIPSO	<i>Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations</i> (satélite)
CER	Raio efetivo de hidrometeoros de nuvens
CERUN	Incerteza no raio efetivo do hidrometeoro
CF	Fração de cobertura de nuvens
COD	Profundidade óptica da nuvem
CPH	Fase termodinâmica da nuvem
CTH	Altura ao topo da nuvem
CTP	Pressão ao topo da nuvem
CTT	Temperatura ao topo da nuvem
CWP	Conteúdo integrado de água da nuvem
CWPUN	Incerteza no conteúdo integrado de água da nuvem
ESA	<i>European Space Agency</i>
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCP	Nuvem convectiva profunda
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>

Lista de figuras

- Figura 1.1: Sequência ilustrando o avanço no conhecimento científico sobre o balanço global médio de energia. A) artigo publicado em 1997 por Kiehl e Trenberth, usado como referência no IPCC (2007); B) artigo de 2009, por Trenberth et al. com atualizações do anterior; C) mais recente artigo com balanço global médio de energia, Trenberth e Fasullo (2011). 2*
- Figura 1.2: Ilustração dos efeitos indiretos de aerossóis em nuvens. Adaptado de Foster et al. (2007). 6*
- Figura 2.1: Ilustração da atenuação de radiação em uma camada infinitesimal ds da atmosfera. Mais detalhes no texto12*
- Figura 2.2: Índice complexo de refração da água e do gelo em seus componentes real (a) e imaginário (b). Adaptado de Petty (2006).13*
- Figura 2.3: Relação entre raio de uma partícula e comprimento de onda da radiação para definir o regime de espalhamento aplicável. O eixo vertical direito mostra o tipo constituinte associado com os tamanhos de partícula exibidos. Adaptado de Petty (2006).14*
- Figura 3.1: fluxograma ilustrando o funcionamento do algoritmo do produto 2B-CWC-RO do satélite CloudSat. Outros produtos do satélite usados no processo também são indicados.....21*
- Figura 3.2: Mapa ilustrando a localização dos sítios experimentais de onde foram utilizados dados medidos em superfície. Imagens de TerraMetrics (2013), Dados cartográficos de 2013 Google (2013), MapLink.....25*
- Figura 3.3: ilustração do sítio experimental do Experimento Rebio 2007 (quadrado verde) e da trilha de observação do sensor CALIOP. A linha azul representa o intervalo utilizado para computar as médias do topo da camada de aerossóis.28*
- Figura 3.4: ilustração do sítio experimental do Experimento Humaitá 2012 (quadrado verde) e da trilha de observação do sensor CALIOP. A linha azul representa o intervalo utilizado para computar as médias do topo da camada de aerossóis.29*
- Figura 4.1: testes de sensibilidade com nuvem em fase gelo. Mantendo as demais variáveis constantes, foi alterada a variável: A) modelo óptico de aerossol; B) formato dos cristais de gelo; C) AOD; D) altura da camada de aerossóis; E) altura do topo da nuvem; F) raio efetivo dos cristais; G) conteúdo integrado de gelo da nuvem. A linha tracejada em vermelho indica o valor de referência, e as linhas verdes a diferença (%) com relação ao valor de referência. Nas figuras F e G, o gráfico superior mostra a variação da profundidade óptica nuvem (COT) em função do conteúdo integrado de água da nuvem (fig. F) e do raio efetivo de cristais.33*
- Figura 4.2: testes de sensibilidade com nuvem em fase líquida. Mantendo as demais variáveis constantes, foi alterada a variável: A) modelo óptico de aerossol; B) AOD; C) altura da camada de*

aerossóis; D) altura do topo da nuvem; E) raio efetivo dos cristais; F) conteúdo integrado de água da nuvem. A linha tracejada em vermelho indica o valor de referência, e as linhas verdes a diferença (%) com relação ao valor de referência. Nas figuras F e G, o gráfico superior mostra a variação da profundidade óptica nuvem em função do conteúdo integrado de água da nuvem (fig. F) e do raio efetivo de gotículas.35

Figura 4.3: Teste de sensibilidade indicando a relevância em se caracterizar corretamente a posição da camada de aerossóis e da nuvem para transferência radiativa de taxas de aquecimento, especialmente para altos valores de AOD. As diferentes colorações de fundo dos gráficos ilustram o céu livre de nuvens e aerossóis (em azul), com aerossóis (em cinza) e com nuvens (em branco).37

Figura 4.4: Gráfico ilustrando a sensibilidade da radiância observada por um sensor de satélite passivo com relação à AOD e o perfil vertical de aerossóis, em canal centrado em 865 nm (banda 2 do MODIS), para ângulo zenital de observação no nadir (A) e em 60° (B).39

Figura 4.5: matriz de dispersão de pontos de nuvens frias (fase majoritária) durante o Experimento ATTO 2012. Com exceção das associações já esperadas (como CWPxCOD), não foi possível constatar correlações entre as variáveis. Houve casos de nuvens com alto COD, indicando a detecção de nuvens convectivas profundas. A diagonal principal ilustra de forma qualitativa o histograma de distribuição das variáveis. CER está em unidades de μm , CWP em g/m^2 , CTT em K e CTP em hPa.40

Figura 4.6: irradiância PAR global medida à superfície durante o Experimento ATTO 2012 (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).41

Figura 4.7: curva de paridade entre irradiância PAR global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.6. Mais detalhes no texto.43

Figura 4.8: matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes (fase majoritária) durante o Experimento Humaitá 2012. Com exceção das associações já esperadas (CWPxCOD), não foi possível constatar correlações entre as variáveis. Predominaram nuvens rasas e opticamente finas.44

Figura 4.9: irradiância solar global medida à superfície durante o Experimento Humaitá 2012 (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas nuvens (azul turquesa) apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).45

Figura 4.10: fotografias (coluna esquerda) e correspondente produto do sistema fotogramétrico (coluna direita) desenvolvido para estimativa de fração de cobertura de nuvens.47

<i>Figura 4.11: Histograma conjunto (em função da hora local e da fração de cobertura de nuvens) construído com os dados do produto fotogramétrico obtidos de fotografias do céu tiradas a cada minuto durante o Experimento Humaitá 2012.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 4.12: curva de paridade entre irradiância solar global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.9. Mais detalhes no texto.</i>	<i>51</i>
<i>Figura 4.13: matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes (fase majoritária) durante o Experimento Rebio 2007. Foi notada uma correlação entre AOD e CER. Destacam-se o amplo espectro de AOD e CER.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 4.14: ilustração da dispersão de pontos de CERxAOD para nuvens em fase quente.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 4.15: irradiância PAR global medida à superfície durante o Experimento Rebio 2007 (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas nuvens (azul turquesa) apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).</i>	<i>54</i>
<i>Figura 4.16: curva de paridade entre irradiância PAR global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.15. Mais detalhes no texto.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 4.17: dispersão da diferença entre as simulações que não incluíram e que incluíram o efeito do aerossol como função do índice F_{AOD}.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 4.18: mapa ilustrando as regiões sobre pastagem (contorno azul) e floresta (contorno verde) escolhidas para realizar médias espaciais de propriedades de nuvens.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 4.19: sobreposição da imagem do Google Maps com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D) mostrando grande semelhança entre a cobertura de superfície e o produto de CER. Também são exibidos a imagem True Color do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem (I). Passagem no dia 246 de 2007.</i>	<i>62</i>
<i>Figura 4.20: Sobreposição da imagem do Google Maps com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D). Também são exibidos a imagem True Color do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem (I). Passagem no dia 261 de 2007.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 4.21: sobreposição da imagem do Google Maps com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D). Também são exibidos a imagem True Color do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem. Passagem no dia 266 de 2007.</i>	<i>64</i>

Figura 4.22: fração de nuvens do MODIS obtida de passagens do satélite Aqua sobre o pixel onde estava instalada a câmera para registro de fotos do céu durante o Experimento Humaitá 2012 e comparação com o correspondente valor obtido através do algoritmo fotogramétrico desenvolvido neste trabalho. Resultados indicam que o MODIS superestimou a CF. Os numerais acima das colunas indicam o ângulo zenital de observação do MODIS (Aqua) sobre o sítio experimental. Nos dias em que não há coluna com fração total da câmera, o sistema fotogramétrico estava inoperante.....66

Figura 4.23: mapas de fração de cobertura de nuvens (A), raio efetivo de gotículas (B), conteúdo de água (C) e pressão ao topo da nuvem (D) gerados a partir de medidas do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. A linha azul que corta os mapas indica a trajetória do satélite CloudSat. Há também uma imagem true color do MODIS (E), nela está circulado em vermelho a nuvem convectiva profunda identificada e discutida nesta seção. Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC)....67

Figura 4.24: cortes verticais de raio efetivo (μm) em fase gelo (A) e fase líquida (C) e conteúdo de água (mg/m^3) para fase gelo (B) e líquida (D), obtidos pelo produto 2B-CWC-RVOD do CloudSat. Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).69

Figura 4.25: Conteúdo integrado de água da nuvem do CloudSat e do MODIS na passagem sobre a região do estudo de caso, em 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).70

Figura 4.26: irradiância solar global em superfície simulada com dados de nuvem incorporados do CloudSat (pontos em azul) e do sensor MODIS (pontos em vermelho). Está acompanhado da diferença da grandeza entre os dois métodos utilizados (hastes em verde). Estão também ressaltadas as regiões da passagem que são discutidas no texto. Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).71

Figura 4.27: taxa de aquecimento radiativo no espectro solar utilizando o perfil vertical de hidrometeoros do CloudSat (gráfico superior) e utilizando propriedades de nuvem do MODIS (em que não há perfil vertical) (gráfico inferior). Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).71

Figura 4.28: Perfil vertical de raio efetivo do CloudSat e valor do altura do topo e raio efetivo da nuvem obtidos via MODIS sobre um ponto correspondente estudo de caso, em que havia apenas nuvem cirrus . As diferenças no raio efetivo justificam as divergências observadas nos resultados de transferência radiativa (figuras 4.26 e 4.27).72

Figura 4.29: Coeficiente de extinção (que permite identificar camadas de aerossol) e correspondente AOD sobre a região do estudo de caso na passagem de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).72

Lista de Tabelas

<i>Tabela 1.1: Resumo dos efeitos indiretos dos aerossóis sobre a radiação de onda curta em superfície e a precipitação. Adaptado de Foster et al. (2007).</i>	6
<i>Tabela 4.1: média das propriedades de nuvem em fase gelo para a Rebio (4 casos).</i>	31
<i>Tabela 4.2: média das propriedades de nuvem em fase líquida para a Rebio (19 casos).</i>	32
<i>Tabela 4.3: valores de erro absoluto médio referentes às simulações realizadas para o Experimento Humaitá 2012.</i>	51
<i>Tabela 4.4: erro absoluto médio (EAM) calculado a partir dos dados exibidos nos gráficos da figura 4.16. n é o número de pontos. Os resultados indicam que a introdução da AOD às simulações contribui para reduzir EAM.</i>	55
<i>Tabela 4.5: médias de propriedades de nuvens quentes e com topo abaixo do nível de 700 hPa realizadas sobre as regiões indicadas na figura 4.18 com base nos produtos do MODIS no período de agosto a outubro de 2007. Dados separados pelo ângulo zenital de observação.</i>	59
<i>Tabela 4.6: médias de algumas das propriedades de nuvem obtidas através do MODIS em passagens do Aqua nos dias 246, 261 e 266 de 2007 sobre a região de pastagem indicada na figura 4.18. Valores acompanham desvio padrão.</i>	65
<i>Tabela 4.7: médias de algumas das propriedades de nuvem obtidas através do MODIS em passagens do Aqua nos dias 246, 261 e 266 de 2007 sobre a região de floresta indicada na figura 4.18. Valores acompanham desvio padrão.</i>	65

1. Introdução

Um dos tópicos centrais na pesquisa científica atual consiste em esforços para a compreensão do papel de aerossóis e nuvens no clima. Nuvens, além de exercerem papel fundamental no ciclo hidrológico do planeta, constituem um dos principais moduladores no balanço radiativo da Terra. Já as partículas de aerossol podem influenciar o clima através de seu efeito radiativo direto, ou ainda através de efeitos indiretos, agindo como núcleo para formação de nuvens ou modificando suas propriedades ópticas e tempo de vida. Mas apesar de sua importância, esses constituintes estão envolvidos nos processos com menor conhecimento pela comunidade científica (Foster et al., 2007).

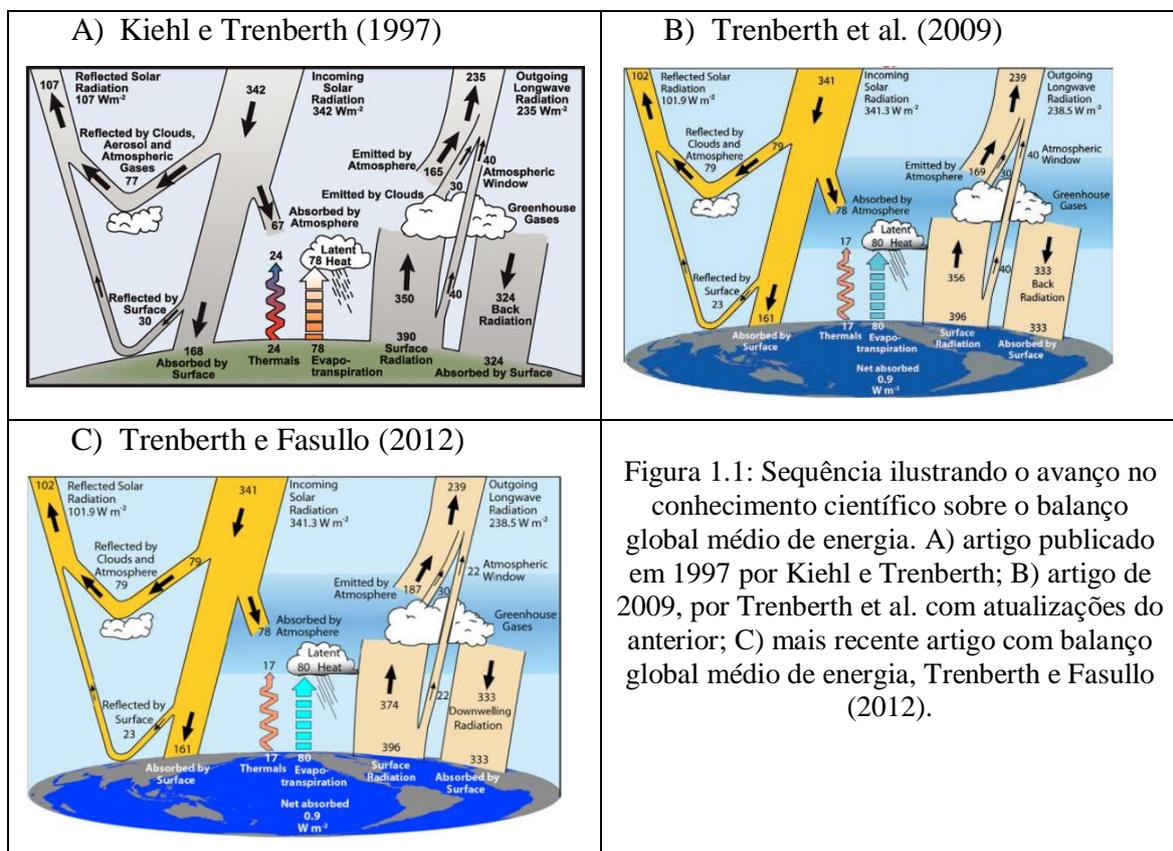


Figura 1.1: Sequência ilustrando o avanço no conhecimento científico sobre o balanço global médio de energia. A) artigo publicado em 1997 por Kiehl e Trenberth; B) artigo de 2009, por Trenberth et al. com atualizações do anterior; C) mais recente artigo com balanço global médio de energia, Trenberth e Fasullo (2012).

A radiação solar é a principal fonte externa de energia para o clima da Terra. É a partir dela que são gerados os movimentos na atmosfera do planeta. Em contrapartida, o planeta emite radiação no espectro terrestre para o espaço, de outro modo a Terra aqueceria indefinidamente. Para a estabilidade do clima, é necessário que haja um balanço entre radiação incidente e emergente no topo da atmosfera. Estudos nas últimas décadas têm avançado no sentido de compreender os detalhes desse balanço de energia. Prova disso são as modificações realizadas no balanço médio global de energia desde o artigo de Kiehl e Trenberth (1997), que pode ser visto na figura 1-A. Em 2009, Trenberth et al. publicaram

artigo revisando o balanço médio global com base em novas observações e análises (figura 1-B). Em 2012, Trenberth e Fasullo incorporaram ao balanço um novo resultado encontrado por Costa e Shine (2012) para radiação de onda longa emergente da superfície que chega ao topo (figura 1-C).

1.1 Caracterização de nuvens

Nesse cenário de busca por resultados mais precisos quanto aos detalhes do balanço radiativo, o aprimoramento na caracterização de nuvens desempenha papel-chave para a compreensão científica. Trenberth e Fasullo (2012) citaram que as medidas convencionais realizadas a partir de sensoriamento remoto passivo, amplamente empregadas nos estudos de clima, não são suficientes para a adequada representação dos efeitos de nuvens. Os autores comentaram ainda sobre a necessidade de mais missões como a CloudSat (Stephens et al., 2002) para essa finalidade.

Não é ao acaso que atenção especial tem sido dispensada às nuvens no estudo do clima. Nuvens cobrem regularmente mais de 50% do globo terrestre (Liou, 2002). E não é suficiente conhecer o tipo de nuvem para se determinar corretamente sua interação com a radiação. Parâmetros macrofísicos, como sua fração de cobertura e geometria, e microfísicos, como conteúdo de água líquida/gelo e distribuição de tamanho devem ser conhecidos. Para citar um exemplo, Kiehl (1994) mostrou que os efeitos radiativos calculados por modelos de clima apresentaram sensibilidade ao tamanho de gotículas de nuvem. Isso estava associado ao fato de tais modelos parametrizarem a profundidade óptica de nuvens usando o conteúdo integrado de água da nuvem e o raio efetivo de seus hidrometeoros. O autor mostrou que um aumento de 5 μm para 10 μm no raio efetivo de gotículas em simulações numéricas globais provocou aumento de 63 W/m^2 na absorção de radiação solar em superfície (o conteúdo integrado de água da nuvem foi mantido constante e a fração de cobertura de nuvens em 100%). Esse resultado evidencia a sensibilidade dos estudos de balanço radiativo a essa variável.

O conteúdo de água da nuvem também é uma variável crucial para se estabelecer uma relação entre propriedades hidrológicas e radiativas do sistema climático, especialmente com respeito a simulações numéricas, em que constitui uma das principais fontes de erro (Greenwald, 2007).

1.2 Sensoriamento remoto

Dado então que o balanço de energia é fortemente modulado por nuvens e aerossóis, medir e compreender tais elementos é essencial para a previsão de mudanças climáticas e validação de modelos globais de clima. Nesse processo, o advento de tecnologias de sensoriamento remoto tem auxiliado a responder diversas perguntas científicas, como: i. onde as nuvens estão presentes no globo?; ii. qual é sua dimensão?; iii. qual é sua fase termodinâmica?; iv. qual o seu raio efetivo?; v. qual é a sua profundidade óptica?, entre outras. Nesse sentido, o uso de satélites apresenta uma enorme vantagem, já que questões como essas podem ser agora exploradas em extensão global, visto que satélites de órbita polar são capazes de realizar observações em todas as partes do globo, inclusive sobre regiões remotas.

Atualmente, duas técnicas diferentes são usadas para a obtenção do conteúdo integrado de água de nuvem (CWP) através de sensores passivos a bordo de satélites: 1) sensores na faixa de microondas; 2) sensores ópticos. O método em microondas, como no caso do sensor *Tropical Rainfall Measuring Mission's (TRMM) Microwave Imager (TMI)*, baseia-se em medidas de temperatura de brilho efetuadas em várias frequências dessa região espectral. Sua aplicação é mais apropriada sobre superfícies oceânicas, cuja emissividade é menor em comparação com superfícies continentais, reduzindo possíveis ruídos na estimativa. O uso da técnica, entretanto, pode estender-se também sobre o continente. Pelo método óptico, como no caso do sensor MODIS, CWP é inferido a partir da profundidade óptica da nuvem e do raio efetivo de gotas, que são as variáveis estimadas diretamente. A inferência das duas últimas está fundamentada em medidas simultâneas de refletância solar em bandas absorvedoras e não-absorvedoras de radiação (Horváth e Davis, 2007).

Existem importantes limitações impostas pelos métodos acima descritos para a estimativa de propriedades microfísicas de nuvens, que serão discutidas ao longo do texto. Dentre algumas dessas fontes de artefatos estão o albedo de superfície (Platnick et al., 2003), o ângulo zenital de observação (Maddux et al., 2010), a profundidade óptica dos aerossóis (Brennan et al., 2005) e efeitos 3D (Varnai e Marshak, 2002; Vant-Hull et al., 2007; Yang e Di Girolamo, 2008).

Tendo em vista as limitações acima apresentadas, foi lançado em 2006 um satélite dedicado exclusivamente à representação quantitativa da estrutura vertical de nuvens em escala global, o CloudSat. Seu diferencial em relação aos demais consiste em dispor de um

radar operando na frequência de 94 GHz capaz de gerar detalhados perfis verticais. Com isso, tornou-se possível a caracterização de nuvens inclusive em situações até então pouco estudadas, como em casos de nuvens em multicamadas.

Métodos para estimativa de propriedades de nuvens a partir da superfície também vêm sendo desenvolvidos (Yin et al., 2011; Pfister et al., 2003; Seiz e Baltasvias, 2000). Além do uso operacional, tais sistemas também exercem papel fundamental na validação das técnicas de sensoriamento por satélites. Um desses métodos consiste em um sistema com câmera digital que tira fotos do céu com uma lente tipo olho de peixe. A partir dos valores digitais RGB (*Red, Green, Blue*, ou, em português, Vermelho, Verde, Azul) das fotos, pode-se desenvolver um algoritmo de processamento automático para estimativa de fração de cobertura de nuvens e potencialmente sua classificação (Long et al., 2006). Neste projeto foi desenvolvido um produto com essas características.

Um dos tipos de aplicação de dados coletados a partir de plataformas no espaço tem sido o estudo sobre a interação entre partículas de aerossol e nuvens (Ten Hoeve et al., 2011; Koren et al., 2008; Yu et al., 2007; Kaufman e Koren, 2006; Kaufman et al., 2005; Koren et al. 2004;). Uma ilustração dos efeitos conhecidos de aerossóis em nuvens pode ser vista na figura 1.2. Tais efeitos podem perturbar tanto o balanço global médio de energia, quanto o ciclo hidrológico global, induzindo alterações no sistema climático. A tabela 1.1, disponibilizada em Foster et al.(2007) mostra como (sinal da modificação) os efeitos indiretos dos aerossóis podem alterar o balanço de radiação de onda curta em superfície e a precipitação, e acompanha também uma indicação sobre a magnitude potencial e o conhecimento científico de cada um dos efeitos.

Alguns dos estudos citados no parágrafo anterior tiveram como foco de estudo a região amazônica (Ten Hoeve et al., 2011; Koren et al., 2008; Yu et al., 2007; Koren, 2004). Essa região tem como particularidade a maciça cobertura por nuvens ao longo de todo o ano, até mesmo na estação seca, quando ocorre a maior parte das queimadas (geralmente nos meses de agosto, setembro e outubro). E é nessa estação que foca a maior parte dos estudos de interação aerossol-nuvem, pois devido à frequente presença de sistemas estacionários de alta pressão sobre aquela região, os autores assumem que variações nas propriedades de nuvens apresentam baixa sensibilidade a sistemas meteorológicos. Ten Hoeve et al. (2011) sugeriram, entretanto, que a coluna de vapor d'água pode impactar nas relações aerossol-nuvem.

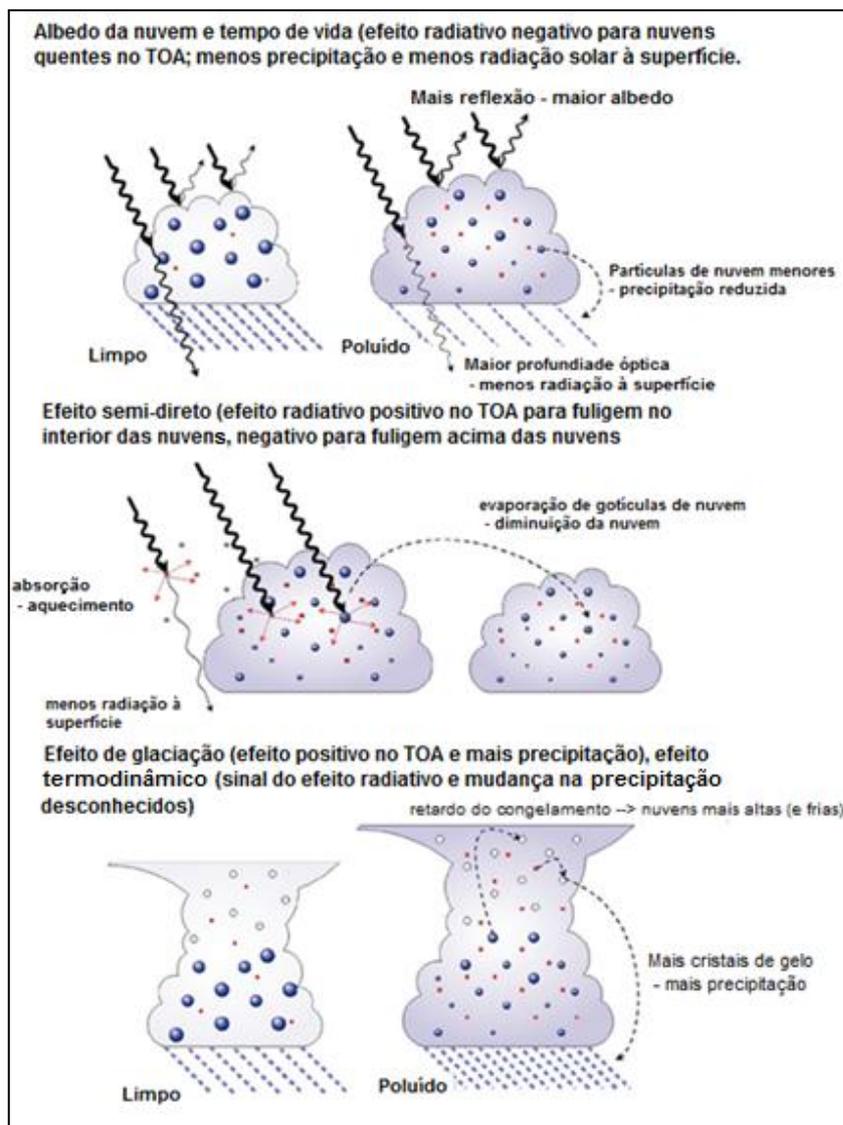


Figura 1.2: Ilustração dos efeitos indiretos de aerossóis em nuvens. Adaptado de Foster et al. (2007).

Tabela 1.1: Resumo dos efeitos indiretos dos aerossóis sobre a radiação de onda curta em superfície e a precipitação. Adaptado de Foster et al. (2007).

Efeito	Radiação de onda curta em superfície			Precipitação		
	Sinal da mudança	Magnitude potencial	Compreensão científica	Sinal da mudança	Magnitude potencial	Compreensão científica
Albedo da nuvem	Negativo	Médio	Baixa	n.a.	n.a.	n.a.
Tempo de vida da nuvem	Negativo	Médio	Muito Baixa	Negativo	Pequena	Muito Baixa
Semi-direto	Negativo	Grande	Muito Baixa	Negativo	Grande	Muito Baixa
Glaciação (indireto)	Positivo	Médio	Muito Baixa	Positivo	Médio	Muito Baixa
Termodinâmico	Positivo ou Negativo	Médio	Muito Baixa	Positivo ou Negativo	Médio	Muito Baixa

1.3 A região amazônica

Com precipitação média anual de 2.300 mm, a Bacia Amazônica é uma região da América do Sul limitada a oeste pela cordilheira dos Andes, a norte pelo Planalto das Guianas, a sul pelo Planalto Central do Brasil e a leste pelo oceano Atlântico. Os países que compõem a Amazônia continental são Brasil, Bolívia, Peru, Equador, Colômbia, Venezuela, República da Guiana, Suriname e Guiana Francesa. O governo do Brasil adotou como área de abrangência no país a chamada “Amazônia Legal”, que compreende os estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima, Tocantins e parte do estado do Maranhão, perfazendo uma área em torno de 5,2 milhões de quilômetros quadrados¹.

As fontes de aerossol predominantes na Bacia Amazônica são decorrentes de emissões naturais ou antrópicas da biosfera, em que se podem citar a queima de biomassa e partículas primárias emitidas pela flora local. Não obstante, outras fontes, como aerossóis secundários, emissões urbanas e transporte de outras regiões, também estão presentes, sendo as duas últimas mais destacadas durante a estação úmida, em que a queima de biomassa é uma fraca fonte (Martin et al., 2010).

Durante a estação úmida (dezembro a março), as partículas de aerossol são, em geral, rapidamente removidas da atmosfera por deposição úmida. Nessa época do ano a Amazônia constitui a região com as mais baixas concentrações de partículas na atmosfera encontradas no continente sul americano. A similaridade na concentração de partículas e na microfísica de nuvens nessa configuração com regiões remotas do oceano motivou a comunidade científica a denominá-la de “oceano verde” (Martin et al., 2010).

Com característica muito distinta da acima descrita, durante a estação seca (junho a setembro) uma vasta área da região amazônica é dominada por plumas de fumaça oriundas da queima de biomassa, em especial nas periferias da floresta, região conhecida também como arco do desmatamento (Martin et al., 2010). Os meses de abril e outubro são considerados de transição (Fisch et al., 1998).

Um dos principais sistemas atuantes sobre a Amazônia é a circulação de ventos alísios, responsável por transportar ar úmido do Atlântico para a região. A circulação é defletida para sudeste em decorrência da barreira imposta pela cordilheira dos Andes (Gandu e Geisler, 1991). Durante o verão austral, a baixa do Chaco está associada à intensa atividade convectiva sobre a Amazônia Central. É também a época do ano em que predomina a configuração de

¹ Dados da *Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM)*, 2013.

Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). E como consequência da forte liberação de calor latente proveniente da atividade convectiva, forma-se em altos níveis a Alta da Bolívia. Durante o inverno austral já não se observa a Alta da Bolívia, e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está situada mais ao norte, assim como o jato subtropical. Nessa configuração a Amazônia está sob domínio do ramo descendente da célula de Hadley, que inibe a atividade convectiva e caracteriza um período de estiagem naquela região. O avanço de sistemas frontais também apresenta importante papel meteorológico na região amazônica (Cavalcanti et al., 2009).

Apesar da abundância de estudos envolvendo aerossóis e nuvens na Amazônia, conforme discutido em item anterior, pouco tem sido explorado nesse campo em nível de pixel dos produtos de nuvens gerados a partir de medições por sensores a bordo de satélites. Além disso, em grande parte dos estudos a metodologia consistiu unicamente no uso de produtos de sensoriamento remoto do espaço, tanto para obtenção de informações de propriedades dos aerossóis quanto de nuvens. Neste contexto, no próximo subitem são apresentados os objetivos deste trabalho.

1.4 Objetivos do trabalho

i. Realizar uma comparação entre simulações e medidas de irradiância em superfície considerando o efeito simultâneo de aerossóis e nuvens na região amazônica sob três regimes distintos de carga de aerossóis: baixa (estação úmida), moderada (estação seca) e extrema (estação seca), utilizando para isso dados coletados durante três campanhas experimentais;

iii. Efetuar estudos de sensibilidade sobre irradiância em superfície e a taxa de aquecimento radiativo na atmosfera no espectro solar na presença de aerossóis e nuvens, com o auxílio de um código de transferência radiativa;

iii. Discutir as limitações e investigar os fatores que podem conduzir a resultados artificiais dos produtos de nuvens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS);

iv. Como atividade complementar, desenvolver um algoritmo de pós-processamento automático de fotos tiradas do céu com uma câmera com lente do tipo olho de peixe para estimativa da fração de cobertura de nuvens.

2. Fundamentação teórica

Nesta seção é apresentada uma formulação básica para auxiliar o leitor na compreensão e familiarização de conceitos abordados nos capítulos subsequentes. Petty (2006) contém a maior parte das expressões e conceitos aqui apresentados. O leitor receberá indicações sobre referências com abordagem mais completa ao longo da leitura, caso julgue necessária tal consulta.

2.1 Definições de quantidades radiativas

A taxa de transferência de energia por radiação eletromagnética é denominada fluxo radiativo. Pode ser representado pela expressão 1 e tem unidade de energia por tempo ([W], no SI).

$$F = \frac{dQ}{dt} \quad (1)$$

O fluxo radiativo por unidade de área sobre uma superfície horizontal é por sua vez denominado irradiância e pode ser denotado pela expressão 2.

$$E = \frac{dQ}{dt dA} \quad (2)$$

A irradiância por intervalo de comprimento de onda é chamada de irradiância monocromática. Esta variável tem unidade de $W/m^2 \cdot \mu m$ e é representada pela expressão 3.

$$E_\lambda = \frac{dQ}{dt dA d\lambda} \quad (3)$$

Em geral, a irradiância incidente sobre um elemento de superfície pode consistir de contribuições advindas de uma infinidade de direções. Para determinadas aplicações é necessário identificar a parte da irradiância vinda de direções dentro de um arco infinitesimal de ângulo sólido $d\Omega$. Essa quantidade é denominada radiância e é a medida primária realizada por sensores a bordo de satélites. Pode ser denotada pela expressão 4.

$$I = \frac{dQ}{dt dA d\lambda d\Omega} \quad (4)$$

2.2 Atmosfera plano paralela

Em todas as simulações realizadas neste projeto a atmosfera foi considerada plano-paralela. Nesta aproximação, assume-se a hipótese de que as variações verticais de propriedades da atmosfera são muito maiores que as variações horizontais e, dessa forma, são consideradas constantes em uma mesma camada. Embora a atmosfera em muitas situações não satisfaça essa condição de homogeneidade horizontal, particularmente na presença de nuvens, a maior parte das soluções analíticas e aproximações à equação de transferência radiativa com espalhamento se restringe a uma atmosfera plano paralela.

Existem algumas abordagens que buscam tornar a aproximação mais realística na presença de nuvens. Uma delas é a *Independent Pixel Approximation* (IPA, ou Aproximação de Pixel Independente, em tradução livre para o português). Nessa aproximação, a ETR é resolvida duas vezes, uma em situação com 100% de nuvens e outra sem nuvens. O resultado final é a soma das duas, ponderada pela fração de cobertura de nuvens. A aproximação IPA foi adotada nas simulações de transferência radiativa deste projeto.

2.3 Interação da radiação com a atmosfera

Um feixe de radiação pode ser atenuado na atmosfera pelos processos de absorção e espalhamento. No primeiro, a energia eletromagnética é convertida em outras formas de energia. Já no processo de espalhamento, o feixe é redirecionado de sua direção original de propagação. Esses dois processos juntos são denominados *extinção*.

A atmosfera é composta majoritariamente por N_2 e O_2 (99% da atmosfera seca), que participam em importantes processos radiativos, mas apresentam pouca variabilidade espaço-temporal. Por outro lado, gases traço (como vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio), partículas de aerossol e hidrometeoros de nuvens (gotículas e cristais de gelo) são relevantes constituintes no estudo de transferência radiativa na atmosfera e, não obstante, apresentam considerável variabilidade espaço-temporal e, dessa forma, constituem um desafio para a representação numérica em estudos de radiação.

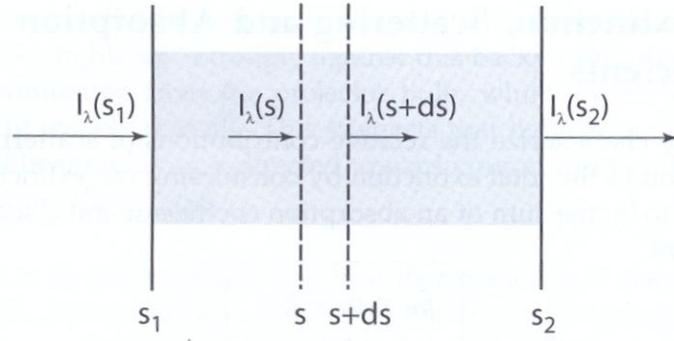


Figura 2.1: Ilustração da atenuação de radiação em uma camada infinitesimal ds da atmosfera. Mais detalhes no texto

Consideremos um meio opticamente ativo no qual a extinção sobre um caminho infinitesimal ds seja representada por um *coeficiente de extinção* $\beta_e(\lambda, s)$, em um comprimento de onda λ . E que, além disso, ds seja pequeno o suficiente para que $\beta_e(\lambda, s)$ possa ser considerado constante em ds . Nesse caso a radiação atenuada ao longo de ds pode ser descrita por:

$$dI_\lambda \equiv I_\lambda(s + ds) - I_\lambda(s) = -I_\lambda(s)\beta_e(s)ds \quad (5)$$

A expressão 5 pode ser reescrita na forma:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} \equiv d\ln I_\lambda = -\beta_e ds \quad (6)$$

Integrando sobre um caminho óptico de s_1 a s_2 , obtém-se a forma da Lei de Beer.

$$I_\lambda(s_2) = I_\lambda(s_1)\exp\left[-\int_{s_1}^{s_2}\beta_e(s)ds\right] \quad (7)$$

A integral na exponencial é denominada espessura óptica entre s_1 e s_2 . A espessura óptica pode ser convenientemente escrita em termos do eixo vertical z , situação em que passa a ser denominada profundidade óptica e representada por

$$\tau(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2}\beta_e(z)dz \quad (8)$$

A primeira questão que ocorre é, então, como determinar o coeficiente de extinção β_e .

A seguir serão apresentadas algumas definições válidas para casos gerais (partículas com tamanho constante) em problemas de transferência radiativa.

O coeficiente de extinção β_e é proporcional à densidade numérica de partículas através de um coeficiente de proporcionalidade σ_e , denominado seção de choque (expressão 9).

$$\beta_e = \sigma_e N \quad (9)$$

A seção de choque é, por sua vez, o produto da área da seção da partícula (A) por um fator de eficiência de extinção Q_e . É dada por:

$$\sigma_e \equiv A Q_e \quad (10)$$

A contribuição de espalhamento e absorção com relação à extinção total pode ser separada entre coeficientes de absorção (β_a) e espalhamento (β_e).

$$\beta_e = \beta_a + \beta_s \quad (11)$$

A importância relativa entre os processos de absorção e espalhamento é frequentemente descrita em termos do albedo simples:

$$\tilde{\omega} = \frac{\beta_s}{\beta_e} = \frac{\beta_s}{\beta_a + \beta_s} \quad (12).$$

2.4 Absorção e espalhamento por partículas

Uma importante grandeza para a compreensão de processos radiativos é o índice complexo de refração (m). Essa quantidade é composta de uma parte real (m_r), que está associada com a velocidade de fase da radiação em um meio e se relaciona com a descrição dos processos de espalhamento, e de uma parte imaginária (m_i), ligada à capacidade de absorção de radiação no meio. O índice complexo de refração é uma função do comprimento de onda da radiação. A figura 2.2 ilustra as partes real e imaginária do índice complexo de refração da água e do gelo.

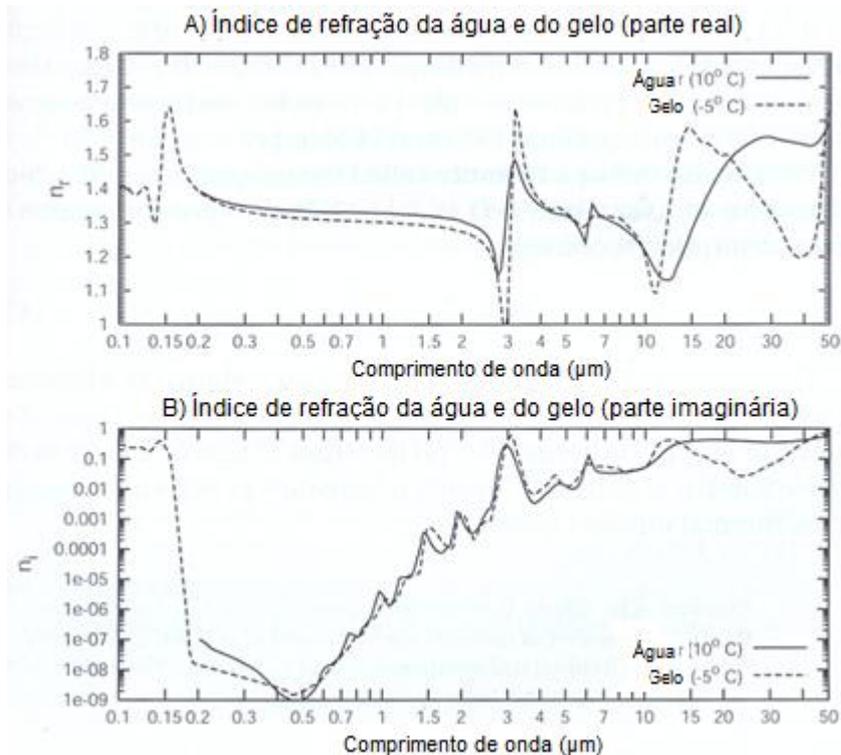


Figura 2.2: Índice complexo de refração da água e do gelo em seus componentes real (a) e imaginário (b). Adaptado de Petty (2006).

Mas somente m não é suficiente para representar a interação entre um constituinte com a radiação. A relação entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da radiação é de crucial importância tanto para caracterização de suas propriedades ópticas quanto para a escolha do método apropriado para calculá-las. Usa-se para isso o parâmetro de tamanho x , definido como em 13.

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (13)$$

Para o espalhamento de radiação, o tamanho da partícula é uma das mais importantes de suas características. O método de abordagem para tratar o espalhamento depende do parâmetro de tamanho. A figura 2.3 é útil para identificar qual método escolher com base no comprimento de onda e no tamanho da partícula. O espalhamento Rayleigh é aplicável a partículas muito pequenas e orientadas aleatoriamente. Já a teoria Mie pode ser empregada para resolver propriedades de partículas esféricas de tamanho arbitrário. Com essas duas formulações é possível resolver grande parte dos problemas encontrados na transferência radiativa na atmosfera.

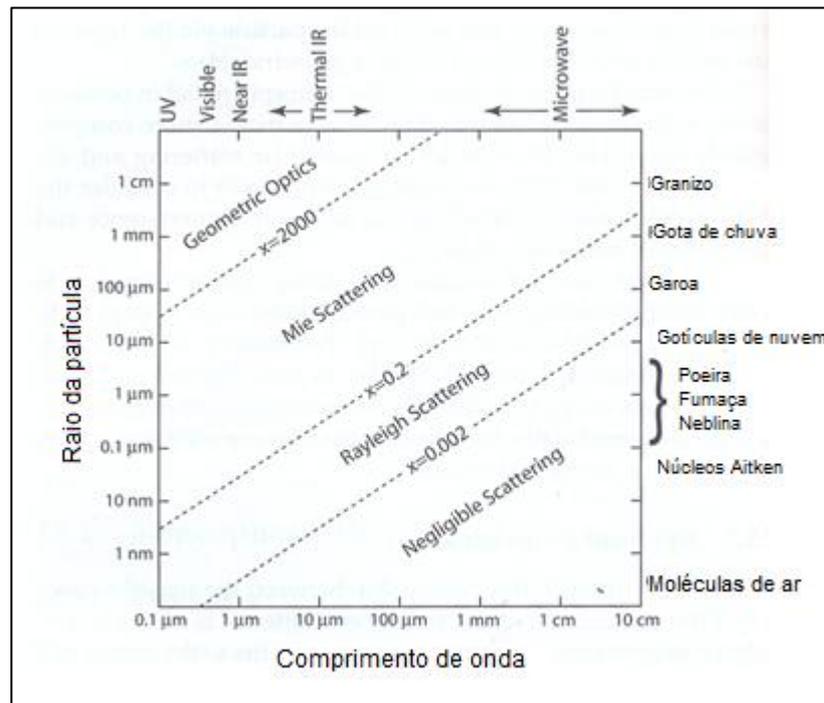


Figura 2.3: Relação entre raio de uma partícula e comprimento de onda da radiação para definir o regime de espalhamento aplicável. O eixo vertical direito mostra o tipo constituinte associado com os tamanhos de partícula exibidos. Adaptado de Petty (2006).

2.5 Teoria Mie

Está fora do escopo deste trabalho apresentar derivações detalhadas sobre a teoria Mie. Para isso, o leitor é convidado a consultar Bohren e Huffman (1983). Em poucas palavras, as

equações de Maxwell são usadas para derivar uma equação de onda para radiação eletromagnética no espaço tridimensional, em coordenadas esféricas, com apropriadas condições de fronteira na superfície de uma esfera. O resultado é uma equação diferencial parcial separável, em que a solução é expressa por séries infinitas. Ao fim do processo, obtêm-se os fatores de eficiência de espalhamento Q_s e extinção Q_e expressos em função de x e m . Uma expressão para a distribuição angular da intensidade de luz espalhada também é obtida, e é denominada função de fase $P(\Theta)$.

Como a solução depende de uma série infinita, naturalmente é necessário truncá-la em um determinado número de termos. A função de fase é decomposta em polinômios de Legendre, como indicado na expressão 14.

$$P(\cos\theta) = \sum_{l=0}^{2N-1} (2l+1)g_l P_l(\cos\theta) \quad (14)$$

Onde θ é o ângulo de espalhamento² e o coeficiente de ordem j da expansão é dado por

$$g_j = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_j(\cos\theta) P(\cos\theta) d(\cos\theta). \quad (15)$$

2.6 Espalhamento Rayleigh

Esta abordagem é apropriada para a descrição de espalhamento molecular no espectro solar, em que o tamanho da partícula é muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente. Sua função de fase tem uma representação simples, que está exibida na expressão 16.

$$P_R \cos(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2\theta) \quad (16)$$

A profundidade óptica no regime Rayleigh apresenta forte dependência espectral:

$$\tau_R(\lambda, z') = \int_{\infty}^{z'} \beta_R(\lambda, z'') dz'' \rightarrow \tau_R(\lambda) \propto \frac{1}{\lambda^4} \quad (17)$$

2.7 Caracterização de nuvens

Uma maneira de incorporar o papel das nuvens em um código de transferência radiativa é através de dois parâmetros que serão definidos a seguir (Liou, 2002): i. conteúdo integrado de água (eq. 18). ii. raio efetivo (eq. 19).

² $\cos\Theta = \cos\theta\cos\theta_0 + \sin\theta\sin\theta_0\cos(\phi-\phi_0)$. Onde θ e ϕ são os ângulos zenital e azimutal de emergência, e θ_0 e ϕ_0 os ângulos zenital e azimutal de incidência.

$$LWP = \int_{base}^{topo} w(z) dz \quad (18)$$

$$r_{eff} = \frac{\int r^3 n_g(r) dr}{\int r^2 n_g(r) dr} \quad (19)$$

Onde *base* e *topo* indicam a altura da base e do topo da nuvem, respectivamente. n_g é a distribuição numérica de gotículas, e ρ a densidade do hidrometeoro, w é o conteúdo de água da nuvem e é dado por:

$$w = \frac{4\pi}{3} \rho \int r^3 n_g(r) dr \quad (20)$$

Reunindo as expressões acima e considerando que o fator de eficiência Q assume o valor assintótico de 2 para nuvens no espectro solar (devido à baixa dependência espectral), obtém-se a profundidade óptica da nuvem nessa região espectral:

$$\tau_{nuvem} = \frac{3}{2\rho} \frac{LWP}{r_{eff}} \quad (21)$$

2.8 Equação Geral de Transferência Radiativa

A seguir será apresentada a formulação da equação geral de transferência radiativa sem polarização e para atmosfera plano-paralela, a mesma utilizada pelo esquema numérico de solução selecionado para as simulações deste trabalho, o *Discrete Ordinate Radiative Transfer* (DISORT) (Stamnes et al., 2000).

A forma geral da ETR considera todos os processos de interação da radiação com os constituintes atmosféricos: os processos de remoção por absorção, espalhamento simples e espalhamento múltiplo, o processo de adição através de espalhamento múltiplo e emissão. Sua forma para radiância difusa monocromática é dada pela equação 22³.

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau, \mu, \varphi) - J(\tau, \mu, \varphi) \quad (22)$$

Onde $J(\tau, \mu, \varphi)$ é conhecida como função fonte de emissão e espalhamento e é dada por 23⁴.

$$\begin{aligned} J(\tau, \mu, \varphi) = & (1 - \tilde{\omega}(\tau))B + \\ & + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\tau, \mu, \varphi; \mu', \varphi') I(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' + \\ & + \frac{\tilde{\omega}(\tau)}{4\pi} I_0 P(\tau, \mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0} \end{aligned} \quad (23)$$

O primeiro termo da expressão 23 é referente à emissão térmica e é calculado com base na função de Planck (B). O segundo termo está associado com espalhamento múltiplo,

³ A indicação de dependência com o comprimento de onda λ nas expressões foi omitida por simplicidade

⁴ $\mu = \cos\theta$

onde $\tilde{\omega}$ é o albedo simples e P é a função de fase. O terceiro termo é referente ao espalhamento simples do feixe direto, proveniente da orientação do sol $(-\mu_0, \varphi_0)$.

A radiância espectral total é obtida pela soma do componente difuso (eq. 22) com o componente direto da radiância, obtido através da Lei de Beer (forma da expressão 7).

O método DISORT consiste em separar a dependência angular em φ da equação 22, transformando-a em um conjunto de equações integro-diferenciais, cujas soluções são obtidas aplicando-se a aproximação de quadratura Gaussiana no operador integral. O resultado é um sistema de N equações diferenciais ordinárias. Nesse caso, diz-se que é uma aproximação de $2N$ fluxos. Para obter uma solução analítica desse sistema de equações, é necessário assumir que o meio de propagação é constituído de camadas homogêneas e adjacentes. O albedo simples e a função de fase são considerados constantes em cada camada (Stamnes et al., 2000).

As irradiâncias ascendente (eq. 24) e descendente (eq. 25) podem ser descritas para um nível vertical τ da atmosfera pelas seguintes expressões:

$$E^\uparrow(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu I(\tau, +\mu, \varphi) d\mu' d\varphi' \quad (24)$$

$$E^\downarrow(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu I(\tau, -\mu, \varphi) d\mu' d\varphi' + \mu_0 I_0 e^{-\tau/\mu_0} \quad (25)$$

2.9 Taxa de aquecimento radiativo

Vamos agora definir a irradiância líquida em um nível τ da atmosfera como:

$$E^{liq}(\tau) = E^\uparrow(\tau) - E^\downarrow(\tau) \quad (26)$$

$E^{liq}(\tau)$ pode ser interpretada como a taxa na qual a energia deixa o topo de uma camada.

Consideremos agora uma fina camada Δz da atmosfera, com base em z e topo em $z+\Delta z$. Além disso, consideremos as irradiâncias $E^{liq}(z)$ e $E^{liq}(z + \Delta z)$, correspondentes a esses dois níveis. Se as duas quantidades forem iguais, então a camada Δz não sofrerá alterações de energia. Caso contrário, haverá ganho ou perda de energia. Esse desequilíbrio é comumente representado em termos da *taxa de aquecimento radiativo*.

$$H \equiv -\frac{1}{\rho(z)C_p} \frac{\partial E^{liq}}{\partial z} \quad (27)$$

Onde $\rho(z)$ é a densidade da atmosfera à altitude z e C_p é o calor específico a pressão constante.

3. Materiais e métodos

3.1 Modelos ópticos de aerossol

Os modelos ópticos de aerossol utilizados neste trabalho foram propostos por Rosário, (2011) e são baseados em intervalos de albedo simples ($\tilde{\omega}_\lambda$), com um modelo de aerossol mais espalhador ($\tilde{\omega}_{550} = 0,95$) de radiação, um moderadamente absorvedor ($\tilde{\omega}_{550} = 0,93$) e um mais absorvedor ($\omega_{550} = 0,90$). O autor gerou tais modelos com base em dados da *Aerosol Robotic Network* (AERONET), coordenada pela *National Aeronautic Spacial Agency* (NASA) (Holben et al., 1998).

3.2 Produtos de nuvens do MODIS

O *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é um dos sensores a bordo dos satélites Terra (lançado em 1999) e Aqua (lançado em 2002) e que dispõe de 36 canais entre 0,415 e 14,235 μm (King et al., 2003). Sua escolha como base para estimativa de propriedades microfísicas de nuvens neste trabalho foi feita por constituir-se no estado da arte na inferência unidimensional de profundidade óptica e raio efetivo (Horváth e Davis, 2007).

As variáveis utilizadas foram (em parênteses aparece a abreviação adotada ao longo do texto e a resolução espacial): pressão ao topo da nuvem (CTP, 5 km), temperatura ao topo da nuvem (CTT, 5 km), conteúdo integrado de água na nuvem (CWP, 1 km), fração de cobertura de nuvens (CF, 5 km), fase termodinâmica da nuvem (CPH, 1 km), profundidade óptica da nuvem (COD, 1 km) e raio efetivo das gotículas/cristais de nuvem (CER, 1 km).

A máscara de nuvens do MODIS serve como *input* primário para os demais produtos. Sua resolução espacial é de 1 km e prioriza a atmosfera como limpa, ou seja, o algoritmo só interpreta um pixel como nublado se depois de todos os testes apresentar probabilidade muito alta de que esteja nublado (Platnick, 2003).

As propriedades de topo de nuvem (pressão ao topo, temperatura ao topo e emissividade) e fração de nuvens são geradas pelo método *CO₂ slicing* que avalia a razão entre valores de radiância em inúmeras bandas do MODIS em torno da região de absorção do CO₂, em 15 μm (Platnick, 2003).

A fase da nuvem é produzida por um método biespectral e baseia-se no contraste dos efeitos de gotas líquidas e cristais de gelo na temperatura de brilho nas bandas 8,52 e 11 μm (Platnick, 2003).

A profundidade óptica e o raio efetivo são gerados a partir de medidas de refletância da nuvem em diversas bandas no espectro solar através de uma combinação de canais com absorção (1,6, 2,1 e 3,7 μm) e sem absorção (0,65 μm , para píxeis sobre superfície continental) por água. O conteúdo integrado de água (líquida ou gelo) da nuvem não é gerado, é obtido a partir da profundidade óptica e do raio efetivo (vide expressão 21 no item 2). Nessa relação, ρ representa a densidade da água ou gelo, que valem 1,00 g/cm^3 e 0,93 g/cm^3 no processamento do MODIS.

O raio efetivo derivado a partir do MODIS vem sendo alvo de discussões por conta de influências causadas pela sensibilidade à heterogeneidade vertical do tamanho de gotículas ou pela ocorrência de precipitação (Nakajima et al., 2010). Há a possibilidade de gerar três valores distintos de raio efetivo de acordo com a banda usada para tanto: reff (1,6 μm), reff (2,1 μm) e reff (3,7 μm) e diferenças significativas entre eles foram observadas. O canal em 3,7 μm se mostrou mais sensível a prover informações do topo das nuvens, ao passo que os canais 1,6 μm e 2,1 μm se mostraram sensíveis a regiões mais profundas da nuvem, o que faz com que reff (3,7 μm) seja, em geral, menor com relação aos demais canais (Nakajima et al., 2010). Isso se explica pelo fato de a absorção de radiação por água e gelo na banda de 3,7 μm ser maior em relação às demais.

Existe ainda a discussão de casos em que há nuvens em multicamadas, já que o algoritmo considera apenas uma fase termodinâmica e, comumente pode haver casos em que haja uma nuvem *cirrus* sobre uma nuvem *cumulus* ou haja nuvens mistas. Uma árvore de decisão lógica foi implementada ao algoritmo para tratar desse caso, que depende do tipo de ecossistema da superfície (Platnick, 2003).

3.3 Dados do CloudSat

Uma das principais razões das discrepâncias entre modelos de previsão climática a respeito do aumento na temperatura global se origina nas diferentes maneiras de especificar a distribuição vertical de nuvens, o que afeta também a precipitação prevista pelos modelos (Stephens *et al.*, 2002). Esses exemplos justificam a importância do lançamento de um satélite com o objetivo de melhorar a representação quantitativa da estrutura vertical de nuvens, como o CloudSat.

Dos produtos oferecidos pelo CloudSat, para este projeto foram de interesse primário os produtos 2B-CWC-RO e 2B-CWC-RVOD, que geram detalhados perfis verticais de raio

efetivo e conteúdo de água. A diferença entre os dois produtos consiste nas medidas usadas pelo algoritmo. O produto 2B-CWC-RO baseia-se nas medidas de refletividade do radar. O produto 2B-CWC-RVOD fundamenta-se em medidas de refletividade do radar e em estimativas de profundidade óptica no visível (obtidas do produto 2B-TAU), o que em tese deve produzir resultados mais acurados (Stephens *et al.*, 2008).

O embasamento teórico do algoritmo para a fase líquida assume a distribuição de tamanho de gotas como lognormal e uma estimativa inicial para a densidade numérica de gotículas, o raio médio das gotículas e seu desvio padrão (Austin e Stephens, 2001). A figura 3.1 apresenta um fluxograma ilustrando o funcionamento do algoritmo do produto 2B-CWC-RO.

A confiabilidade da saída dos produtos está sujeita à restrição imposta de distribuição lognormal para a fase líquida. Desvios dessa hipótese podem ocorrer, por exemplo, em nuvens com precipitação, por conta da sensibilidade do radar a hidrometeoros precipitantes (Austin e Stephen, 2001).

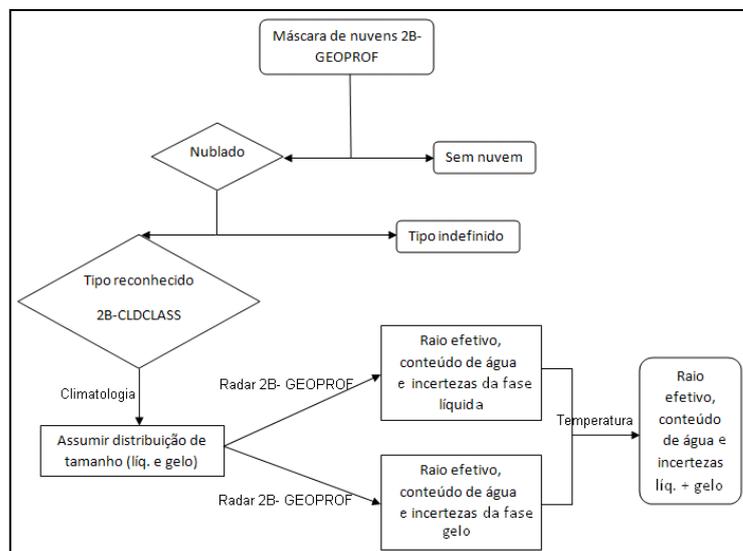


Figura 3.1: fluxograma ilustrando o funcionamento do algoritmo do produto 2B-CWC-RO do satélite CloudSat. Outros produtos do satélite usados no processo também são indicados.

3.4 Código de transferência radiativa - libRadtran

As simulações numéricas foram realizadas com o código de transferência radiativa libRadtran (Mayer e Killing, 2005). Esse código, baseado no método das ordenadas discretas,

permite o cálculo de irradiâncias ascendentes e descendentes em diferentes regiões espectrais e em distintos níveis de altitude, bem como estimativas de taxa de aquecimento radiativo.

Nos subitens a seguir são apresentadas características das etapas necessárias para produzir uma simulação no libRadtran.

3.4.1 Representação da atmosfera

A descrição da atmosfera requer um arquivo contendo os perfis verticais de temperatura, densidade do ar e as concentrações de ozônio, oxigênio, vapor d'água, dióxido de carbono e dióxido de nitrogênio. O libRadtran dispõe de seis perfis padrão de atmosfera em sua biblioteca: verão de latitude média, inverno de latitude média, verão subártico, inverno subártico, tropical e padrão Estados Unidos. O usuário pode também combinar o uso de um perfil da biblioteca com valores diferentes para o conteúdo integrado dos constituintes específicos (como O₃ ou CO₂) ou mesmo definir seu próprio perfil atmosférico, com a restrição de que a atmosfera esteja em equilíbrio hidrostático (Mayer e Killing, 2005). Neste trabalho foi utilizado o perfil tropical em todas as simulações.

3.4.2 Absorção molecular

Quatro métodos estão disponíveis para levar em conta a absorção molecular: cálculo espectralmente resolvido, *line-by-line*, aproximação k-correlacionada e cálculo pseudo-espectral.

O cálculo espectralmente resolvido é adequado para regiões espectrais com bandas de absorção largas, como no UV e visível, onde um intervalo de 1nm pode ser suficiente para resolver as variações espectrais. Para regiões com intensa variação de absorção espectral, como no infravermelho, a solução mais realística é obtida através do método *line-by-line*, que demanda, no entanto, muito tempo computacional (Mayer e Killing, 2005).

O método k-correlacionado aproxima a absorção em uma região espectral pelo cálculo em bandas e sub-bandas chave, reduzindo o número de vezes em que é resolvida a equação de transferência radiativa. É apropriado para usuários interessados em valores integrados em largas regiões espectrais (espectro solar, espectro terrestre). Os esquemas do método k-correlacionado mais usados são: **kato2** (Kato *et al.*, 1999) e **Fu** (Fu e Liou, 1992, 1993).

O método pseudo-espectral é uma degradação espectral de cálculos feitos pelo método *line-by-line*, por isso tem a vantagem de menor tempo computacional. Essa é a parametrização desenvolvida por Ricchiazzi et al. (1998) para o código de transferência radiativa SBDART/LOWTRAN. Seu uso, assim como o método *k*-correlacionado, é recomendado em cálculos em regiões espectrais largas.

O padrão nas simulações deste trabalho foi o uso do método *k*-correlacionado de Kato et al. (1999).

3.4.3 Representação de aerossóis

A caracterização de aerossóis requer a determinação de um modelo óptico de aerossol, ou seja, seu coeficiente de extinção, albedo simples, fator de assimetria e coeficientes de Legendre para geração da função de fase aproximada. Como mencionado anteriormente, os modelos de aerossol usados neste projeto para simulações na região amazônica foram obtidos de Rosário (2011).

3.4.4 Representação das nuvens

As propriedades radiativas de nuvens são função do perfil vertical do conteúdo de água (líquida e gelo) e da distribuição de tamanho das partículas de nuvem, que é em geral representada pelo raio efetivo (eq. 19).

A tradução de propriedades microfísicas das nuvens em propriedades ópticas no código de transferência radiativa é feita através de parametrizações ou tabelas pré-calculadas através da teoria Mie, cuja aplicação se restringe a partículas esféricas. Além do raio efetivo, algumas parametrizações permitem que seja escolhida a forma do cristal de gelo.

No presente trabalho, para a fase gelo foi usada a parametrização de Yang (Yang et al., 2000) que usa função dupla de Henyey-Greenstein, que representa melhor os picos frontal e traseiro do espalhamento. Tem cobertura espectral de 0,2 a 5,0 μm . Permite cristais nos formatos: coluna maciça, coluna oca, agregado, rosette-4, rosette-6 e lâmina. Para a fase líquida foi mantida a parametrização de Hu (Hu e Stamnes, 1993), que é a parametrização padrão do libRadtran e é adequada para cálculos de irradiância.

3.4.5 Solução da Equação de Transferência Radiativa

Neste trabalho, foi usado o método de solução DISORT (Kylling et al., 1995). Esse é um método unidimensional que aproxima a atmosfera como plano paralela. Uma breve descrição do método foi apresentada no item 2.6.

3.4.6 Arquivo solar

Para todas as aplicações em que são feitas simulações de radiação no espectro solar, é de fundamental importância o conhecimento preciso do fluxo extraterrestre de radiação incidente no topo da atmosfera. Neste trabalho, todas as simulações foram feitas usando os dados *New Guey* da biblioteca do libRadtran, proposto por Gueymard (2004). Essa biblioteca abrange o intervalo espectral de 0 a 1000 μm e foi desenvolvida usando mais de 24 anos de medidas de satélite. Sua incerteza está estimada em 0,1 %.

3.4.7 Albedo de superfície

Para o albedo de superfície foi utilizada a biblioteca do *International Geosphere-Biosphere Program* (Belward e Loveland, 1996), que já vem instalada no pacote do libRadtran. As simulações para o *Experimento ATTO 2012* e *Experimento Rebio 2007*, bem como nas simulações dos testes de sensibilidade, foram efetuadas considerando superfície *Evergreen Broad Forest*. Para o *Experimento Humaitá 2012*, foi atribuída superfície *Urban*.

3.5 Dados experimentais de superfície

Neste projeto foram utilizados dados de medidas em superfície realizadas durante três experimentos realizados na região da Amazônia: i. *Experimento ATTO 2012*, realizado em 2012, durante a estação úmida, nas proximidades de Balbina, AM, na Amazônia central ($-2,150^\circ$; $-59,005^\circ$); ii. *Experimento Humaitá 2012*, realizado em 2012, durante a estação seca, na cidade de Humaitá, AM, no sul da Amazônia ($-7,456^\circ$; $-63,228^\circ$); iii. *Experimento Rebio 2007*, realizado em 2007, durante a estação seca, na Reserva Biológica do Jaru, RO, no sul da Amazônia ($-10,146^\circ$; $-61,908^\circ$). A localização de cada um desses sítios experimentais está indicada na figura 3.2.

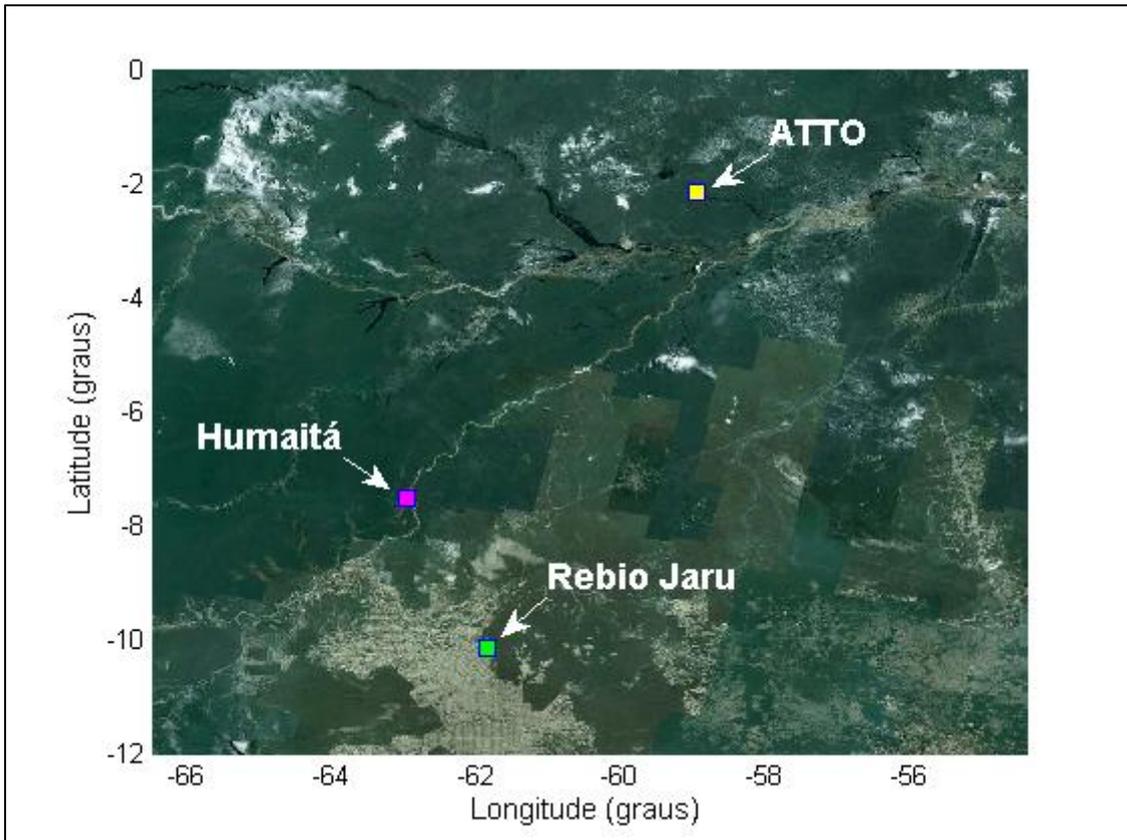


Figura 3.2: Mapa ilustrando a localização dos sítios experimentais de onde foram utilizados dados medidos em superfície. Imagens de TerraMetrics (2013), Dados cartográficos de 2013 Google (2013), MapLink.

O fator de interesse na avaliação de dados desses três experimentos consiste na natureza distinta de cada um deles. O Experimento Rebio 2007 caracterizou-se por valores extremos de profundidade óptica do aerossol (AOD), já o Experimento ATTO 2012 compreendeu um período de atmosfera limpa. O Experimento Humaitá 2012, situado em local diretamente afetado por queimadas, apresentou, por sua vez, valores moderados de AOD. Isso permitiu um estudo exploratório com respeito ao efeito radiativo conjunto de aerossóis e nuvens.

Durante os experimentos, medições de irradiância solar em superfície foram efetuadas com o *Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer* (MFRSR) manufaturado pela Yes Inc. e na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) com sensores PAR, modelo SKE 510, da Skye Instruments. O MFRSR também efetuou medições de irradiância global e difusa em bandas estreitas, nos canais de 415, 670, 870 e 1036 nm, que posteriormente foram utilizadas para determinar a AOD nesses canais, particularmente para o *Experimento Rebio 2007*, que ocorreu na estação seca, em que predominaram as emissões por queimadas e os valores de AOD foram significativos.

As medidas de irradiância incidente em superfície em banda larga foram feitas com distintos instrumentos para cada campanha. Dessa forma, há diferenças no intervalo espectral, que naturalmente foram levadas em conta nas simulações.

Os sensores utilizados para comparação com as observações e seus respectivos intervalos espectrais de funcionamento foram:

- *Experimento ATTO 2012*: três sensores PAR da Skye Instruments (400 – 700 nm);
- *Experimento Humaitá 2012*: um MFRSR do fabricante Yes Inc. (300 – 2700 nm);
- *Experimento Rebio 2007*: três sensores PAR da Skye Instruments (400 – 700 nm).

Durante o *Experimento ATTO 2012* e *Experimento Humaitá 2012* também foi utilizado um sistema de câmera para o estudo fotogramétrico de nuvens, conforme detalhado na seção 3.6, a seguir.

3.6 Sistema fotogramétrico

Com o uso de uma câmera digital modelo Canon 7D e uma lente tipo olho de peixe modelo Sigma 4.5 mm 1:2.8 foi criado um sistema automático para tirar fotos do céu a cada minuto usando a técnica HDR (High Dynamic Range). Com a técnica HDR, foram tiradas fotos de uma mesma cena com diferentes níveis de exposição à luz e em seguida feito um pós-processamento com *software* específico para agrupá-las, produzindo como resultado uma única foto com feições mais realçadas.

A câmera foi usada em conjunto com um *Sun Tracker*, modelo STR-22, manufaturado pela Eko Instruments. O instrumento bloqueia a lente da câmera da incidência de radiação direta do sol, impedindo assim que a foto fique saturada. A câmera permaneceu dentro de uma caixa plástica com sistema de ventilação e revestida com isopor e por papel aluminizado para evitar superaquecimento. A parte da lente fica protegida por um domo de vidro apropriado para essa finalidade.

Foi desenvolvido um algoritmo para o pós-processamento das fotos. O algoritmo tem como base os valores digitais (VD) RGB das fotos, procedimento já usado em trabalhos anteriores (Seiz e Baltasvias, 2000; Long *et al.*, 2006). Na ausência de nuvens ou aerossóis, predomina o espalhamento molecular, em que mais luz azul é espalhada em comparação com a luz vermelha. Já sob a presença de nuvens, o espalhamento apresenta baixa dependência espectral na região do visível, ou seja, os valores de R e B devem ser similares (Long *et al.*, 2006). Por isso, tende a ser maior o valor B em relação ao R em regiões do céu com ausência

de nuvem. Essa diferença entre o sinal de nuvem e céu claro permite a identificação de regiões nubladas e potencialmente a classificação do tipo de nuvem. Um índice proposto por Yamashita (2004), *Sky Index*, foi usado para o desenvolvimento do algoritmo neste trabalho.

$$Sky_Index = \frac{VD_{blue} - VD_{Red}}{VD_{blue} + VD_{Red}} \quad (3)$$

Algumas máscaras foram criadas para excluir regiões da foto que não correspondem ao céu (como as hastes do *Sun Tracker*) ou que possam gerar ambiguidade na classificação, como regiões com saturação de luz, e extrair o máximo de informações confiáveis da foto. De acordo com Long et al. (2006), os limiares usados na identificação de nebulosidade devem ser definidos como função do ângulo zenital solar e da distância do pixel em relação ao sol, além de que a região em torno do círculo solar deve ser tratada de maneira distinta. Os autores alertaram ainda que os limiares podem depender da câmera usada e da localidade onde as medidas estão sendo efetuadas.

3.7 Caracterização da altura de topo da camada de aerossóis usando dados do CALIPSO

O uso de Lidar (*Light detection and ranging*) consiste em uma técnica de sensoriamento remoto ativo em que um feixe de Laser é projetado sobre a região atmosférica de interesse. Após interagir com constituintes atmosféricos através do processo de espalhamento, a radiação retroespalhada (180°) é detectada por um telescópio e seu sinal carrega informações acerca do alvo opticamente ativo.

Neste trabalho foram utilizados dados do sensor CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*), a bordo do satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*). Esse satélite, lançado em 28 de abril de 2006, está a uma altitude de 609 km da Terra e faz parte da constelação A-Train da NASA. O sensor CALIOP possui três canais, um em 1064 nm e os outros dois em 532 nm. Sua resolução espacial vertical varia de 30 a 60 m. A resolução horizontal é de 333 m.

Esta etapa do trabalho teve o intuito de caracterizar a altura média do topo da camada de aerossóis com base em dados de passagens do CALIPSO próximas aos sítios experimentais do *Experimento Rebio 2007* e do *Experimento Humaitá 2012*. Foi utilizado

para isso o produto **CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01**, que tem resolução espacial horizontal de 5 km. Foram computadas quatro passagens próximas à Rebio Jaru (figura 3.3) e duas próximas a Humaitá (figura 3.4). A distância mínima horizontal entre a trilha de observação do sensor CALIOP e o sítio experimental está descrita para cada cena nas figuras. As médias foram ponderadas pela distância mínima em cada dia.

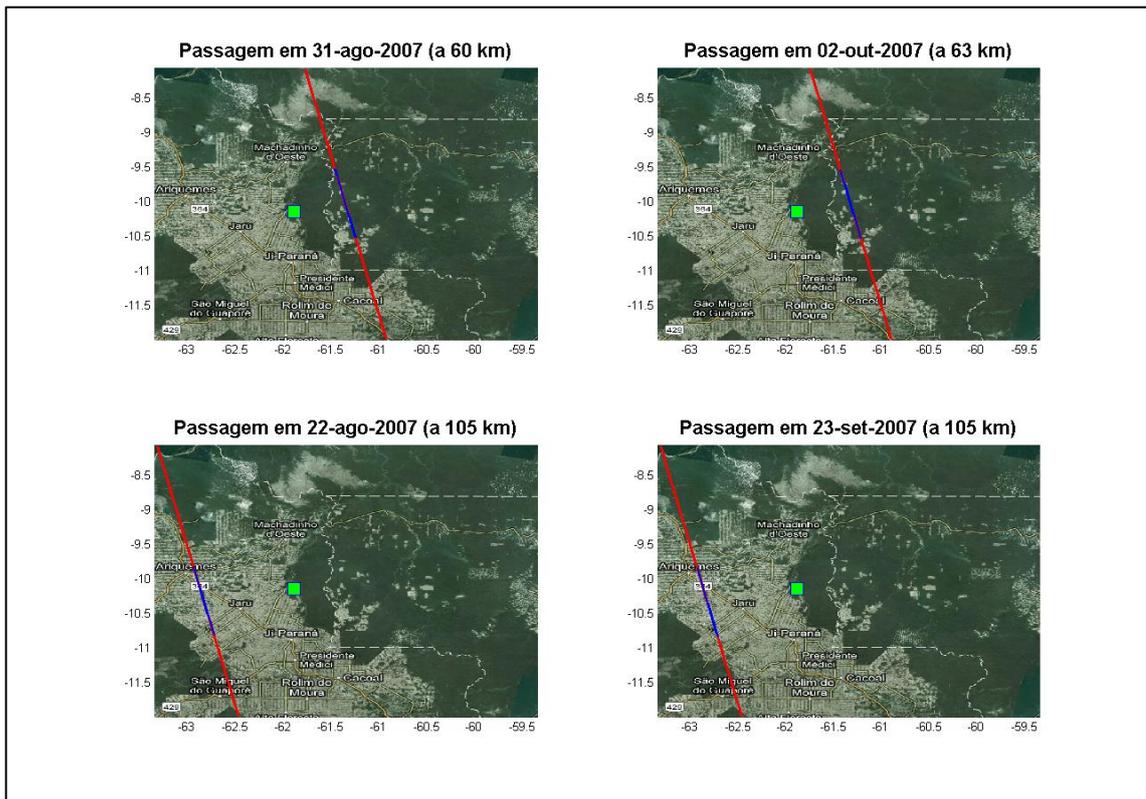


Figura 3.3: ilustração do sítio experimental do *Experimento Rebio 2007* (quadrado verde) e da trilha de observação do sensor CALIOP. A linha azul representa o intervalo utilizado para computar as médias do topo da camada de aerossóis.

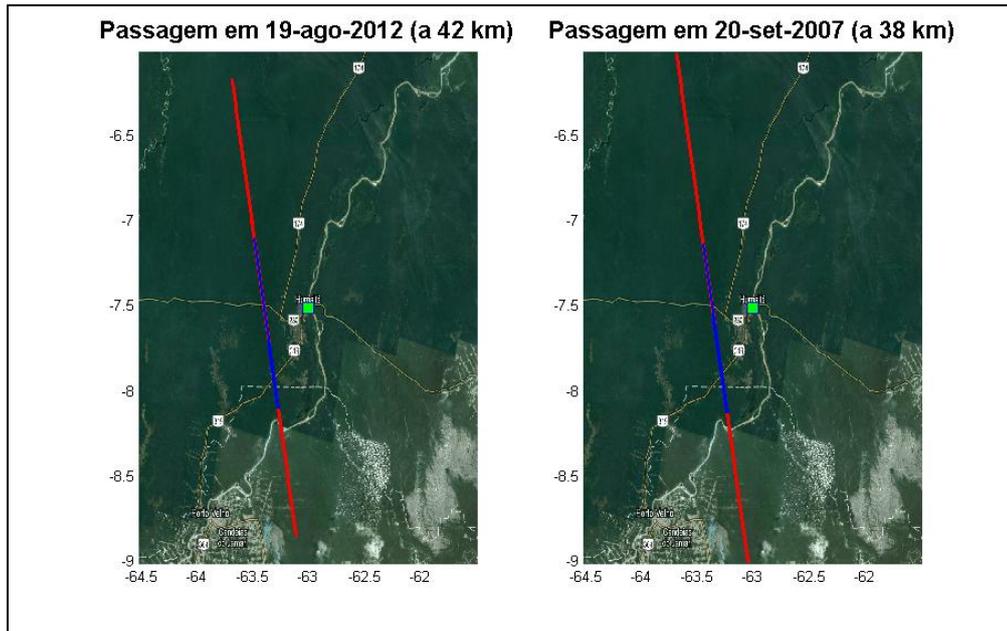


Figura 3.4: ilustração do sítio experimental do *Experimento Humaitá 2012* (quadrado verde) e da trilha de observação do sensor CALIOP. A linha azul representa o intervalo utilizado para computar as médias do topo da camada de aerossóis.

4. Resultados

Primeiramente foram realizados testes numéricos de sensibilidade que serviram como suporte para indicar quais as variáveis e os processos mais relevantes no estudo do efeito combinado de aerossóis e nuvens. Esse fundamento preliminar constituiu os alicerces para análise e interpretação dos dados observados. Em seguida foram feitas simulações de irradiância à superfície, em que as propriedades de nuvens foram extraídas dos produtos do sensor MODIS (Aqua), para comparação com dados medidos durante as três campanhas experimentais já descritas.

É apresentado também um estudo sobre diferenças entre propriedades de nuvens acima de região de pastagem e de região de floresta. Por fim, há uma discussão acerca de possíveis artefatos associados aos produtos de nuvens do MODIS, incluindo ainda um estudo de caso comparativo com dados do CloudSat.

4.1 Testes de sensibilidade

As propriedades médias de nuvens extraídas dos produtos do MODIS (Aqua) para o *Experimento Rebio 2007* foram usadas como base para caracterização dos valores de referência de uma nuvem em fase gelo (tabela 4.1) e uma em fase líquida (tabela 4.2). As variações dos casos controle foram computadas em torno dos valores de referência. Naturalmente, ao variar um parâmetro, todos os demais foram mantidos constantes.

A altura média da camada de aerossóis foi obtida através de medidas com o satélite CALIPSO, cujo valor foi 3,8(5) km. O processo está descrito na seção 3.7. A altura da base da nuvem foi considerada 1 km em todas as simulações. A fração de nuvens foi mantida em 100% para todos os casos, o ângulo zenital solar fixo em 30° e o albedo de superfície de floresta do IGBP (Belward e Loveland, 1996).

Tabela 4.1: média das propriedades de nuvem em fase gelo para a Rebio (4 casos).⁵

	CTP (hPa)	CTH (m)	CTT (K)	CWP (g/m ²)	CER (µm)	CF	CERUN (%)	CWPUN (%)
Mínimo	110	6673	196	84,7	20,5	1,00	4	14
Máximo	175	7930	214	733,2	23,0	1,00	6	63
Média	136	7392	203	329,6	21,8	1,00	5	31
Desvpad	29	551	8	286,1	1,0	0,00	0,88	22

⁵ CTP: pressão ao topo da nuvem; CTH: altura ao topo da nuvem; CTT: temperatura ao topo da nuvem; CWP: conteúdo integrado de água da nuvem; CER: raio efetivo de hidrometeoros da nuvem; CF: fração de cobertura de nuvens; CERUN: incerteza do MODIS na variável CER; CWPUN: incerteza do MODIS na variável CWP.

Tabela 4.2: média das propriedades de nuvem em **fase líquida** para a Rebio (19 casos).

	CTP (hPa)	CTH (m)	CTT (K)	CWP (g/m ²)	CER (µm)	CF	CERUN (%)	CWPUN (%)
Mínimo	593	1058	250	15,5	7,0	0,52	7	19
Máximo	985	2895	308	121,3	27,2	1,00	31	52
Média	845	1658	291	54,8	17,6	0,90	15	28
Desvpad	113	532	17	27,0	5,0	0,15	6	9

4.2.1 Irradiância à superfície – nuvem de gelo

A Figura 4.1 ilustra os resultados dos testes efetuados considerando nuvem de gelo. Para a nuvem de referência estudada, CWP, CER e AOD são as variáveis que mais influenciaram a irradiância solar em superfície (figura 4.1 – G, F e C). Vale lembrar que as duas primeiras controlam diretamente a COD (vide eq. 21 na seção 2), o que justifica a relevância. Imprecisões na AOD, ou mesmo sua omissão nas simulações numéricas podem implicar diferenças da ordem de 80% nos resultados (comparando AOD=0 com AOD=3,0). Nesse contexto, a escolha de um modelo óptico inapropriado para o aerossol gerou diferenças da ordem de 15% (figura 4.1 – A).

Outro importante efeito a se destacar é a forma predominante dos cristais de gelo da nuvem, em que as diferenças atingiram 50% nos testes efetuados (figura 4.1 – B). Embora todos os formatos disponíveis na parametrização de Yang tenham sido considerados nas simulações, é importante salientar que a biblioteca dos produtos de nuvem do MODIS considera apenas quatro tipos (*aggregates*, *bullet rosettes*, *hollow columns*, e *plates*). A fração de cada tipo é determinada com base no tamanho dos hidrometeoros, sendo que a maioria dos cristais grandes é considerada do tipo *rosette* ou *aggregate* (Platnick et al., 2003).

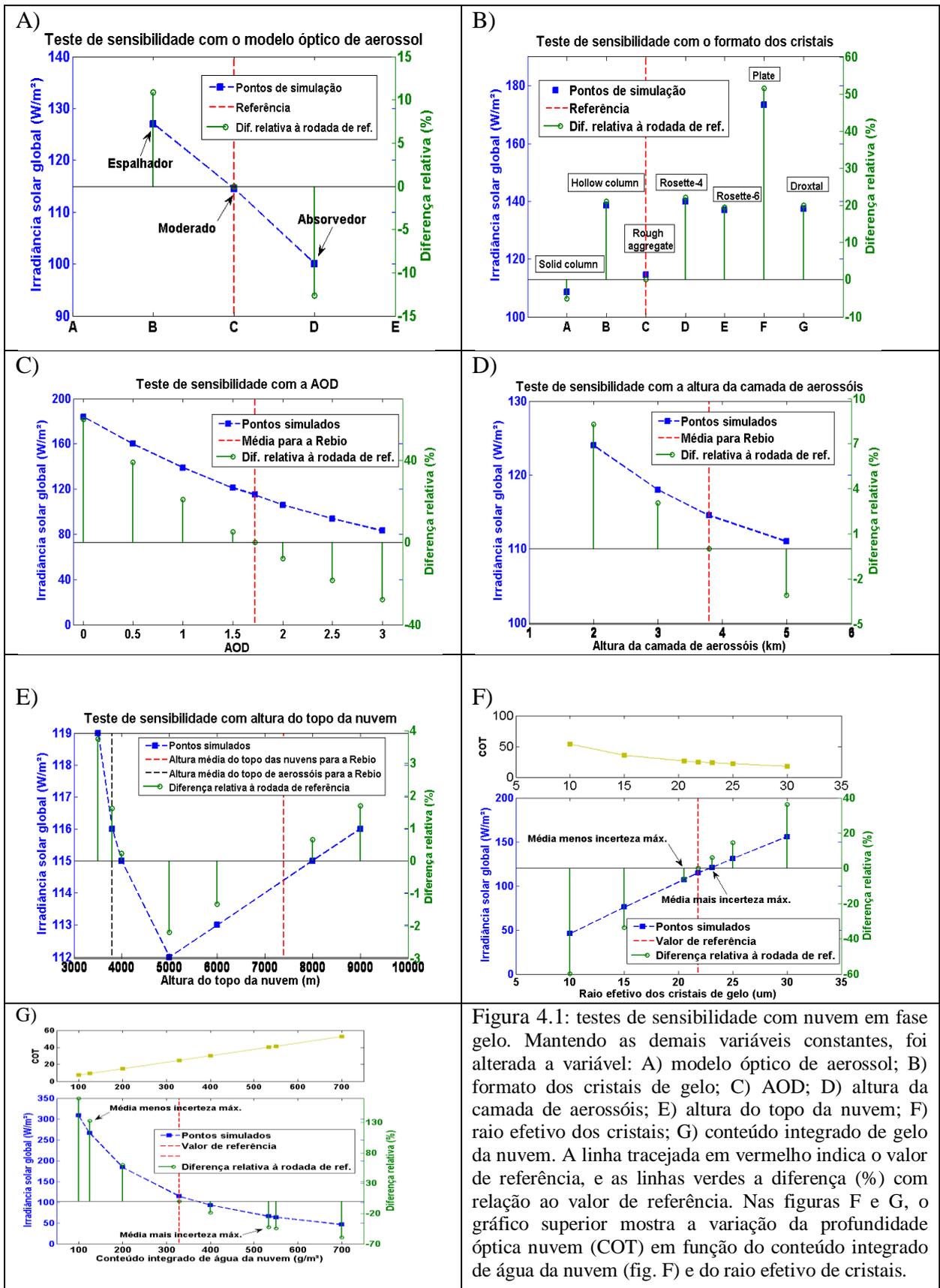


Figura 4.1: testes de sensibilidade com nuvem em fase gelo. Mantendo as demais variáveis constantes, foi alterada a variável: A) modelo óptico de aerossol; B) formato dos cristais de gelo; C) AOD; D) altura da camada de aerossóis; E) altura do topo da nuvem; F) raio efetivo dos cristais; G) conteúdo integrado de gelo da nuvem. A linha tracejada em vermelho indica o valor de referência, e as linhas verdes a diferença (%) com relação ao valor de referência. Nas figuras F e G, o gráfico superior mostra a variação da profundidade óptica nuvem (COT) em função do conteúdo integrado de água da nuvem (fig. F) e do raio efetivo de cristais.

Testes com a altura do topo da camada de aerossóis indicaram aumento de absorção de radiação solar pelos aerossóis com o aumento da altura (figura 4.1 – D). Considerando que o espalhamento múltiplo provocado pela nuvem aumenta a chance de os fótons serem absorvidos no trajeto até a superfície (note que a nuvem neste caso é espessa), um aumento no caminho óptico com absorção (aerossóis) justificaria o resultado.

A altura do topo da nuvem, por outro lado, exibiu discreta influência sobre a irradiância solar em superfície (figura 4.1 – E), com diferença relativa máxima da ordem de 3%.

4.2.2 Irradiância à superfície – nuvem líquida

Os resultados, exibidos na figura 4.2, foram similares aos observados no caso de nuvem de gelo. Como agora a profundidade óptica de referência da nuvem foi, no entanto, significativamente menor que no caso anterior, variações no raio efetivo e no conteúdo de água da nuvem não promoveram alterações tão expressivas na COD (figura 4.2 – E e F) quanto no caso anterior. Neste caso, a AOD se sobressaiu como variável mais impactante na representação óptica da atmosfera, causando diferenças relativas de até 40% ao se ignorar sua presença ($AOD = 0$) (figura 4.2 – B).

Os testes com a altura do topo da camada de aerossóis mostraram baixa dependência dessa variável com relação às demais (figura 4.2 – C). É preciso notar que, diferentemente das simulações para a nuvem fria (figura 4.1), nestas rodadas a profundidade óptica da nuvem e sua altura de topo são baixos. Isso implica menor espalhamento múltiplo devido à nuvem e, conseqüentemente, menor probabilidade de absorção dos fótons. Além disso, todas as alturas de topo de aerossóis estavam acima do topo da nuvem. Como consequência, a irradiância solar em superfície foi pouco sensível a variações na altura da camada de aerossóis, quando comparado com as demais variáveis. Pouca sensibilidade também foi observada a respeito da altura do topo da nuvem (figura 4.2 – D). Em ambos os casos, a diferença relativa foi de no máximo 2,5%.

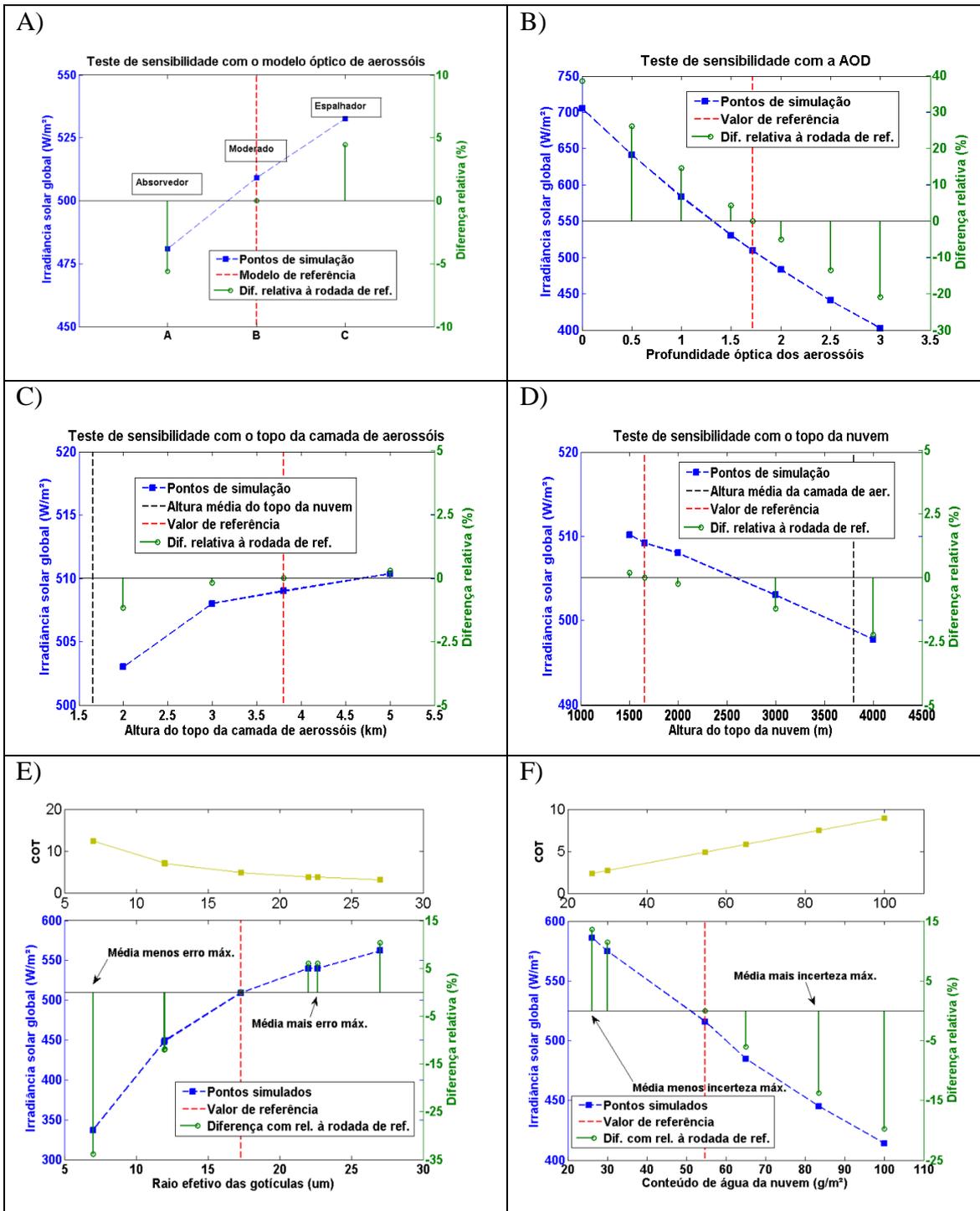


Figura 4.2: testes de sensibilidade com nuvem em fase líquida. Mantendo as demais variáveis constantes, foi alterada a variável: A) modelo óptico de aerossol; B) AOD; C) altura da camada de aerossóis; D) altura do topo da nuvem; E) raio efetivo dos cristais; F) conteúdo integrado de água da nuvem. A linha tracejada em vermelho indica o valor de referência, e as linhas verdes a diferença (%) com relação ao valor de referência. Nas figuras F e G, o gráfico superior mostra a variação da profundidade óptica nuvem em função do conteúdo integrado de água da nuvem (fig. F) e do raio efetivo de gotículas.

4.2.3 Taxa de aquecimento radiativo solar na presença de aerossóis e nuvens

Processos que modificam a taxa de aquecimento radiativo podem alterar o perfil termodinâmico da atmosfera e, conseqüentemente, o desenvolvimento de nuvens. Exemplo disso é a presença de aerossóis absorvedores na atmosfera, que podem afetar a estabilidade estática e o balanço de energia em superfície, podendo inclusive provocar a evaporação de hidrometeoros. Esse processo, conhecido como efeito semi-direto dos aerossóis, foi apresentado na introdução.

Estudos a respeito do efeito semi-direto ainda são inconclusivos (Koch e Genio, 2010). Para se ter uma ideia, Koren et al. (2004), em estudo sobre a Amazônia na estação seca com dados do sensor MODIS, encontraram redução de 38% na fração de cobertura de nuvens *cumulus* de bom tempo em decorrência do efeito semi-direto dos aerossóis. Feingold et al. (2005), por outro lado, usaram simulações do tipo *Large Eddy Simulation* (LES) em alta resolução, também sobre a Amazônia, para mostrar que o efeito semi-direto pode inibir ou contribuir para o desenvolvimento de nuvens dependendo da posição dessa camada de aerossóis. Para aerossóis residindo na altura de desenvolvimento de nuvens, os autores observaram redução de 5% na nebulosidade. Já quando os aerossóis estavam situados abaixo da nuvem, observaram aumento no desenvolvimento vertical das nuvens (aumento de LWP), mas nenhum acréscimo na fração de nuvens.

Jacobson (2012) investigou também o que chamou de *Cloud Absorption Effects* (CAE) I e II, que são efeitos de absorção na nuvem causados por inclusões de aerossóis dentro de hidrometeoros e de absorção causada por aerossóis intersticiais na nuvem, respectivamente. O autor mostrou, usando modelo de alta resolução, taxas de aquecimento radiativo com inclusões de fuligem (CAE I) em nuvens baixas e médias integradas na coluna maiores que o dobro da simulação que considerou fuligem apenas intersticial (CAE II), que por sua vez foram até 30% maiores que simulações que não consideraram modificação nas propriedades da fuligem quando dentro da nuvem. O estudo mostrou que o efeito também pode estar associado com *tar balls*, partículas amorfas e opticamente ativas no UV e visível, que podem constituir até 15% da concentração numérica das partículas oriundas da queima de biomassa (medida a 1,6 km do foco de queimada) (Jacobson, 2012). Como esse efeito é amplamente negligenciado, é possível que o efeito de absorção em nuvens esteja sendo subestimado.

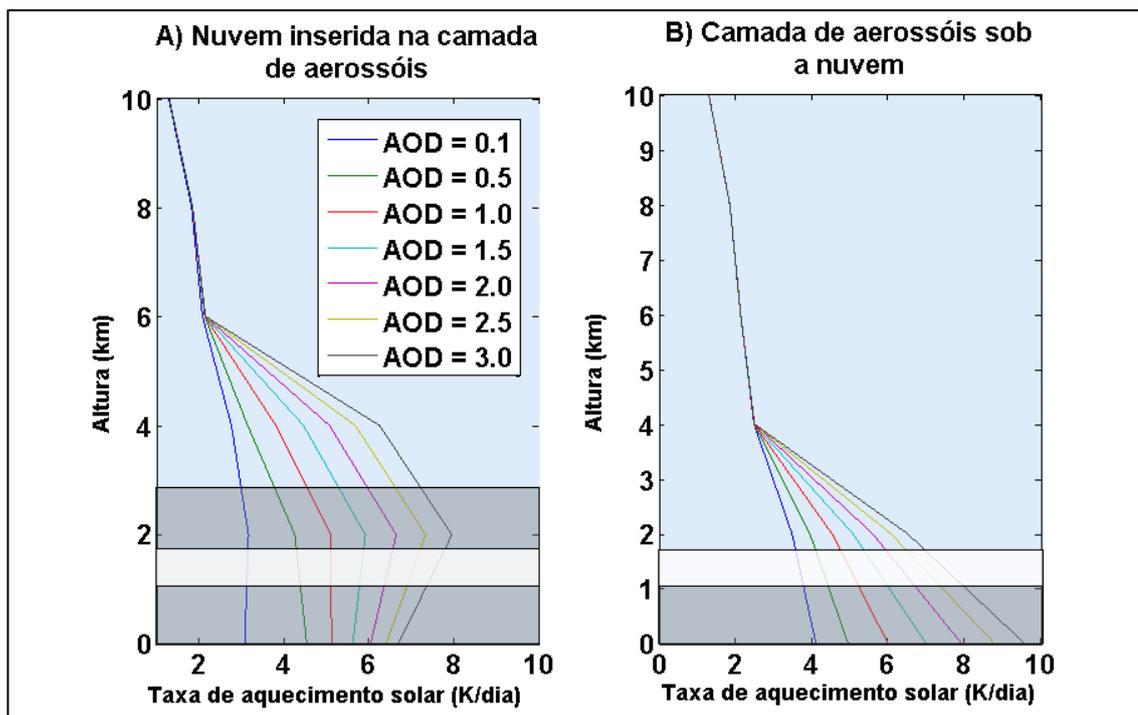


Figura 4.3: Teste de sensibilidade indicando a relevância em se caracterizar corretamente a posição da camada de aerossóis e da nuvem para transferência radiativa de taxas de aquecimento, especialmente para altos valores de AOD. As diferentes colorações de fundo dos gráficos ilustram o céu livre de nuvens e aerossóis (em azul), com aerossóis (em cinza) e com nuvens (em branco).

Neste trabalho foram feitos testes com a taxa de aquecimento radiativo sob duas configurações de perfil vertical da camada de aerossóis com relação à nuvem. Na primeira (figura 4.3 – A), a nuvem está imersa na camada de aerossóis, ou seja, as partículas estão abaixo, dentro e acima da nuvem. Na segunda (figura 4.3 – B), toda a camada de aerossóis encontra-se abaixo da base da nuvem. Mudanças nas propriedades ópticas do aerossol dentro e nas proximidades da nuvem não foram levadas em conta. Os resultados indicam que diferenças na configuração do conjunto aerossóis-nuvem podem provocar uma redistribuição do perfil vertical da taxa de aquecimento, sendo as diferenças tão maiores quanto maiores os valores de AOD. Na altura de 4 km, por exemplo, a taxa de aquecimento aumentou de ~3 K/dia, no caso de camada de aerossóis situada abaixo da nuvem, para ~6 K/dia, no caso de nuvem imersa na camada de aerossóis, um aumento de 100%. Aumentos dessa ordem podem conduzir à estabilização da média troposfera e, conseqüentemente, a uma inibição do desenvolvimento convectivo de nuvens. Por outro lado, quando a camada de aerossóis está situada completamente abaixo da camada de nuvens, o aumento da taxa de aquecimento radiativo naquela região pode estimular movimentos verticais e aumentar a fração de nuvens convectivas, conforme sugeriram Feingold et al. (2005).

4.2.4 Impacto de aerossóis sobre *retrievals* de nuvens por sensores passivos

Os produtos de nuvem do MODIS baseiam-se na hipótese de que as radiâncias emergentes em comprimentos de onda abaixo de 1 μm carregam informação acerca da profundidade óptica das nuvens, e que os canais de 1,6, 2,1 e 3,7 μm estão relacionados com o raio efetivo dos hidrometeoros. As inversões são obtidas com base em *look-up-tables*, tabelas previamente calculadas para diversas combinações de ângulo zenital solar e de observação. Esse processo leva em conta a absorção por gases e o espalhamento Rayleigh, não considera, no entanto, espalhamento e absorção por partículas de aerossol, já que não é possível caracterizar tal constituinte atmosférico sobre regiões nubladas.

Haywood et al. (2004) mostraram que uma camada de aerossóis acima da nuvem pode levar a uma subestimativa na profundidade óptica da nuvem e do raio efetivo dos hidrometeoros. Usando os canais padrão do MODIS para essas variáveis, os autores observaram em um estudo de caso, por exemplo, que a COD via *retrieval* era 10, enquanto seu real valor era de 12. Já a diferença no raio efetivo não excedeu 1 μm . Como naquele estudo a AOD era de 0,39 em 630 nm, diferenças muito maiores podem estar implícitas em *retrievals* sobre a Amazônia na estação de queimadas. Coddington et al. (2010) encontraram resultados similares, mas alertaram que a sensibilidade no *retrieval* de raio efetivo pode ser maior sobre regiões com grande variabilidade nas propriedades de nuvens.

Para analisar o efeito da altura da camada de aerossóis, a figura 4.4 ilustra simulações numéricas, efetuadas com um código de transferência radiativa, de como um sensor passivo observaria radiâncias no nadir (fig. 4.4 A) e com ângulo zenital de observação em 60° (fig. 4.4 B) em banda espectral centrada em 865 nm, utilizada para obtenção de profundidade óptica do aerossol sobre o oceano. A base da nuvem foi considerada a 1 km de altura, e o topo em 1,7 km. Devido à absorção pela camada de aerossóis, na configuração com camada até 3,8 km, a radiância observada no TOA foi menor, sendo a redução tão mais evidente quanto maior a AOD. Quando a camada se situou abaixo da nuvem, efeito contrário foi observado, e a nuvem pode parecer mais brilhante se não considerado o efeito dos aerossóis, particularmente nesse exemplo, em que a COD foi baixa (~5). As hastes nos gráficos da figura 4.4 (em verde) mostram a diferença na radiância observada considerando a camada restrita até 1 km e até 3,8 km. As diferenças excederam 20%. Apesar desses efeitos, como os aerossóis apresentam grande variabilidade em suas propriedades e no perfil vertical, torna-se um desafio quantificá-los no processo de geração dos produtos de nuvens.

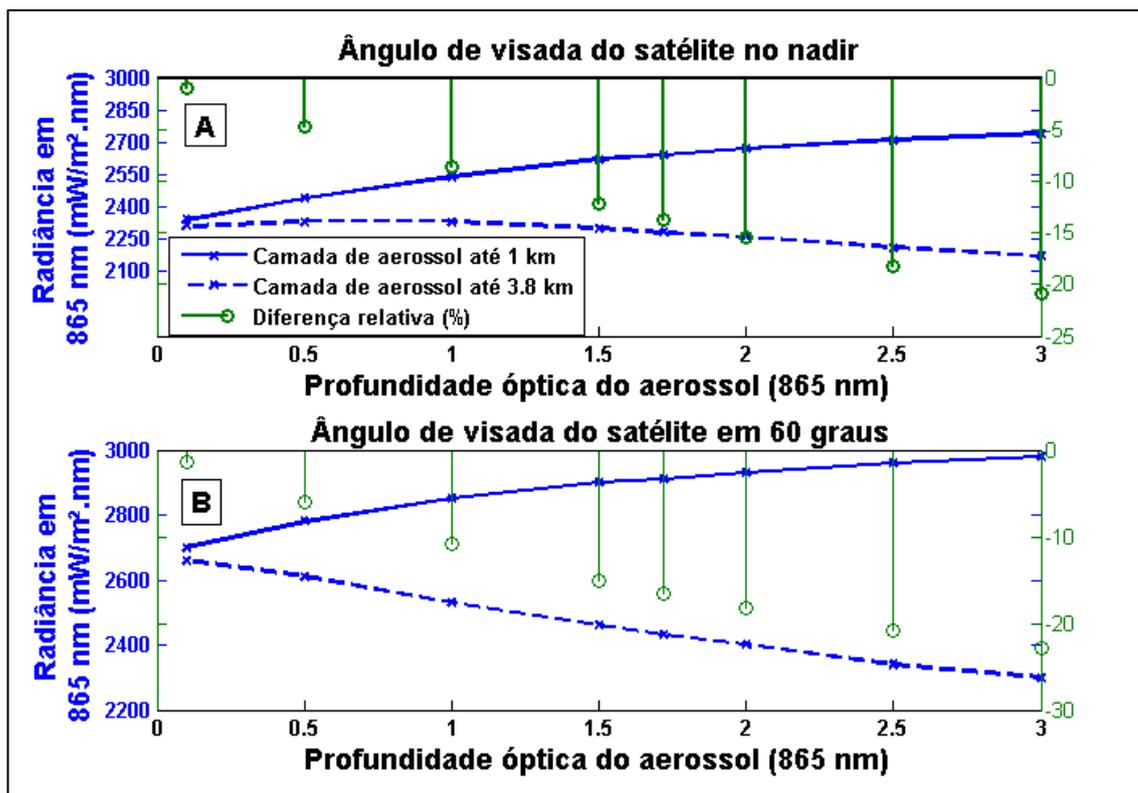


Figura 4.4: Gráfico ilustrando a sensibilidade da radiância observada por um sensor de satélite passivo com relação à AOD e o perfil vertical de aerossóis, em canal centrado em 865 nm (banda 2 do MODIS), para ângulo zenital de observação no nadir (A) e em 60° (B).

4.2 Irradiância à superfície: observações x simulações

As comparações de simulações com dados observados de irradiância à superfície serviram não apenas para estabelecer uma validação em nível de pixel em cenários reais em que houve coexistência de nuvens e aerossóis com variadas características, mas também para averiguar sob quais circunstâncias as limitações da abordagem constituíram um obstáculo na representação da atmosfera para fins de simulações de transferência radiativa. Como este projeto está baseado em dados dos produtos de nuvem do sensor MODIS, ênfase especial foi dada à análise/discussão de suas limitações.

Conforme já apresentado no item Materiais e Métodos, este trabalho utilizou dados coletados em três campanhas experimentais realizadas na região amazônica: i. *Experimento ATTO 2012*; ii. *Experimento Humaitá 2012* e iii. *Experimento Rebio 2007*. Em todas as simulações envolvendo aerossóis, o modelo óptico utilizado foi o espalhador.

Nas comparações de medidas de irradiância em superfície com as simulações, as propriedades de nuvem foram extraídas do MODIS Aqua em uma área de 0,05° (~5 km) centrada da posição do sítio experimental.

4.2.1 *Experimento ATTO 2012 – atmosfera limpa*

Esta campanha, caracterizada majoritariamente por nuvens frias, apresentou os maiores valores de COD dentre os experimentos estudados. Conforme é possível constatar na matriz de dispersão da figura 4.5, houve abundante frequência de nuvens opticamente espessas (alta COD) e com desenvolvimento vertical profundo (alta CTP e CWP), embora muitos casos com COD abaixo de 10 também tenham sido observados, indicando possivelmente a presença de nuvens *cirrus*.

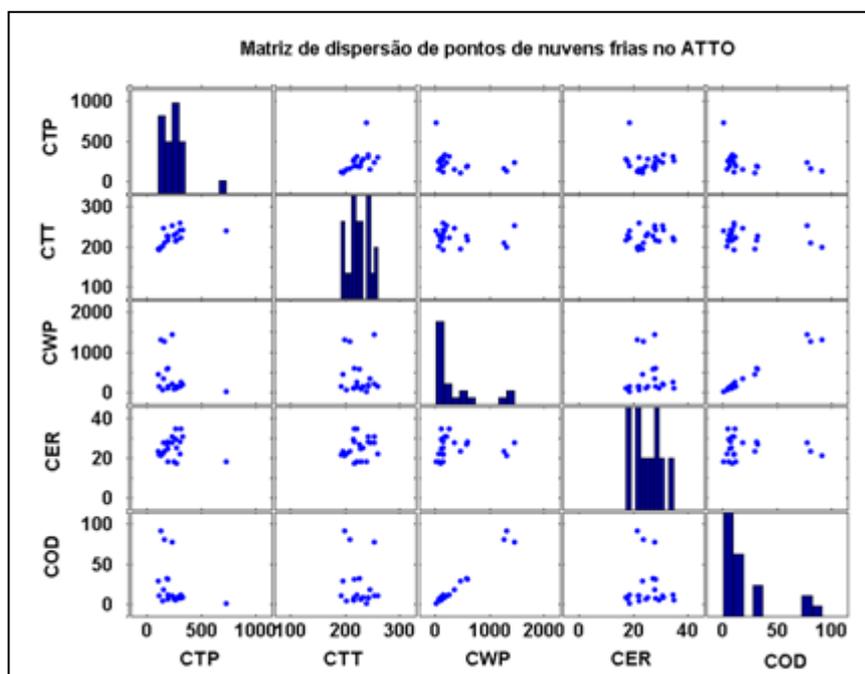


Figura 4.5: matriz de dispersão de pontos de nuvens frias (fase majoritária) durante o *Experimento ATTO 2012*. Com exceção das associações já esperadas (como CWPxCOD), não foi possível constatar correlações entre as variáveis. Houve casos de nuvens com alto COD, indicando a detecção de nuvens convectivas profundas. A diagonal principal ilustra de forma qualitativa o histograma de distribuição das variáveis. CER está em unidades de μm , CWP em g/m^2 , CTT em K e CTP em hPa.

Para comparar com valores de irradiância PAR global incidente em superfície medidos, dois tipos de simulação foram feitos para este experimento. Um considerando a presença de nuvens e aerossóis e outro considerando apenas os aerossóis. Como não havia informações disponíveis sobre a AOD durante esse experimento, a representação da AOD foi feita com um valor fixo em todas as simulações. O valor foi de 0,12 em 550 nm, obtido a partir da média para os meses de janeiro a abril para todos os anos em que havia dados disponíveis (2000, 2001 e 2002) no sítio de Balbina (-1.91° , -59.48°), cerca de 100 km distante do sítio experimental do ATTO, da rede de fotômetros da AERONET (Holben et al., 1998).

A figura 4.6 apresenta a comparação entre os dados simulados e observados num intervalo de uma hora em torno da passagem do satélite, em que as propriedades de nuvem foram extraídas para as coordenadas geográficas do sítio experimental. Esse procedimento permitiu constatar o momento da passagem da nuvem entre o sensor e o sol, no caso de haver ausência de homogeneidade espaço-temporal na cobertura de nuvens. Permitiu também constatar se, nos instantes em que a nuvem não esteve no caminho óptico entre o sol e o sensor, a curva simulada somente com a AOD coincidia com os valores observados. Há diversos dias com indício de que havia presença de nuvens convectivas, o que se constatou pelo sinal intercalado por quedas e aumentos bruscos nos valores de irradiância em superfície. Se assumirmos que os picos de dias com esse tipo de padrão representaram a desobstrução do sol para o sensor, então a curva simulada (somente com AOD) reproduziu os valores observados dentro de uma incerteza de 5% para alguns casos (dias 73, 80, 90, 101, 120, 122) e subestimou para outros (dias 19, 28, 37, 81, 108). Os casos subestimados podem estar associados à imprecisão na representação da AOD (AOD superestimada). É necessário lembrar que foi usado um valor médio de AOD para o período.

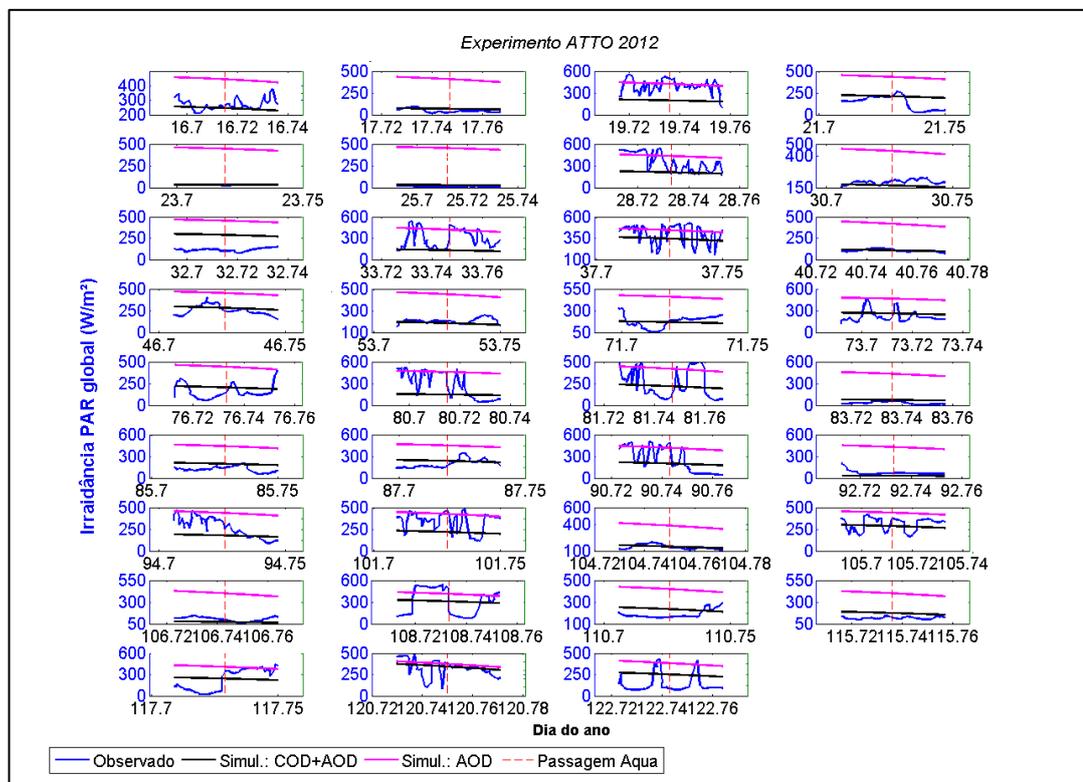


Figura 4.6: irradiância PAR global medida à superfície durante o *Experimento ATTO 2012* (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).

Com base nas curvas da figura 4.6, foram selecionados os intervalos em que pôde ser identificada a atuação de nuvens sobre o sensor para a construção de um gráfico de paridade entre irradiância PAR global simulada e a medida. Para isso, assumiu-se a hipótese de que reduções bruscas de irradiância estão associadas à obstrução do disco solar por nuvens. No caso de mais de uma nuvem passando sobre o sensor, foi escolhida aquela mais próxima ao instante da passagem do satélite. E nos casos em que não houve redução sensível nos valores de irradiância, foi feita uma média de 20 minutos em torno do momento da passagem do satélite. O resultado está apresentado na figura 4.7. Foram selecionados apenas casos que foram identificados como contendo nuvem de água ou gelo, os casos com fase termodinâmica indefinida não foram considerados.

Um dos métodos estatísticos utilizados para avaliar a qualidade da representação de simulações com relação a medidas experimentais é o **erro absoluto médio (EAM)**⁶. Dentre a infinidade de parâmetros estatísticos existentes para essa finalidade, a escolha do EAM foi feita considerando-se que tal parâmetro mantém a unidade da variável e é menos sensível a *outliers* em relação a outros métodos de análise de erros comumente usados (particularmente aqueles que envolvem potência quadrática) (Jolliffe, I. e Stephenson, 2003).

A figura 4.7 mostra bom ajuste entre medidas e simulações em parte dos casos de nuvem fria, mas as simulações superestimaram as observações em outra considerável parte. O ajuste nesse caso teve coeficiente angular $a=0,5$, coeficiente linear $b=27,9$ (W/m²) e $R^2=0,50$. As simulações dos casos com fase termodinâmica líquida apresentaram baixo desempenho de reprodução das observações ($a=1,5$; $b=-252,4$ W/m²; $R^2=0,50$), com valores superestimados em todas as simulações. O erro absoluto médio (EAM) da fase gelo foi 57 W/m² e de 112 W/m² em fase líquida. Foram averiguadas possíveis relações entre propriedades de nuvens ou da AOD com o desempenho das simulações, mas nenhuma correlação nítida foi encontrada.

⁶ $EAM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{x}_i - x_i|$. Onde \hat{x}_i : valor simulado; x_i : valor observado.

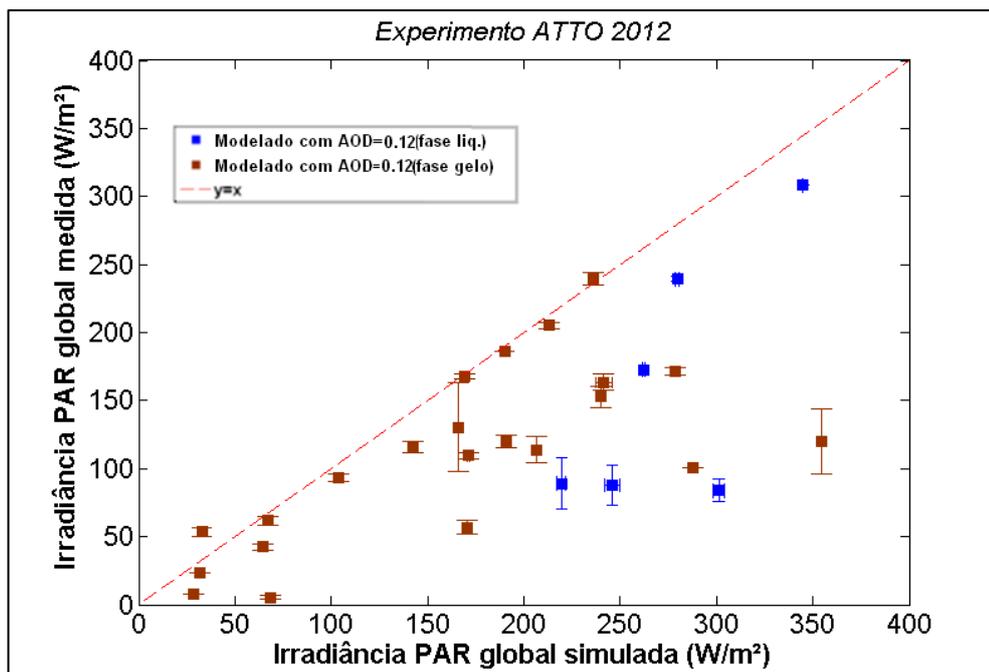


Figura 4.7: curva de paridade entre irradiância PAR global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.6. Mais detalhes no texto.

4.2.2 Experimento Humaitá 2012 – atmosfera moderadamente poluída

Este experimento foi caracterizado por profundidade óptica do aerossol média igual a 0,58(15) em 550 nm. As nuvens recuperadas pelos produtos de nuvens do MODIS foram classificadas em maior parte em fase líquida (8 em fase líquida, 4 em fase gelo e 2 com fase indefinida). A altura média do topo da camada de aerossóis empregada foi de 2,51(12) km, seguindo a metodologia apresentada no item 3.7.

A figura 4.8 apresenta uma matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes com as principais propriedades de nuvem e a AOD, com as curvas de correlação entre cada uma das variáveis. Exceto pela correlações já esperadas (COD com CWP; CTP com CTT), não foram identificadas correlações óbvias, o que pode estar associado também com a baixa quantidade de pontos. Predominaram nuvens com profundidade óptica abaixo de ~5, com um amplo intervalo de ocorrência de CER, variando de 7,8 a 19,1 μm , e com topos relativamente baixos (< 800 hPa). O caso isolado de topo com CTP < 500 hPa e CTT < 250 K, como será discutido a seguir, tratou-se de uma classificação errônea pelo algoritmo do MODIS.

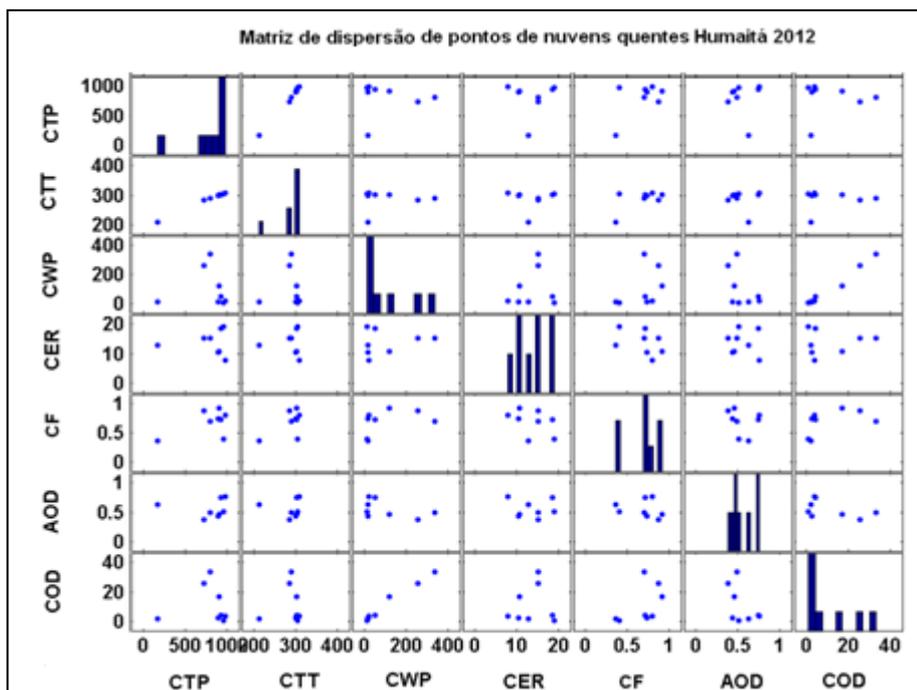


Figura 4.8: matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes (fase majoritária) durante o *Experimento Humaitá 2012*. Com exceção das associações já esperadas (CWPxCOD), não foi possível constatar correlações entre as variáveis. Predominaram nuvens rasas e opticamente finas.

A figura 4.9, similar à figura 4.6, apresentada no subitem anterior, permitiu avaliar detalhes do que ocorria com o sinal medido pelo MFRSR num intervalo de uma hora acerca da passagem do satélite Aqua. Além disso, um grande diferencial do *Experimento Humaitá 2012* foi a disponibilidade de fotos do céu tiradas com uma câmera com lente tipo olho de peixe, posicionada próxima ao MFRSR, que permitiu averiguar a consistência dos produtos MODIS comparando os valores com a cena observada nos instantes da passagem do satélite.

Primeiramente é interessante notar na figura 4.9 que, nos instantes em que não houve obstrução do sensor por nuvens, a irradiância solar global simulada em superfície reproduziu satisfatoriamente a medida pelo MFRSR em quase todos os casos (dias 245, 248, 252, 257, 259, 260, 262, 266, 273). Isso indica que a AOD, o modelo óptico de aerossol, o albedo de superfície e o perfil atmosférico foram apropriadamente representados no código de transferência radiativa.

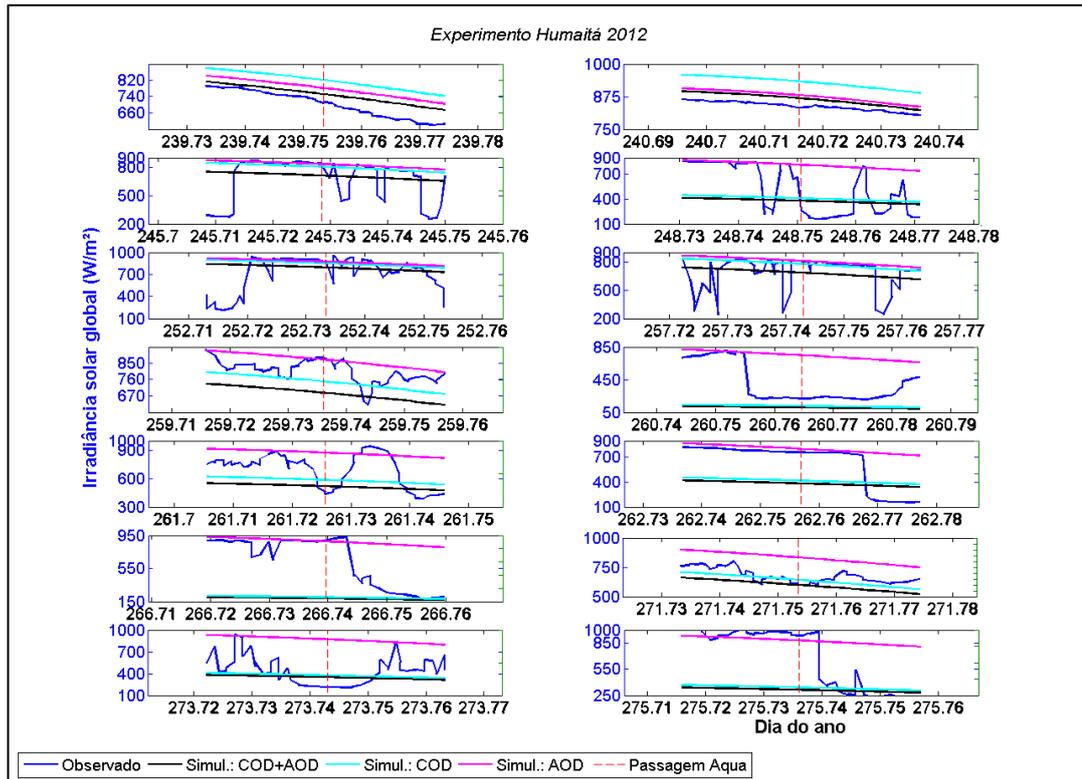
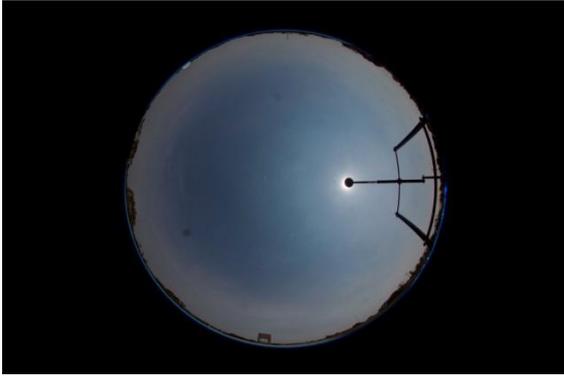


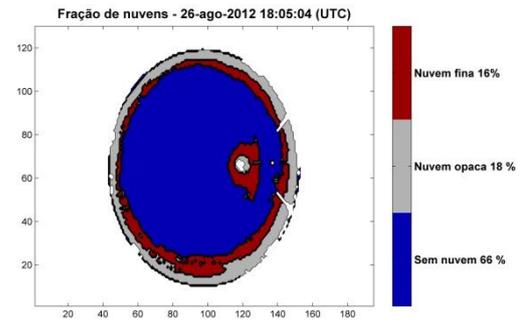
Figura 4.9: irradiância solar global medida à superfície durante o *Experimento Humaitá 2012* (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas nuvens (azul turquesa) apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).

Algumas fotografias com os respectivos produtos de pós-processamento fotogramétrico desenvolvido e descrito na seção 3.2 estão apresentadas na figura 4.10. Foram selecionados convenientemente os instantes de fotografia coincidentes com passagens do satélite Aqua durante o *Experimento Humaitá 2012*. O correspondente produto de fração de cobertura de nuvens também é apresentado. Há fotos disponíveis do céu no instante da passagem do Aqua para os dias 239, 240, 266, 271, 273 e 275.

A) Dia 239 – foto



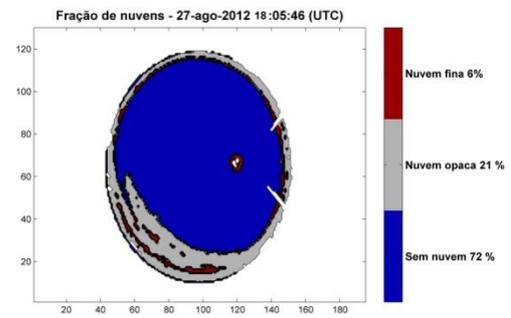
B) Dia 239 – foto processada



C) Dia 240 - foto



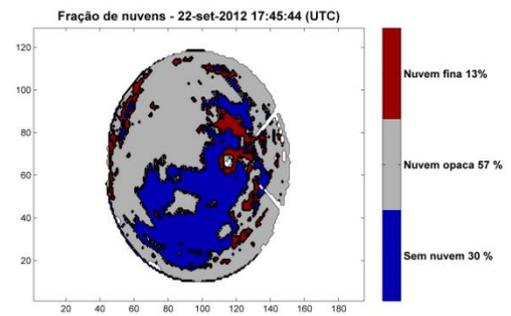
D) Dia 240 – foto processada



E) Dia 266 - foto



F) Dia 266 - foto processada



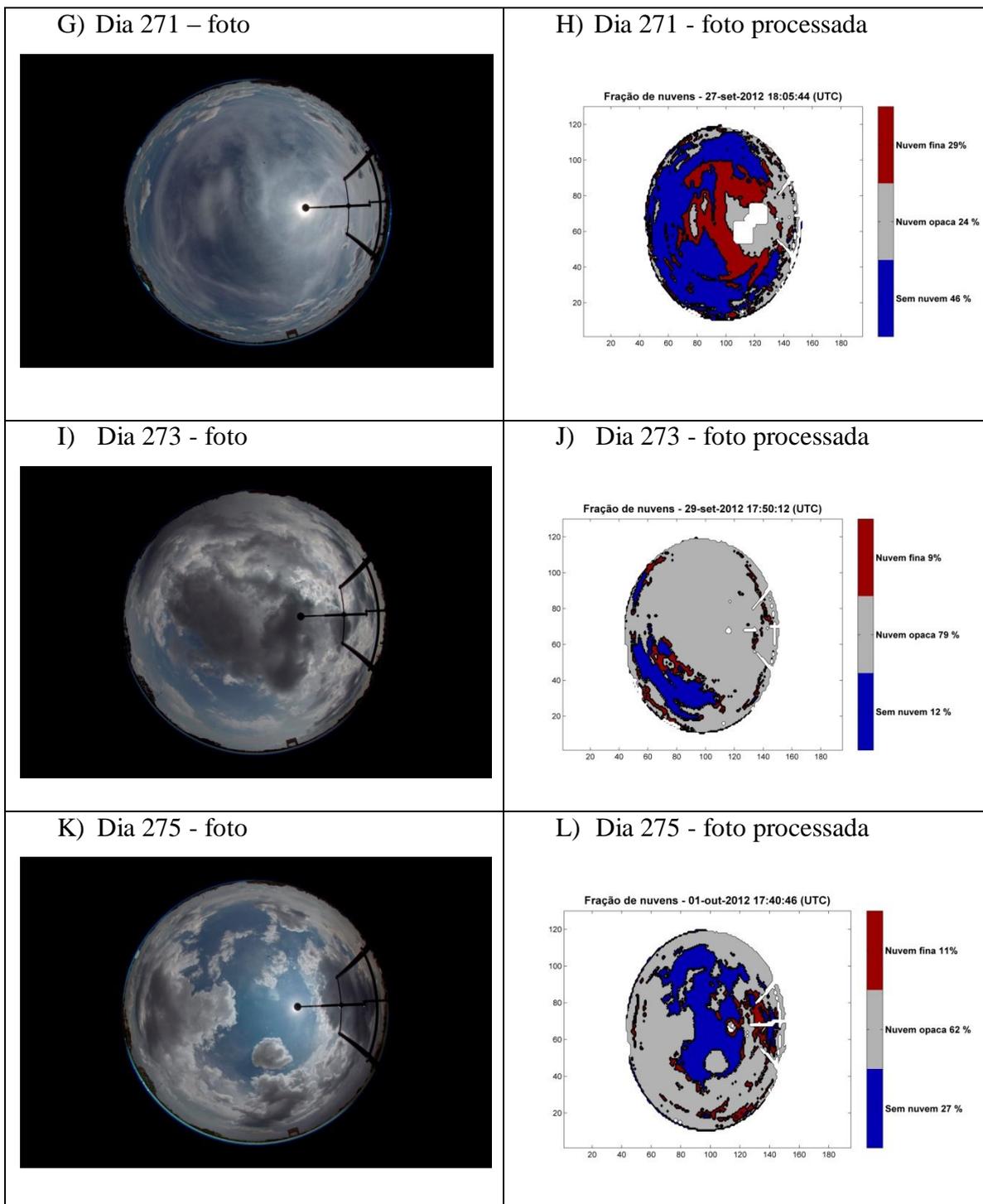


Figura 4.10: fotografias (coluna esquerda) e correspondente produto do sistema fotogramétrico (coluna direita) desenvolvido para estimativa de fração de cobertura de nuvens.

No dia 239, houve uma classificação equivocada de fase termodinâmica no *retrieval* do MODIS. Embora não esteja nítido nem na foto do instante da passagem, havia *cirrus* subvisuais no céu, que puderam ser constatados através da análise da sequência de fotos. A

despeito disso, a cena foi classificada como nuvem líquida, mesmo com CTP em 170 hPa e CTT de 211 K, que apontam claramente um erro.

O dia 240, também indica problemas no *retrieval*. Na foto do instante da passagem observam-se apenas nuvens do tipo *cirrus* em parte do céu. Como a COD reproduzida foi de 0,79, no entanto, sua inclusão nas simulações de irradiância solar em superfície não alterou severamente os resultados. O ângulo zenital de observação do sensor nesse caso foi 64°, próximo do limite de ~67° do MODIS, o que pode constituir uma fonte de artefato, conforme será discutido neste texto em item posterior.

No dia 257, embora não haja fotografia para constatação, nota-se, pelos sinais de irradiância, que o céu estava dominado por, no mínimo, dois tipos de nuvem com características distintas. Um tipo opticamente fino e outro opticamente espesso. As curvas simulada e observada de irradiância coincidiram para o tipo opticamente mais fino.

Os dias com maior COD durante este experimento foram o 260 e o 262, iguais a 32 e 34, respectivamente. No primeiro caso, a fase foi atribuída como gelo e o raio efetivo igual a 34 μm , já no segundo, a fase associada era líquida, com CER de 15 μm . As simulações não reproduziram as observações na presença das nuvens em nenhuma das duas situações. Uma hipótese para a divergência no dia 260 é de tratar-se de uma nuvem em fase mista, em que a atribuição não realística de uma única fase termodinâmica (que é uma das limitações do MODIS) pode não ter representado corretamente os processos radiativos de uma nuvem mista. Já referente ao dia 262, deve-se observar que o sinal da nuvem sobre o MFRSR ocorreu somente quase 20 minutos após a passagem do satélite e que a fração de nuvens era de 70% na hora da passagem, ou seja, pode ter havido mudanças tanto no cenário de nuvens, quanto nas propriedades de nuvem nesse intervalo. Isso pode estar relacionado com a geometria do problema. Para ângulo zenital de observação muito inclinado, a nuvem pode não estar situada sobre a coordenada geográfica do sítio experimental, mas estar em uma altitude maior e ainda dentro do cone de observação do sensor no satélite. Nesse caso, seria identificada uma nuvem sobre a posição de interesse, embora estivesse deslocada do sítio experimental.

A fotografia do dia 266, na hora da passagem do Aqua, mostra céu com cobertura não homogênea de nuvens e $CF < 1$, embora o *retrieval* do MODIS tenha atribuído $CF = 1$ para o pixel sobre o sítio experimental. A nuvem só obstruiu o MFRSR do sol ~20 minutos após a

passagem do satélite, quando as curvas simuladas considerando nuvem (COD+AOD e COD) passaram a reproduzir as observações.

No cenário da passagem do Aqua no dia 271, a fotografia mostra a presença maciça de nuvens *cirrus* (em que se nota inclusive a presença do fenômeno óptico halo, característico na presença desse tipo de nuvem) e de alguns *cumuli* de bom tempo nas bordas. O *retrieval* indicou corretamente a fase gelo com COD de 2,8. Nessa configuração, a curva simulada (COD+AOD) reproduziu a irradiância solar global observada pelo MFRSR.

Na fotografia do instante da passagem do Aqua no dia 273, foi possível identificar nuvens em multicamadas, em um complexo cenário de nuvens, o que pode explicar a divergência entre a curva simulada (COD+AOD) e a observada.

O dia 275, apesar de apresentar um complexo cenário espacial (vide fotografia), em que se observaram algumas nuvens *cirrus* acima de uma camada de nuvens baixas, a curva simulada (COD+AOD) convergiu com a observada durante a obstrução (do disco solar) pela nuvem sobre o MFRSR, que ocorreu aproximadamente 8 minutos após a passagem do satélite. É necessário salientar que a fase termodinâmica da nuvem foi atribuída como indefinida pelo MODIS (nesses casos é padrão do algoritmo realizar o *retrieval* de propriedades microfísicas considerando a nuvem como líquida).

Com toda a base de dados do produto de fração de cobertura de nuvens, com fotografias do céu tiradas a cada minuto durante o *Experimento Humaitá 2012*, foi possível construir um histograma conjunto em função da hora local e da fração total de cobertura de nuvens (figura 4.11). Primeiramente é possível notar pela manhã uma alta frequência de situações de céu nublado no início da manhã, que posteriormente se dissiparam. Foi possível constatar nas fotografias que se trataram de nuvens tênues que se dissiparam com o desenvolvimento da camada de mistura. Entre 10:00 e 13:00, houve grande frequência no *bin* entre 0,1 e 0,2 de fração de cobertura nuvens. Isso pode estar parcialmente relacionado com resultados do produto nas bordas da fotografia, onde a turbidez causada por partículas de aerossol pode implicar em uma classificação equivocada de nuvem. É possível notar aumento de nebulosidade no intervalo entre 0,2 e 0,5. Entretanto, situações com fração de cobertura de nuvens superior a 0,9 predominaram durante a manhã.

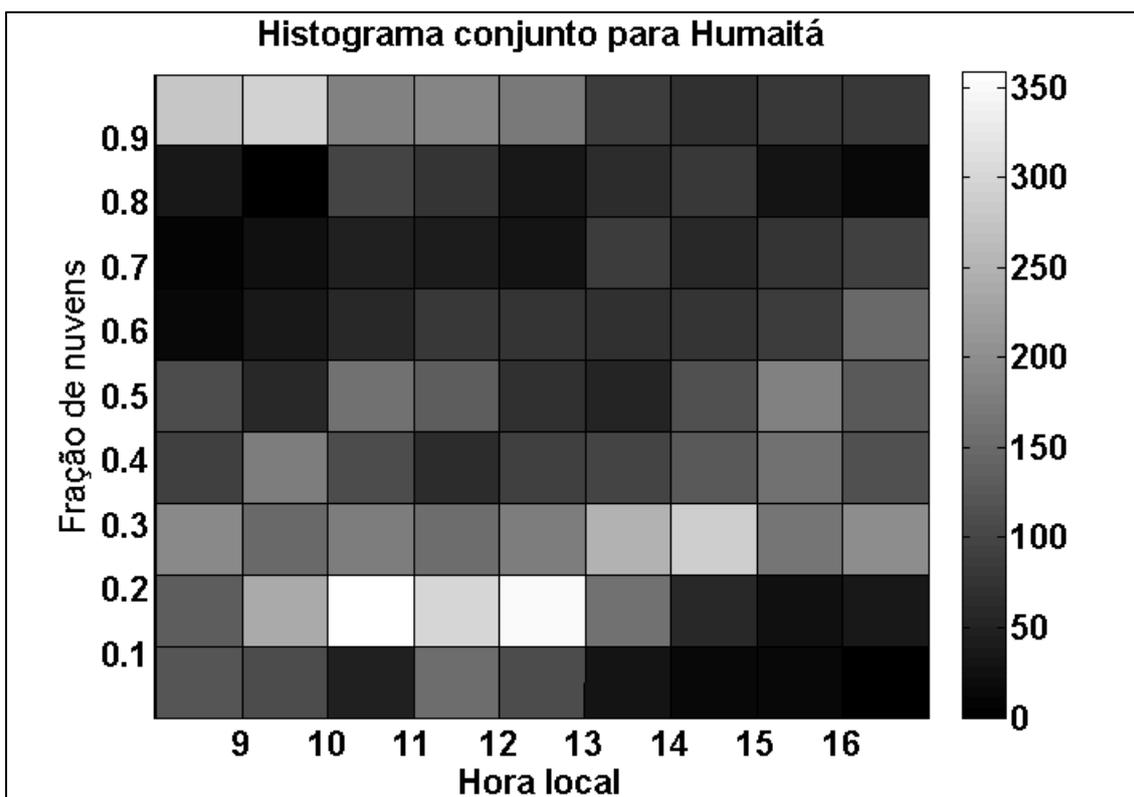


Figura 4.11: Histograma conjunto (em função da hora local e da fração de cobertura de nuvens) construído com os dados do produto fotogramétrico obtidos de fotografias do céu tiradas a cada minuto durante o *Experimento Humaitá 2012*.

Seguindo o mesmo procedimento usado para o *Experimento ATTO 2012*, foi construído um gráfico de paridade a partir de médias dos instantes de passagem de nuvem. Apesar da baixa estatística de dados, é possível perceber que nuvens em fase gelo apresentaram maior correlação entre valores simulados e medidos (desprezando o aerossol: $a=0,82$; $b=85,40 \text{ W/m}^2$; $R^2=0,98$. Considerando o aerossol: $a=0,76$; $b=85,33 \text{ W/m}^2$; $R^2=0,98$). Nesse acaso a adição do efeito dos aerossóis alterou pouco os resultados. Para nuvens em fase líquida (desprezando o aerossol: $a=0,56$; $b=-42,09 \text{ W/m}^2$; $R^2=0,30$. Quando levado em conta o efeito do aerossol: $a=0,64$; $b=52,9 \text{ W/m}^2$; $R^2=0,32$), por outro lado, as simulações superestimaram a irradiância solar global medida, especialmente nas simulações que desprezaram a contribuição dos aerossóis.

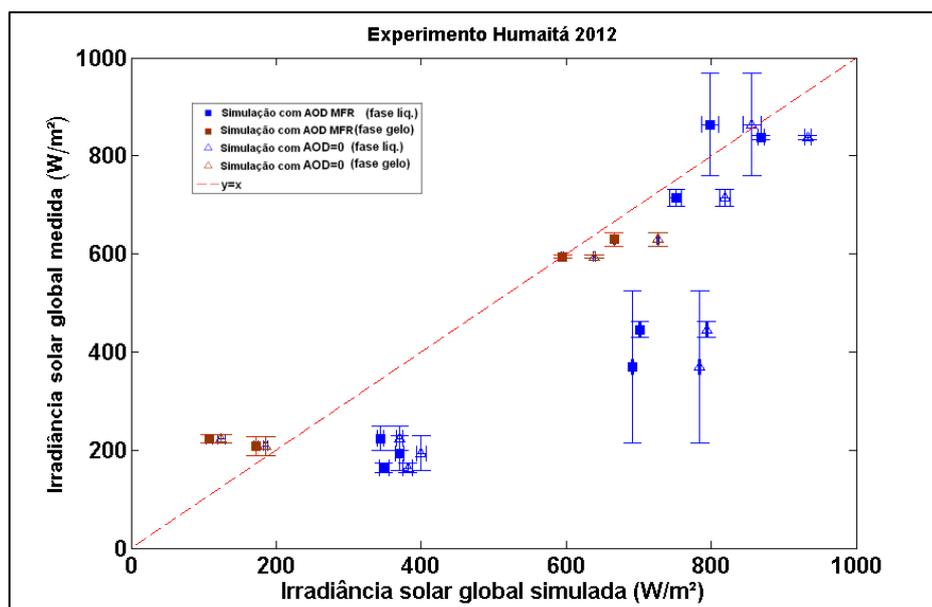


Figura 4.12: curva de paridade entre irradiância solar global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.9. Mais detalhes no texto.

O erro absoluto médio está resumido na tabela 4.3 para cada simulação. Apesar de a inclusão do efeito do aerossol reduzir o EAM nas simulações de fase líquida, ainda foi muito grande a discrepância entre medidas e simulações. Já em fase gelo o EAM teve valor menor, e a inclusão do efeito dos aerossóis diminuiu em quase 20 W/m² o EAM.

Tabela 4.3: valores de erro absoluto médio referentes às simulações realizadas para o *Experimento Humaitá 2012*.

	Considera AOD?	Humaitá
EAM (W/m ²) Fase líquida	Sim	270 (n=8)
	Não	328 (n=8)
EAM (W/m ²) Fase gelo	Sim	41 (n=4)
	Não	60 (n=4)

4.2.3 Experimento Rebio 2007 – atmosfera poluída

Com profundidade ótica média (em 550 nm) de 1,57(83), dentre os experimentos estudados este foi o que apresentou condição atmosférica mais poluída, e com os maiores valores extremos observados de AOD, com diversos casos que superaram o valor de 3,0. Sob essas situações, tornou-se ainda mais provável que os *retrievals* do sensor MODIS possam ter sido contaminados pela AOD. Brennan et al. (2005) alertaram que contaminações por aerossóis nos produtos de nuvens do MODIS podem ocorrer já em situações de AOD acima de 0,4. Em decorrência disso, os resultados deste experimento são cautelosamente

interpretados, como uma tentativa de evitar conclusões baseadas em dados produzidos artificialmente.

A altura média do topo da camada de aerossóis empregada foi de 3,69(47) km, seguindo a metodologia apresentada no item 3.7.

A figura 4.13, análoga às apresentadas para os demais experimentos, mostra a matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes. Observa-se que, na maioria dos casos, a COD esteve abaixo de 10 e as nuvens com topos baixos e quentes. O CER apresentou amplo espectro de valores, muitos excedendo 20 μm . Os valores de AOD também apresentaram espectro bastante grande. Diferentemente dos outros experimentos analisados, chamou a atenção, na figura 4.13, uma correlação positiva entre CER e AOD.

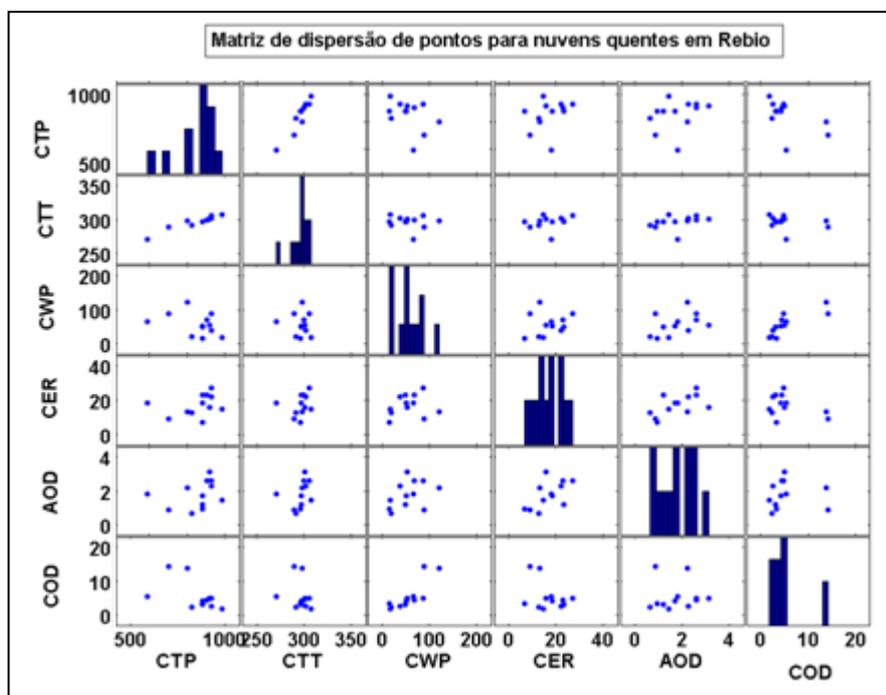


Figura 4.13: matriz de dispersão de pontos de nuvens quentes (fase majoritária) durante o *Experimento Rebio 2007*. Foi notada uma correlação entre AOD e CER. Destacam-se o amplo espectro de AOD e CER.

A possível correlação entre CER e AOD demandou uma avaliação mais cuidadosa. Para isso foi gerado o gráfico da figura 4.14, em que foram selecionados somente os pontos em que a AOD estava asseguradamente livre de contaminação por nuvens e com medida efetuada em tempo não muito anterior à passagem do satélite (para prevenir que tenha ocorrido advecção significativa). Embora a reduzida quantidade de pontos impeça a elaboração de qualquer conclusão, no gráfico é possível ver que o CER diminuiu com o

aumento da AOD até 1,0. Para valores de AOD acima de 1,0, observa-se uma tendência de aumento de CER com o aumento de AOD, sendo que o CER pode chegar ao extremo de $\sim 27 \mu\text{m}$, valor muito acima do observado por medidas *in-situ* na região amazônica (Martins e Dias, 2009). Como será visto também em item posterior, comparações com dados do CloudSat indicaram valores de CER obtidos pelo MODIS significativamente maiores sobre região de floresta. Esses indícios sugerem a possibilidade de artefato nesses casos.

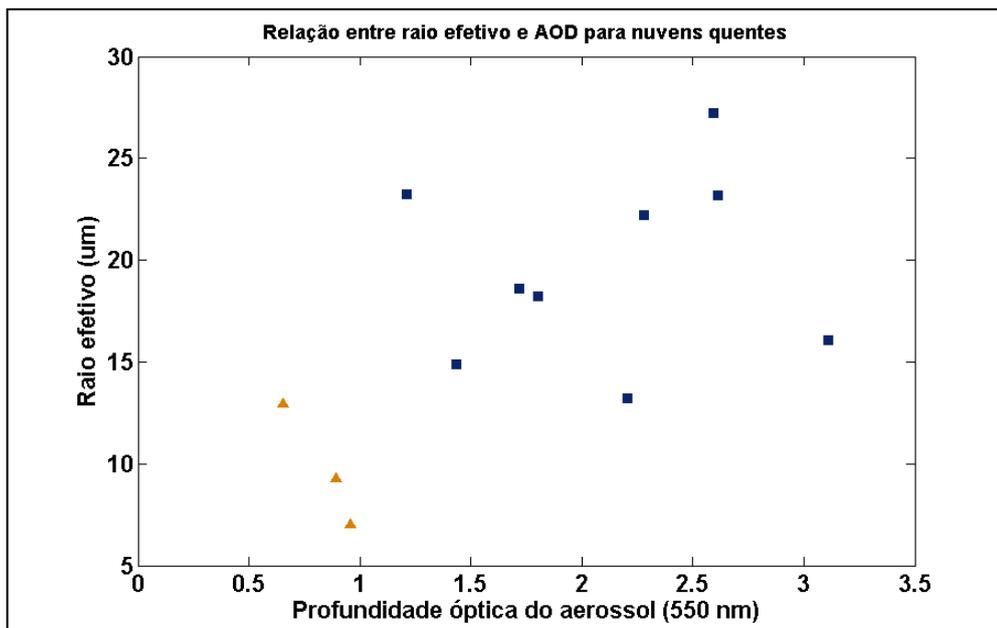


Figura 4.14: ilustração da dispersão de pontos de CERxAOD para nuvens em fase quente.

A figura 4.15 é análoga às já apresentadas para os outros experimentos (figuras 4.6 e 4.9), ela permite verificar que nos instantes em que o disco solar não estava obstruído por nuvens, a curva simulada (AOD) de irradiância PAR global coincidiu com a curva de valores medidos para os dias 237, 248, 250, 256, 257 e 295 e ficou abaixo da curva medida para os dias 238, 252, 261, 285, 287, 288 e 298.

Ainda na figura 4.15, apesar de o MODIS indicar a presença de nuvens, não está evidente seu sinal sobre a curva de irradiância observada para os seguintes dias: 246, 248, 250 e 256⁷. Em alguns desses casos (248, 250 e 256), a curva simulada considerando somente a AOD reproduziu satisfatoriamente a curva observada. Em todos os casos o ângulo zenital de observação do MODIS era superior a 45°, exceto para o dia 250, em que esse ângulo era de 26°. De acordo com Maddux et al. (2010), quanto mais próximo o ângulo zenital de

⁷ O coeficiente de Angström (α) do dia 256 foi analisado para averiguar se a tênue variação observada na curva de irradiância PAR global estava associada com a passagem de nuvens. Pelo sinal de α , não foi possível afirmar que havia nuvens no intervalo em torno da passagem do satélite Aqua.

observação estiver do ângulo limite ($\sim 67^\circ$), maior a chance de que os píxeis que contenham aerossóis e nuvem sejam classificados como nublados do que píxeis semelhantes sem aerossóis. Isso pode ser um indício de que, em pelo menos alguns desses casos, tenha havido falha no *retrieval* do produto de discriminação de nuvens.

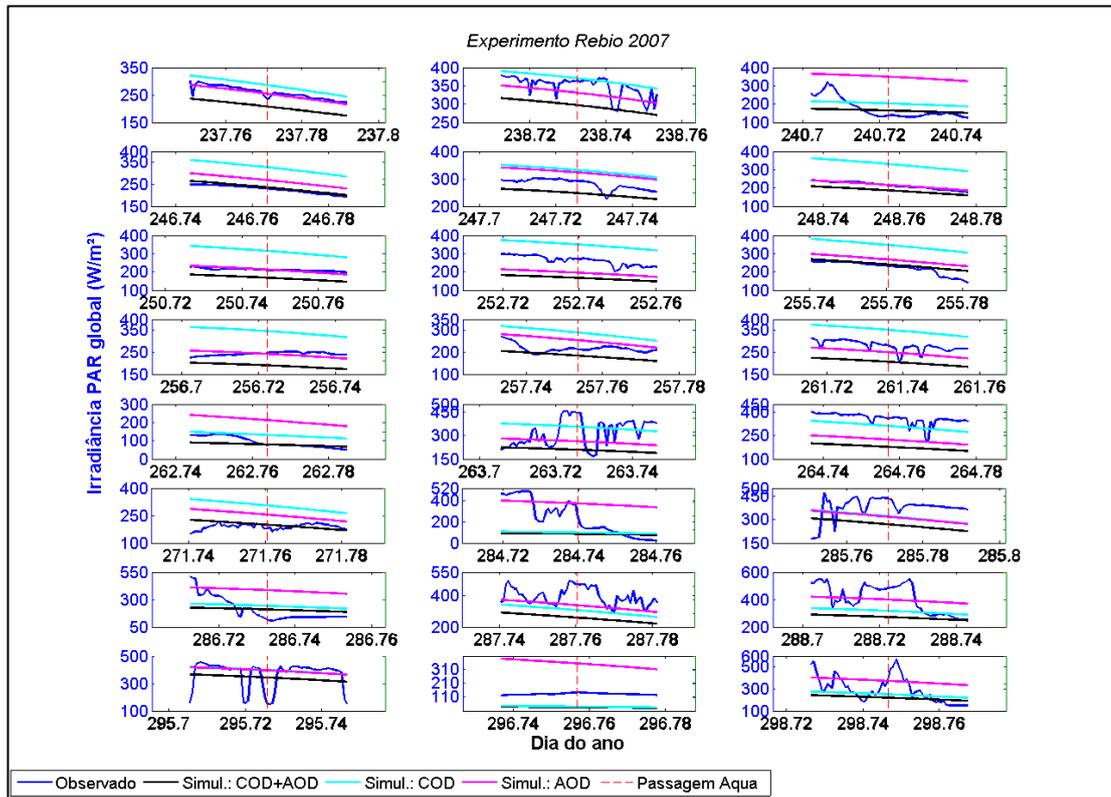


Figura 4.15: irradiância PAR global medida à superfície durante o *Experimento Rebio 2007* (azul) com respectivas comparações com simulações incluindo o efeito conjunto de nuvem e aerossóis (preto), apenas nuvens (azul turquesa) apenas dos aerossóis (magenta) e o erro da simulação com COD+AOD com relação às observações (verde tracejado). Os gráficos mostram intervalos de uma hora em torno do horário da passagem do Aqua (vermelho tracejado).

Seguindo o mesmo procedimento aplicado às análises dos experimentos anteriores, foi construído o gráfico de paridade de irradiância PAR global observada pela simulada, apresentado na figura 4.16. O gráfico mostra que, para nuvens em fase líquida (desprezando o aerossol: $a=0,40$ W/m²; $b=94,80$; $R^2=0,09$. Considerando o aerossol: $a=0,45$; $b=127,53$ W/m²; $R^2=0,18$), as simulações que não consideraram o efeito do aerossol tenderam a superestimar as observações. A pequena amostra de nuvens em fase gelo não permitiu conclusões a respeito do comportamento. Na tabela 4.4 são exibidos os valores de erro absoluto médio para cada uma das simulações realizadas. É possível notar uma pronunciada redução no EAM na simulação que considera a AOD quando comparado com a que considera apenas a COD, principalmente para nuvens quentes.

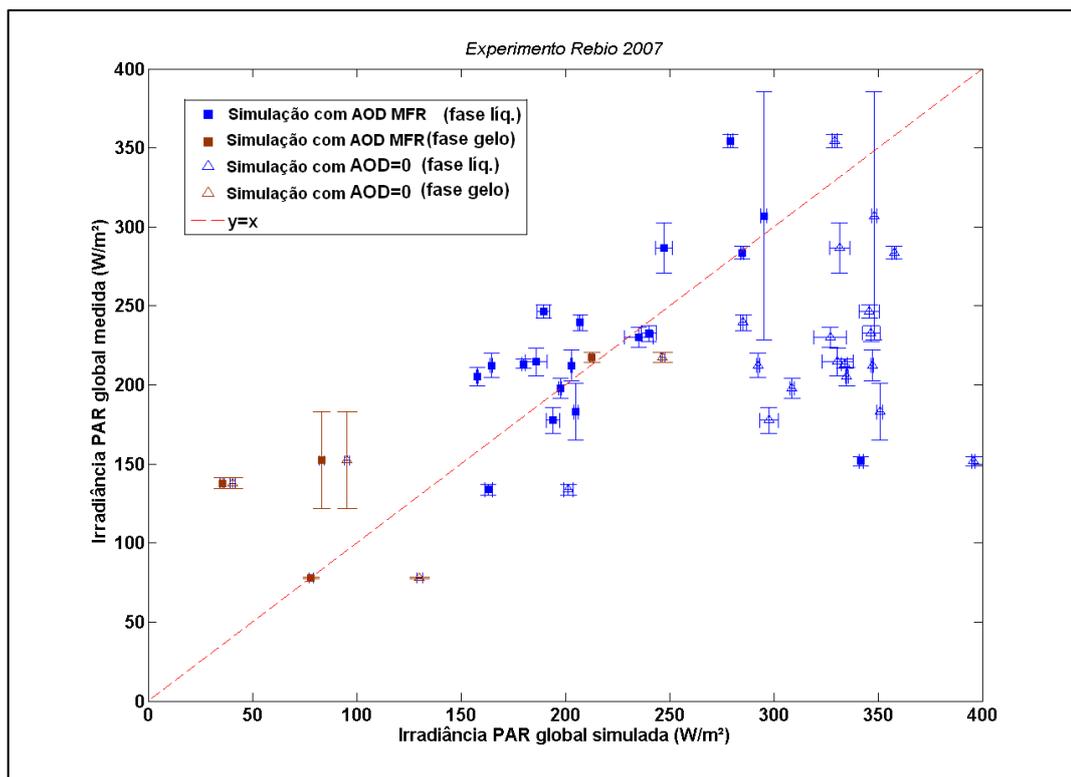


Figura 4.16: curva de paridade entre irradiância PAR global medida e simulada. Pontos gerados a partir das curvas da figura 4.15. Mais detalhes no texto.

Tabela 4.4: erro absoluto médio (EAM) calculado a partir dos dados exibidos nos gráficos da figura 4.16. n é o número de pontos. Os resultados indicam que a introdução da AOD às simulações contribuiu para reduzir EAM.

	Considera AOD?	Rebio
EAM (W/m²)	Sim	36 (n=18)
Fase líquida	Não	290 (n=18)
EAM (W/m²)	Sim	44 (n=4)
Fase gelo	Não	59 (n=4)

Mudanças nas propriedades ópticas do aerossol no interior e nos arredores de nuvens poderiam explicar por que as simulações (considerando AOD e COD) de irradiância PAR tenderam a subestimar as medidas. Estudos sugeriram que o aumento da umidade relativa próximo à região da nuvem pode aumentar a seção de espalhamento dos aerossóis. Esse resultado foi encontrado tanto em estudos com observações *in-situ* (Twohy et al., 2009), quanto por observações via satélite (Tackett e Di Girolamo, 2009). Chand et al. (2006) encontraram também, com base em observações *in-situ* na Amazônia, um aumento do albedo simples dos aerossóis em decorrência da umidade relativa e do envelhecimento. Além disso, a

hipótese de não se considerar advecção e processos de deposição dos aerossóis pode não ser válida em todas as situações.

4.2.4 Dependência do impacto radiativo dos aerossóis em função da COD

Os testes de sensibilidade para nuvem em fase líquida apresentados na seção 4.2.2 já indicavam que a introdução do efeito do aerossol em simulações de irradiância global em superfície na presença de nuvens poderia alterar consideravelmente os resultados. Os valores das tabelas 4.3 e 4.4 corroboram essa suposição. A alteração mais notável ocorreu para a situação de nuvem em fase líquida, tanto para o *Experimento Humaitá 2012*, quanto para o *Experimento Rebio 2007*, sendo o último, cujos valores de AOD foram maiores, o de maior contraste. A razão disso pode ser compreendida através da figura 4.17, construída com os dados do *Experimento Rebio 2007*. Antes disso, será introduzido um índice para representar a fração de AOD com relação à soma da profundidade óptica da nuvem no espectro solar (COD) e do aerossol em 550 nm, o F_{AOD} :

$$F_{AOD} = AOD_{550} / (AOD_{550} + COD)$$

É possível observar na figura 4.17 que a diferença entre as simulações com e sem AOD aumentou conforme aumentou F_{AOD} . Em resumo:

$$\begin{aligned} AOD \sim COD &\rightarrow F_{AOD} \text{ alta} \rightarrow \text{efeito do aerossol é forte} \\ COD \gg AOD &\rightarrow F_{AOD} \text{ baixa} \rightarrow \text{efeito do aerossol é fraco.} \end{aligned}$$

Notando agora que para fase gelo, que apresentou pequena amostra estatística e com F_{AOD} baixa, ficou claro porque o contraste entre EAM com e sem aerossol para essa fase foi menor (tabela 4.4).

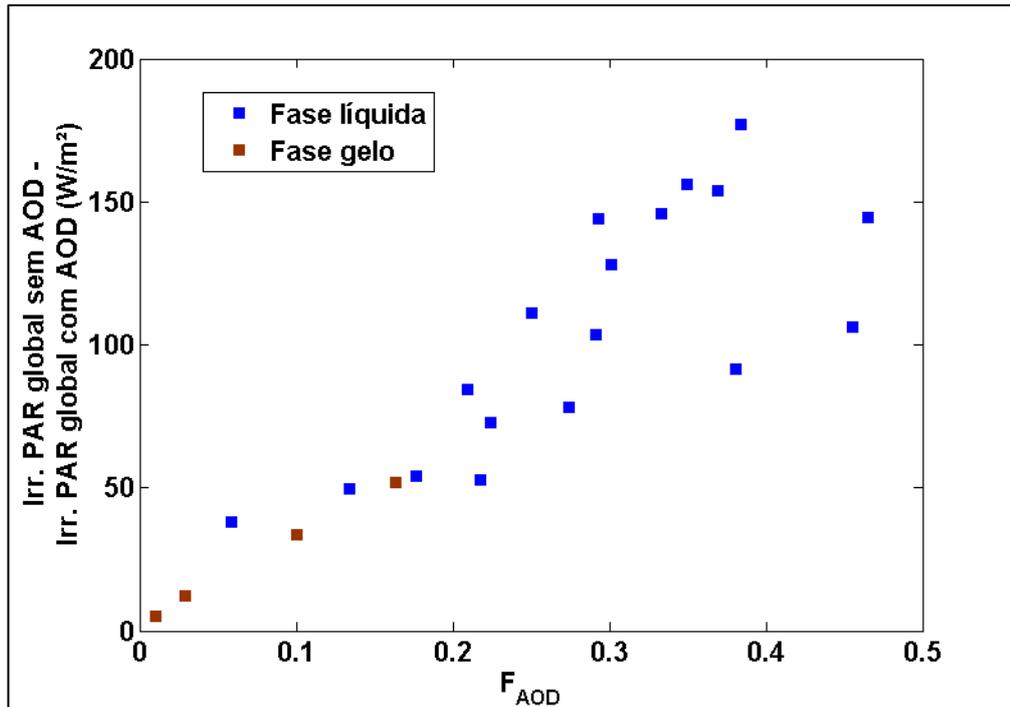


Figura 4.17: dispersão da diferença entre as simulações que não incluíram e que incluíram o efeito do aerossol como função do índice F_{AOD} .

4.4 Propriedades de nuvens: fatos e artefatos

Estudos anteriores realizados com base em dados de satélites geoestacionários *Geostationary Satellite Server* (GOES) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* NOAA (Wang et al., 2009; Chagnon, 2004) apontaram que há uma predominância na ocorrência de nuvens convectivas rasas sobre a região desflorestada de Rondônia com relação à região de floresta, embora o *Convective Available Potential Energy* CAPE seja maior sobre a floresta (Fisch et al., 2004). Os autores justificaram tal fenômeno indicando que, a despeito de seu menor potencial convectivo, as regiões desmatadas apresentam maior atividade convectiva em decorrência de circulações de mesoescala sobre tal tipo de cobertura superficial.

Ten Hoeve et al. (2010) realizaram estudo comparativo de propriedades microfísicas de nuvens quentes sobre região de pastagem e floresta em torno do estado de Rondônia, mesma região onde foi realizado o *Experimento Rebio 2007*. Os autores utilizaram dados do sensor MODIS entre os meses de agosto e outubro para os anos de 2004 a 2007. No presente estudo, também foram feitas médias das propriedades de nuvens quentes entre os dias 25 de agosto e 27 de outubro de 2007 sobre uma região de pastagem e sobre uma região de floresta. Sobre a região de pastagem a área foi [Lat.: -11,0° a -11,5°; Lon.: -61,5° a -62,5°] e sobre a área de floresta [Lat.: -11,0° a -11,5°; Lon.: -59,5° a -60,5°]. As regiões estão ilustradas na

figura 4.18. O intuito desta etapa do estudo não foi apenas reproduzir um trabalho já estabelecido, mas analisar os resultados no contexto das fontes de erro conhecidas do produto de nuvens do MODIS em uma tentativa de identificá-las quanto à sua importância. Conforme já mencionado, dentre algumas dessas fontes estão o albedo de superfície (Platnick et al., 2003), o ângulo zenital de observação (Maddux et al., 2010) e a profundidade óptica dos aerossóis (Brennan et al., 2005).

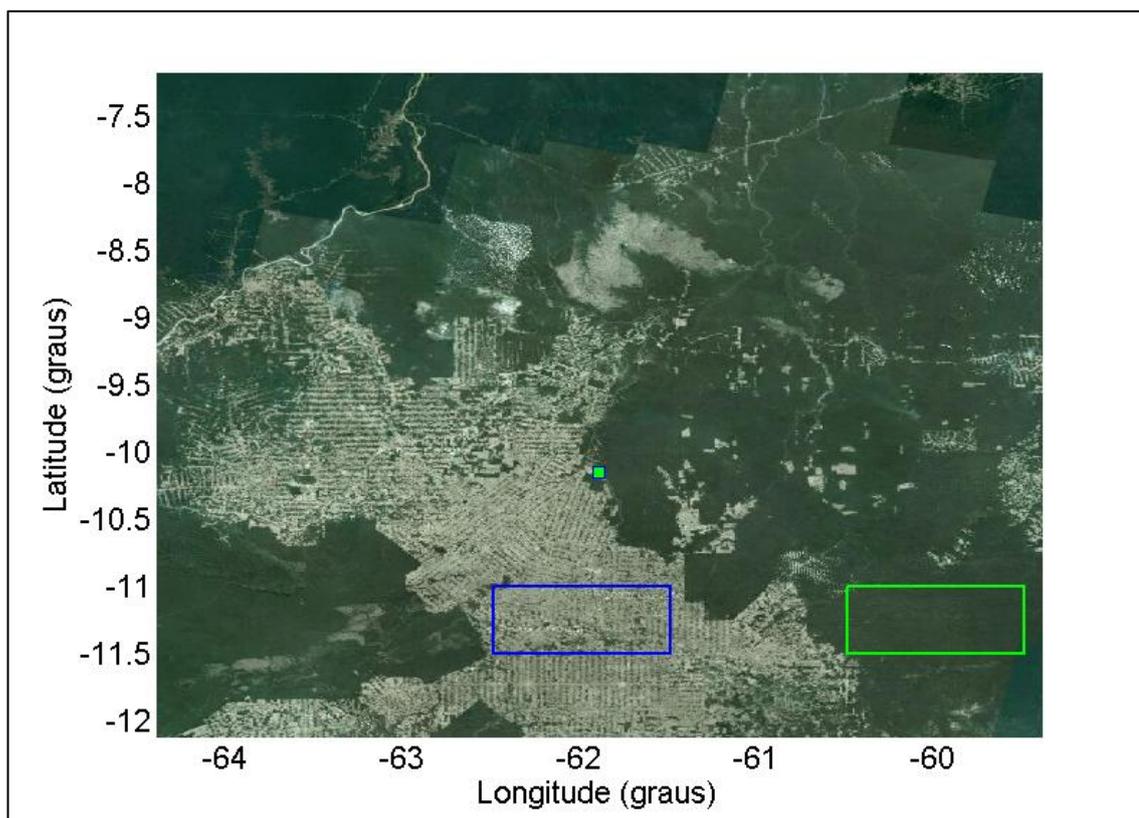


Figura 4.18: mapa ilustrando as regiões sobre pastagem (contorno azul) e floresta (contorno verde) escolhidas para realizar médias espaciais de propriedades de nuvens.

Para as médias de propriedades realizadas sobre as regiões indicadas na figura 4.18 foram selecionadas apenas nuvens com pressão de topo maior que 700 hPa e em fase líquida. Os resultados foram divididos com relação ao ângulo zenital de observação (AZO) e estão apresentados na tabela 4.5. Em consistência com estudos anteriores (Ten Hoeve et al., 2011; Wang et al., 2009; Chagnon, 2004), a fração de cobertura de nuvens sobre região de pastagem se mostrou maior que sobre floresta. No entanto, na situação em que o AZO esteve restrito a valores acima de 40° , houve aumento de $\sim 0,25$ para os dois tipos de cobertura superficial quando comparado com os valores em que AZO era menor que 40° .

Para a situação com AZO menor que 40° , a diferença de raio efetivo entre pastagem e floresta ultrapassou $4,0 \mu\text{m}$, sendo maior sobre floresta. Houve também aumento no raio

efetivo de gotículas associado a AZO maiores, com diferença de aproximadamente 4,0 μm sobre região de pastagem e 1,4 μm sobre floresta.

A região de floresta apresentou topos de nuvem mais altos e mais frios, com maior CWP e COD, o que se explica pelo fato de que, quando há mecanismo de levantamento para formação de nuvens sobre a floresta, essas tendem a ser verticalmente mais desenvolvidas, pois o CAPE sobre a floresta é maior do que sobre a pastagem, assim como a quantidade de umidade (Fisch et al., 2004). Como o topo das nuvens foi mais alto sobre floresta do que sobre pastagem, é compreensível que CER tenha sido maior sobre região de floresta. De acordo com a teoria da parcela, realmente é esperado que o raio efetivo cresça com a altura (para nuvens não precipitantes), o que indica coerência no *retrieval* (já que sobre a floresta o raio efetivo é maior). Mas ainda assim, assumindo crescimento de gotículas devido somente ao processo de condensação, uma nuvem com espessura de 200 m deveria ter um raio médio não superior a 5 μm (desprezando entranhamento), valor muito menor daquele encontrado nas médias sobre floresta.

Tabela 4.5: médias de propriedades de nuvens quentes e com topo abaixo do nível de 700 hPa realizadas sobre as regiões indicadas na figura 4.18 com base nos produtos do MODIS no período de agosto a outubro de 2007. Dados separados pelo ângulo zenital de observação.

		Ângulo zenital de observação < 40° CTP > 700 hPa Floresta n=18 Pastagem n=20				Ângulo zenital de observação ≥ 40° CTP > 700 hPa Floresta n=13 Pastagem n=28			
		Média	Desvio padrão	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão	Mínimo	Máximo
CTP (hPa)	Floresta	852	52	722	910	866	69	705	970
	Pastagem	913	56	740	976	876	68	705	985
CTT (K)	Floresta	295	5	283	302	296	7	278	306
	Pastagem	300	4	287	305	297	6	283	308
CWP (g/m ²)	Floresta	75	36	40	175	39	17	6	66
	Pastagem	51	25	17	109	56	32	8	129
CF	Floresta	0.59	0.20	0.28	1.00	0.84	0.21	0.42	1.00
	Pastagem	0.66	0.21	0.24	1.00	0.89	0.16	0.35	1.00
CER (um)	Floresta	17.6	3.4	11.7	23.2	19.0	5.5	10.1	26.9
	Pastagem	13.2	2.9	8.8	18.5	17.1	3.2	11.0	22.9
COD	Floresta	6.6	4.0	3.1	20.4	3.2	1.6	0.8	5.7
	Pastagem	5.7	2.6	1.9	10.7	5.1	3.5	0.5	15.5

Para melhor compreensão dos produtos, primeiramente é preciso ter em conta que o sucesso na obtenção de propriedades de nuvens sobre um determinado pixel está

condicionado ao êxito na determinação de duas propriedades: 1. máscara de nuvens sobre o pixel; 2. fase termodinâmica das nuvens apropriada sobre o pixel. Em pelo menos dois dos casos do *Experimento Humaitá 2012*, a segunda condição foi violada, conforme discutido na seção 4.2.2. Se entendermos também que as diferenças da ordem de 0,25 na fração de nuvens entre o conjunto com AZO menor que 40° e o com AZO maior que 40° como uma dependência dos *retrievals* com o ângulo de observação, então há indícios da existência de píxeis que não satisfizeram à condição 1. Isso, já de início, pode apontar falhas da determinação final das propriedades de nuvens.

De acordo com Platnick et al. (2003), os *retrievals* sobre regiões com alto albedo de superfície podem aumentar substancialmente a refletância acima das nuvens, e conseqüentemente a refletância medida pelo sensor. No caso de nuvens com baixa profundidade óptica ($COD < 5$), como as comumente encontradas sobre a região de pastagem em Rondônia, esse efeito torna-se ainda mais significativo. Nesses casos, a fração de refletância medida pelo sensor oriunda da superfície pode chegar a 50% (King et al., 1997), e embora sejam aplicadas correções, as incertezas tornam-se maiores.

Um outro fator a se considerar é o papel dos aerossóis sobre essa região, cujos valores de AOD (550 nm) podem exceder 3,0. Para esse componente atmosférico não são realizadas correções, sobretudo porque informações a seu respeito nas regiões nubladas são desconhecidas. Seu efeito pode, entretanto, tornar-se relevante o suficiente para comprometer a confiabilidade dos *retrievals*. Brennan et al. (2005) sugeriram que em situações sob AOD acima de 0,6 já seria inseguro o uso tanto da máscara de nuvens quanto dos demais produtos.

Na tabela 4.5 destacaram-se os altos valores de raio efetivo, especialmente sobre a região de floresta, que apresentou valor extremo de $26,9 \mu\text{m}$ para AZO maior que 40° , um valor atípico para nuvens líquidas. Em decorrência disso, uma cuidadosa análise foi feita com relação aos *retrievals* de raio efetivo na região do *Experimento Rebio 2007*. Foram selecionados três casos particulares para uma análise mais cuidadosa, um dia com AOD extrema ($\sim 2,3$, em Ji-Paraná) e AZO grande ($> 40^\circ$), um dia com AOD extrema ($\sim 2,4$, em Ji-Paraná) e AZO pequeno ($< 40^\circ$) e um dia com AOD moderada ($\sim 1,0$, em Ji-Paraná) e AZO pequeno ($< 40^\circ$). As figuras 4.19 (A a D), 4.20 (A a D) e 4.21 (A a D) mostram a sobreposição de imagens do Google Maps com *retrievals* de raio efetivo para esses dias. As figuras estão também acompanhadas dos mapas de profundidade óptica de nuvem, raio efetivo, fração de cobertura, e fase termodinâmica, além de uma imagem *True Color*, gerada com o produto de

nível 1 do MODIS. As características médias de cada caso (como AOD, AZO, CER) podem ser consultadas nas tabelas 4.6 e 4.7, para região sobre pastagem (4.6) e floresta (4.7), com áreas coincidentes com as da figura 4.18. A AOD nesse caso foi extraída da rede AERONET (Holben et al, 1998), em nível 2.0, para o sítio de Ji-Paraná, localizado em área de pastagem. É necessário ressaltar que somente nuvens em fase líquida foram consideradas, isto é, os píxeis considerados nas estimativas das médias para as propriedades de nuvens apresentadas nas tabelas foram os identificados pelo número 1 na imagem 4.15-I.

A sobreposição para o dia 246 (figura 4.19 D) ilustra uma grande similaridade entre o tipo de cobertura superficial e o mapa com o produto de raio efetivo. Além disso, embora pela imagem em *True Color* não pareça haver 100% de cobertura de nuvens (fig. 4.19 E), o mapa de CF mostra 100% em fase líquida em quase toda a área estudada, o que não foi observado nos demais casos. É interessante notar também que, apesar de a máscara de nuvens do MODIS identificar céu nublado em quase toda a área apresentada, há uma área grande da imagem em que COD (fig. 4.19 F) e CER (fig. 4.19 G) são nulos.

Indícios de possíveis fontes de erro no *retrieval* podem ser constatados a partir das tabelas 4.6 e 4.7. Para o dia 246, em que possivelmente houve erro no algoritmo do MODIS, foram identificadas nuvens com topo baixo e alto raio efetivo de gotícula, o que corrobora as observações feitas na figura 4.14. Sobre a floresta, a média de CWP teve valor especialmente baixo, que em combinação com o correspondente CER, produz COD~1, o que reforça a hipótese que píxeis que não continham nuvem tenham sido atribuídos como nublados.

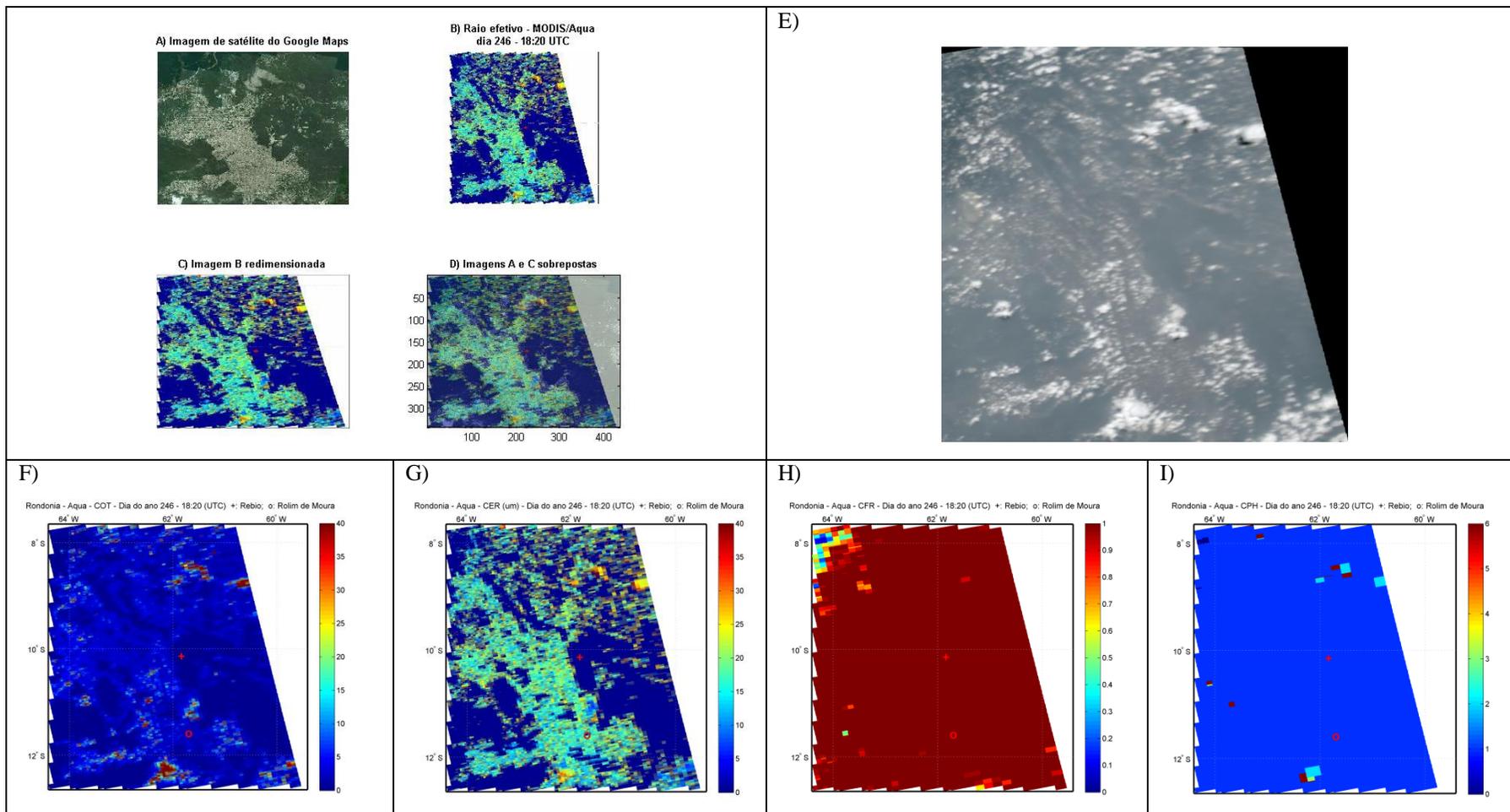


Figura 4.19: sobreposição da imagem do *Google Maps* com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D) mostrando grande semelhança entre a cobertura de superfície e o produto de CER. Também são exibidos a imagem *True Color* do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem (I)⁸. Passagem no dia 246 de 2007.

⁸ No mapa de fase termodinâmica: 0 – sem nuvens; 1 – nuvem líquida; 2 – nuvem de gelo; 3 – nuvem mista; 6 – fase incerta.

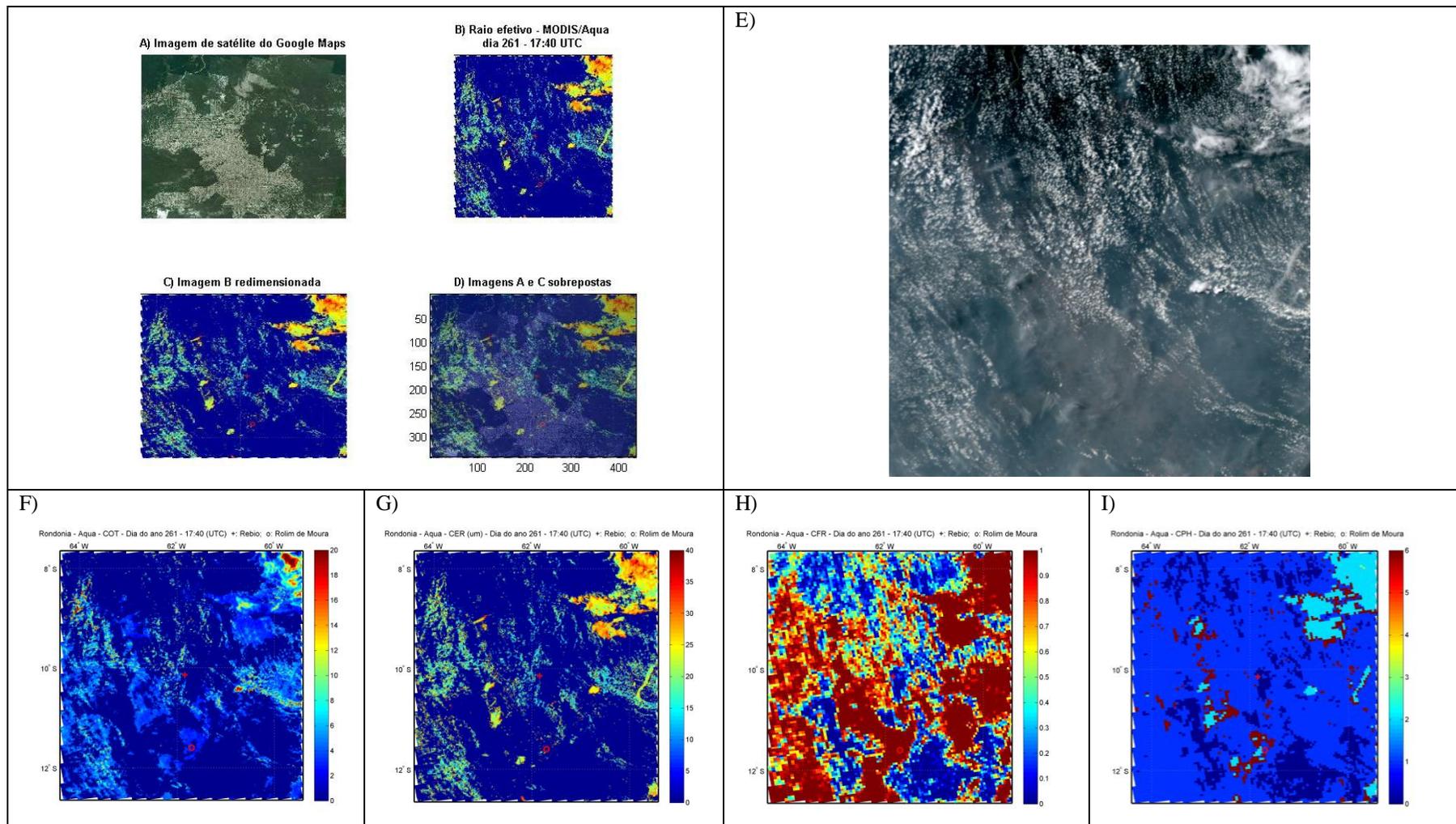


Figura 4.20:

Sobreposição da imagem do *Google Maps* com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D). Também são exibidos a imagem *True Color* do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem (I). Passagem no dia 261 de 2007.

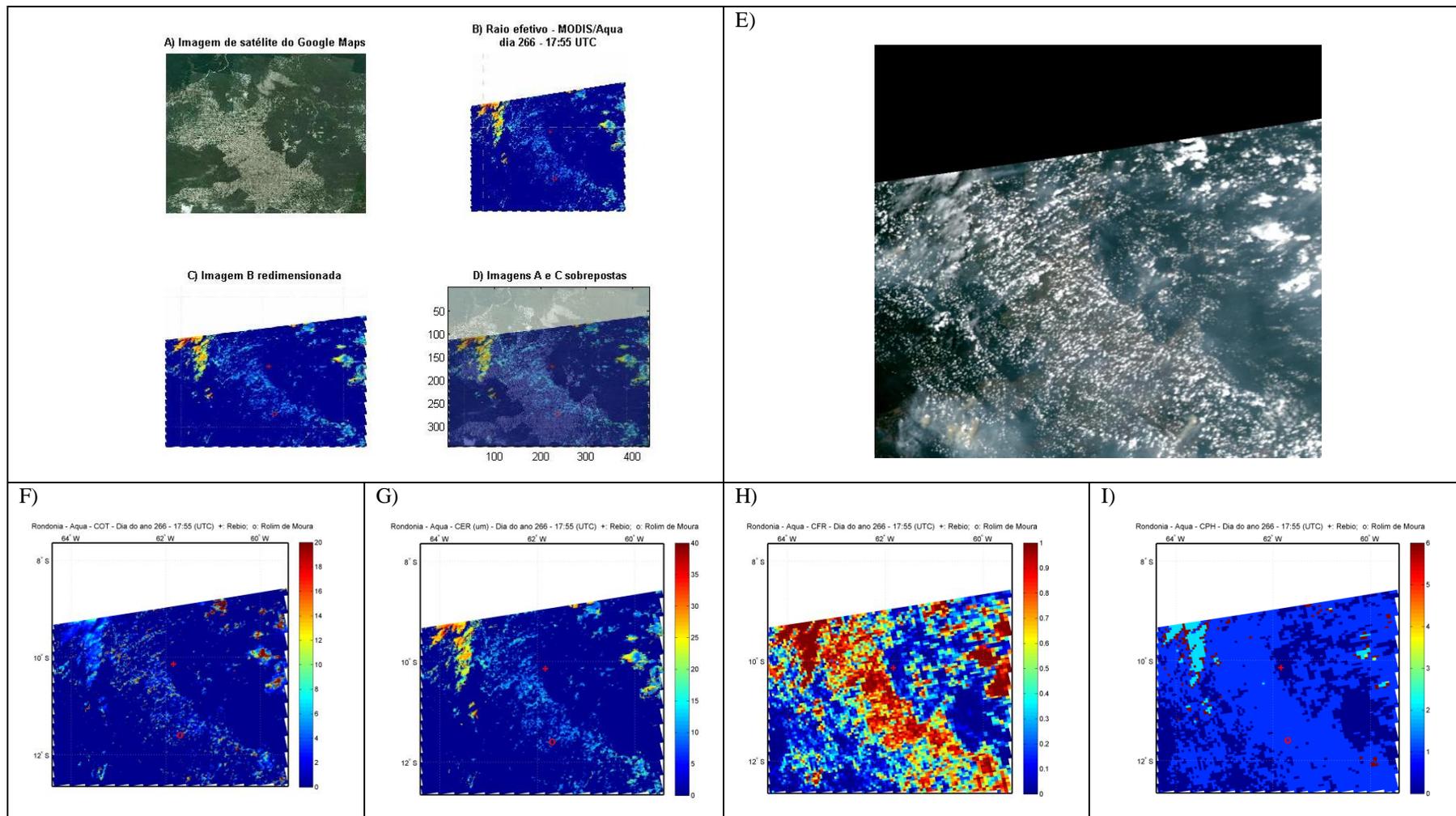


Figura 4.21: sobreposição da imagem do *Google Maps* com o mapa de raio efetivo obtido pelo MODIS (A a D). Também são exibidos a imagem *True Color* do MODIS (E) e produtos de profundidade óptica da nuvem (F), raio efetivo de gotículas (G), fração de nuvens no céu (H) e fase termodinâmica predominante na nuvem. Passagem no dia 266 de 2007.

Para o dia 261, o AZO era pequeno, mas a AOD era tão alta quanto no dia 246. Assim como no caso anterior, também foram altos os valores de CER. Tal anomalia, entretanto, pode ser atribuída a uma contaminação por *cirrus*. É possível ver na figura 4.20-E que havia uma camada de *cirrus* sobre nuvens *cumuli* rasas. Tal contaminação pode ter influenciado inclusive CTP, que mostra nuvens com topo mais alto. Chang e Li (2003) mostraram que sob a configuração em que há uma camada de *cirrus* sobre nuvens líquidas, o *retrieval* contaminado pelas nuvens *cirrus* pode aumentar os valores de CER.

Para o dia 266, os valores de AOD estavam moderados, mas ainda dentro de um nível considerado inseguro para *retrievals* de nuvens (Brennan et al., 2005). O AZO era $\sim 25^\circ$ sobre a região de pastagem e $\sim 40^\circ$ sobre região de floresta. Foi atribuído pelo algoritmo um baixo topo às nuvens, assim como baixos valores para CER, quando comparados com os casos anteriores. Neste caso os valores de raio efetivo estão mais próximos dos valores encontrados durante campanhas de medidas *in-situ* (variou entre 3,70 e 8,15 μm no estudo de Martins e Dias, 2009). As tabelas 4.6 e 4.7 mostram grandes diferenças em CF para cada tipo de cobertura superficial, que são confirmadas pela imagem *True Color* (figura 4.21-E). Grande parte das nuvens *cirrus* que podem ser vistas na figura 4.21-E não foi identificada pelo algoritmo, como pode ser visto na figura 4.21-I (fase líquida predominante).

Tabela 4.6: médias de algumas das propriedades de nuvem obtidas através do MODIS em passagens do Aqua nos dias 246, 261 e 266 de 2007 sobre a região de pastagem indicada na figura 4.18. Valores acompanham desvio padrão.

Dia	Passagem Aqua UTC	AZO (graus)	AOD ₅₀₀ Ji-Paraná média do dia	Pastagem				
				N	CTP (hPa)	CWP (g/m ²)	CER (μm)	CF
246	18:20	40 a 64	2,27 \pm 0,13	72	905 \pm 100	65 \pm 82	17,1 \pm 2,5	1,00 \pm 0,00
261	17:40	2 a 36	2,40 \pm 0,10	160	600 \pm 370	52 \pm 16	23,0 \pm 4,0	0,85 \pm 0,25
266	17:55	4 a 40	1,07 \pm 0,17	199	938 \pm 45	37 \pm 20	9,2 \pm 1,7	0,71 \pm 0,22

Tabela 4.7: médias de algumas das propriedades de nuvem obtidas através do MODIS em passagens do Aqua nos dias 246, 261 e 266 de 2007 sobre a região de floresta indicada na figura 4.18. Valores acompanham desvio padrão.

Dia	Passagem Aqua UTC	AZO (graus)	AOD ₅₀₀ Ji-Paraná média do dia	Floresta				
				N	CTP (hPa)	CWP (g/m ²)	CER (μm)	CF
246	18:20	40 a 64	2,27 \pm 0,13	28	933 \pm 9	20 \pm 00	21,4 \pm 4,0	1,00 \pm 0,00
261	17:40	2 a 36	2,40 \pm 0,10	178	777 \pm 220	60 \pm 15	20,5 \pm 5,0	0,80 \pm 0,26
266	17:55	4 a 40	1,07 \pm 0,17	21	891 \pm 17	41 \pm 9	16,1 \pm 3,8	0,34 \pm 0,16

Em complemento à discussão acerca dos produtos de nuvens do MODIS, é válido incluir uma comparação entre a fração de cobertura de nuvens obtida através do MODIS e a obtida através do sistema fotogramétrico operado durante o *Experimento Humaitá 2012*. Embora essa comparação não seja imediata, já que a máquina está direcionada para o céu e o sensor no satélite observa a partir do espaço, já é possível perceber que o produto de nuvens do MODIS tendeu a superestimar a fração de cobertura de nuvens (figura 4.22).

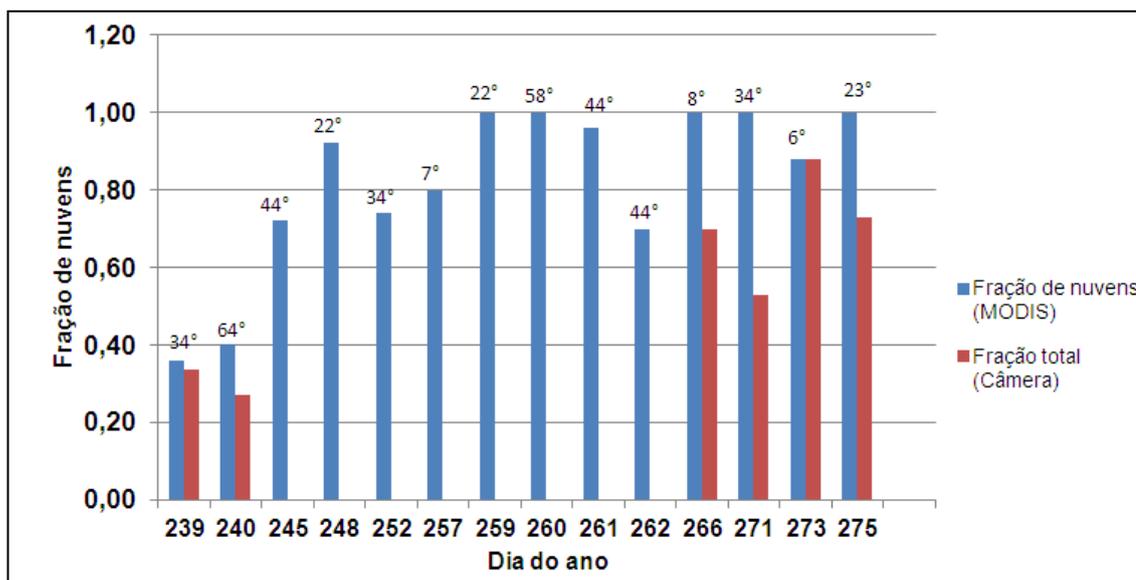
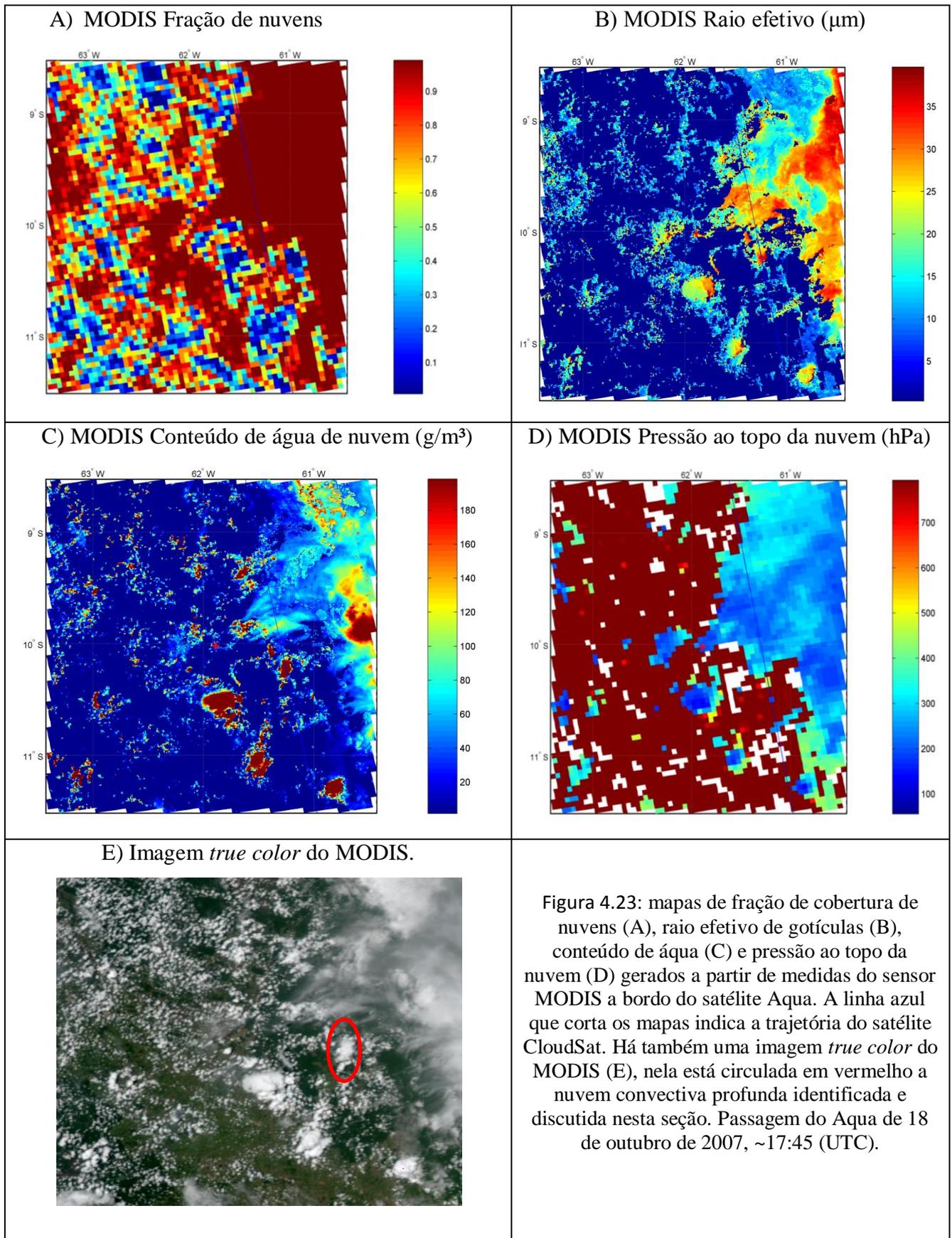


Figura 4.22: fração de nuvens do MODIS obtida de passagens do satélite Aqua sobre o pixel onde estava instalada a câmera para registro de fotos do céu durante o *Experimento Humaitá 2012* e comparação com o correspondente valor obtido através do algoritmo fotogramétrico desenvolvido neste trabalho. Resultados indicam que o MODIS superestimou a CF. Os numerais acima das colunas indicam o ângulo zenital de observação do MODIS (Aqua) sobre o sítio experimental. Nos dias em que não há coluna com fração total da câmera, o sistema fotogramétrico estava inoperante.

Por fim, efeitos 3D, amplamente discutidos na literatura (Gu et al., 2001; Varnai e Marshak, 2002; Vant-Hull et al., 2007; Yang e Di Girolamo, 2008), não foram abordados com enfoque neste trabalho, especialmente em decorrência da dificuldade em isolar seus efeitos.

4.5 Estudo de caso: MODIS x CloudSat

Discutidas algumas das limitações dos produtos de nuvens obtidos através da técnica de sensoriamento remoto passivo, é natural desejar comparar suas características com aquelas obtidas por técnicas de sensoriamento remoto ativo e averiguar sob quais situações as duas técnicas produzem resultados comparáveis e em quais circunstâncias ocorrem divergências expressivas.



Nesta etapa, assumiu-se que a técnica de sensoriamento remoto ativo (CloudSat) reproduz mais fielmente o real cenário de nuvens. Primeiramente porque é capaz de gerar um detalhado perfil vertical dos hidrometeoros da nuvem (o que permite retratar cenários de nuvens em multicamadas) e também pelo fato de ser operado em uma região do espectro eletromagnético em que a interação com partículas de aerossol pode ser desprezada e o efeito de interação com a superfície é pequeno. Naturalmente também apresenta suas limitações, como não representar a coexistência de duas fases termodinâmicas de hidrometeoros em um mesmo nível.

O critério para escolha de um caso específico para análise deu-se com base na diversidade de configurações de nuvens encontradas em uma única passagem. Foi selecionado o dia 18 de outubro de 2007, em uma região próxima à que ocorreu o *Experimento Rebio 2007*. Para essa passagem, o satélite CloudSat reproduziu o perfil de uma nuvem convectiva profunda (NCP), uma cena em multicamadas e uma situação puramente com nuvem *cirrus*. Os mapas de fração de nuvem, raio efetivo, conteúdo integrado de água e pressão ao topo da nuvem do MODIS estão apresentados na figura 4.23, neles está indicada a trajetória do CloudSat. A figura acompanha também a imagem *True Color* da cena observada. Antes de analisar os dados é necessário levar em conta as diferentes resoluções espaciais horizontais entre os dois produtos.

Os perfis verticais de raio efetivo e conteúdo de água (fases líquida e gelo) obtidos a partir do radar do CloudSat estão apresentados na figura 4.24. Neste processo de comparação, o foco principal é investigar as diferenças entre realizar simulações numéricas em um modelo de transferência radiativa incorporando dados de nuvens do MODIS e do CloudSat. Nesse contexto, foram feitas simulações de irradiância solar em superfície (figura 4.25) e taxa de aquecimento radiativo solar (figura 4.26) com base nos produtos desses dois sensores.

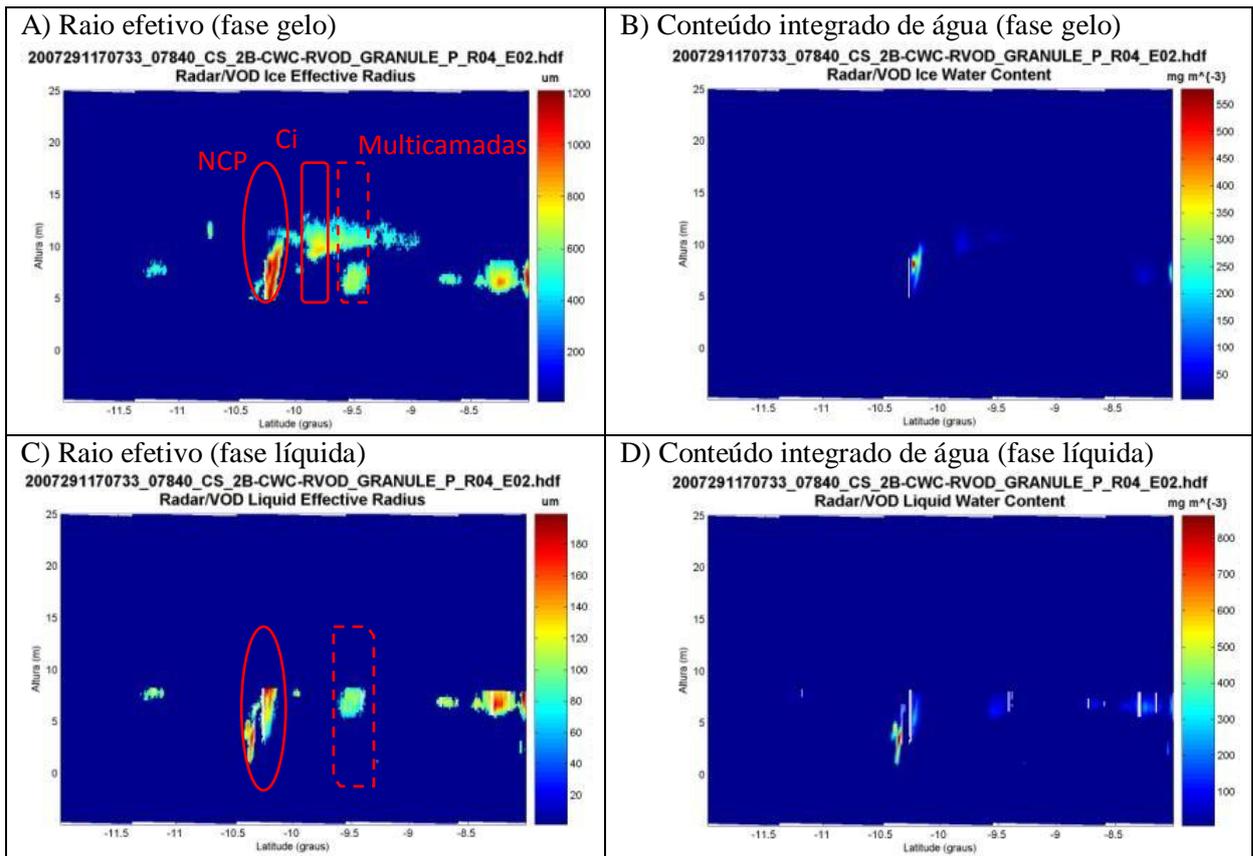


Figura 4.24: cortes verticais de raio efetivo (μm) em fase gelo (A) e fase líquida (C) e conteúdo de água (mg/m^3) para fase gelo (B) e líquida (D), obtidos pelo produto 2B-CWC-RVOD do CloudSat. Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, $\sim 17:45$ (UTC).

A figura 4.25 mostra o conteúdo integrado de fase líquida e gelo dos hidrometeoros derivados a partir do radar do produto do CloudSat e do MODIS (lembrando que de acordo com o *retrieval* do produto do MODIS, não há coexistência de fases termodinâmicas sobre um mesmo pixel). A figura mostra que o conteúdo integrado de gelo no caso de nuvem convectiva profunda (NCP) no *retrieval* do CloudSat foi maior que o dobro em relação ao do MODIS, além de adicionalmente o radar identificar fase líquida da ordem de $600 \text{ g}/\text{m}^2$. Como consequência natural, foi possível notar relevante diferença entre os dois produtos sobre a taxa de aquecimento radiativo solar (figura 4.27): foi maior para o CloudSat, o que está também associado com sua capacidade de estimar um perfil vertical de hidrometeoros, em oposição ao produto do MODIS, que oferece valores representativos de toda(s) a(s) camada(s) de nuvens. Na irradiância solar em superfície (figura 4.26), a diferença decorrente do uso dos dois distintos produtos foi de aproximadamente $150 \text{ W}/\text{m}^2$.

O cenário em que havia apenas nuvem *cirrus* foi o que apresentou melhor concordância entre as simulações de irradiância em superfície (figura 4.26) e taxa de aquecimento radiativo solar (figura 4.27), condizente com a grande semelhança no conteúdo

integrado de água da nuvem sobre essa região (figura 4.25), ambos em torno de 100 g/m². Ainda assim, sobre a irradiância solar global em superfície as diferenças foram em torno de 40%. Para entender melhor a razão dessa aparente contradição, é necessário analisar o gráfico da figura 4.28. Essa figura exibe um ponto em torno de -9,8 graus de latitude, sobre nuvem *cirrus*, em que o conteúdo integrado de água da nuvem era muito similar entre os dois produtos, 100 g/m² do CloudSat e 102 g/m² do MODIS. É possível ver que a altura do topo da nuvem pelos dois sensores foi muito semelhante. O perfil vertical de raio efetivo do CloudSat, entretanto, apresenta valores maiores que o do MODIS. Conforme esperado, o raio efetivo do MODIS foi mais representativo das camadas superiores da nuvem. As diferenças maiores culminaram em um fator maior que 3 quando comparado o raio efetivo do MODIS com o do CloudSat na altura de 10 km. Como consequência, a profundidade óptica da nuvem é, de acordo com a equação 21, maior com o produto do MODIS, embora o CWP seja praticamente idêntico ao do CloudSat.

A configuração em que houve nuvem em multicamadas na atmosfera foi a que esteve associada com maior divergência em irradiância solar à superfície, com diferenças nessa região superiores a 300 W/m². Nessa região o MODIS atribuiu fase gelo ao cenário, com conteúdo integrado de nuvem em torno de 50 g/m². O CloudSat, por outro lado, indicou duas camadas de nuvens: uma superior em fase gelo e com CWP ~ 40 g/m² e um inferior em fase líquida com CWP ~50 g/m². Houve também apreciável diferença sobre a taxa de aquecimento solar especialmente quanto à distribuição vertical.

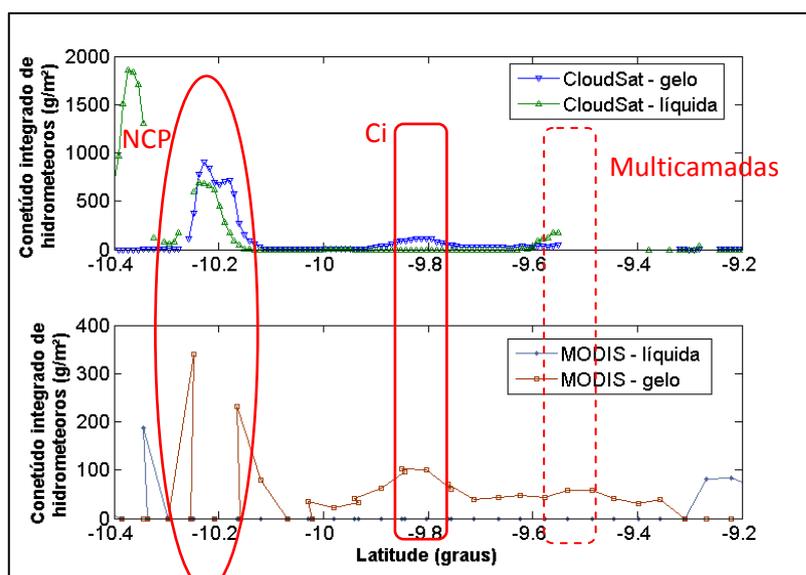


Figura 4.25: Conteúdo integrado de água da nuvem do CloudSat e do MODIS na passagem sobre a região do estudo de caso, em 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC). Embora haja perfil vertical de propriedades de nuvens na região de multicamadas, houve falha na integração o conteúdo de água.

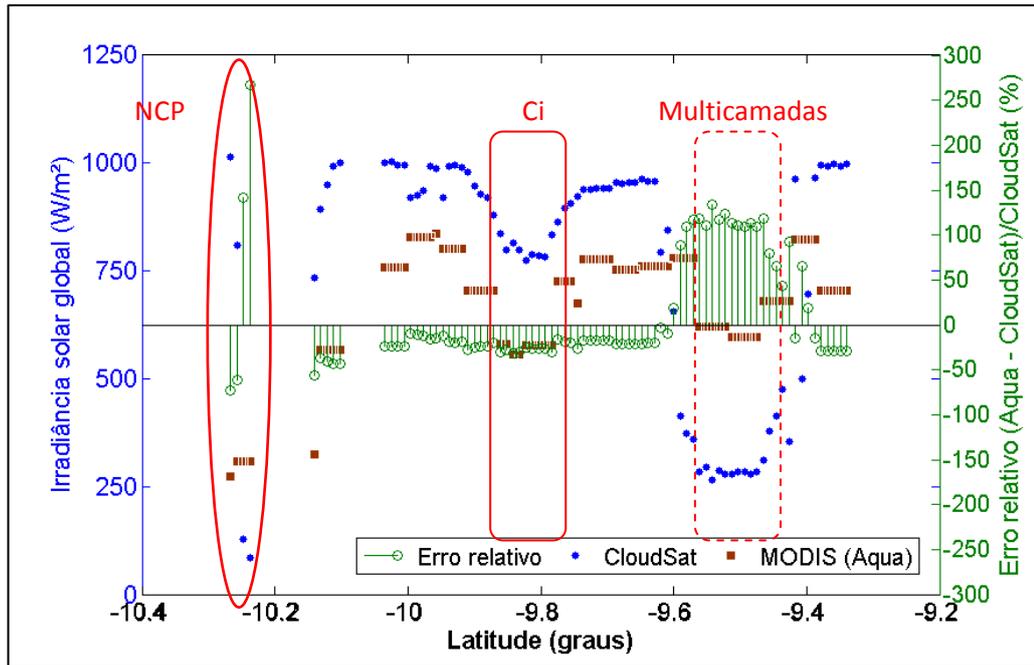


Figura 4.26: irradiação solar global em superfície simulada com dados de nuvem incorporados do CloudSat (pontos em azul) e do sensor MODIS (pontos em vermelho). Está acompanhado da diferença da grandeza entre os dois métodos utilizados (hastes em verde). Estão também ressaltadas as regiões da passagem que são discutidas no texto. Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).

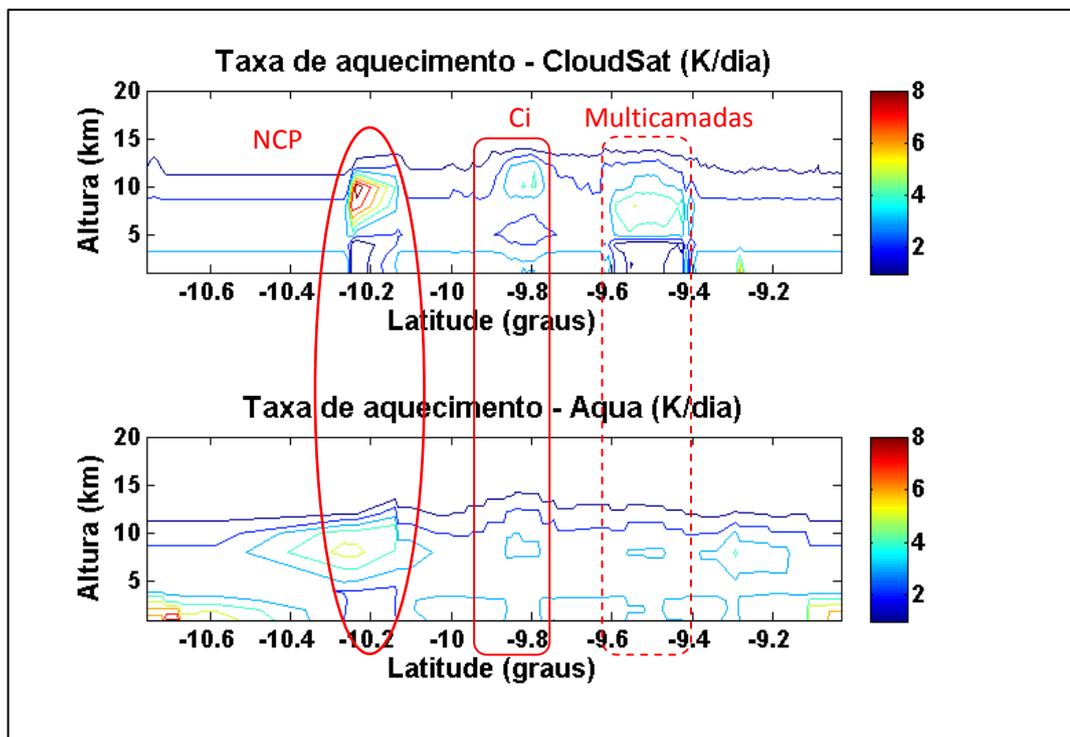


Figura 4.27: taxa de aquecimento radiativo no espectro solar utilizando o perfil vertical de hidrometeoros do CloudSat (gráfico superior) e utilizando propriedades de nuvem do MODIS (em que não há perfil vertical) (gráfico inferior). Passagem do Aqua de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).

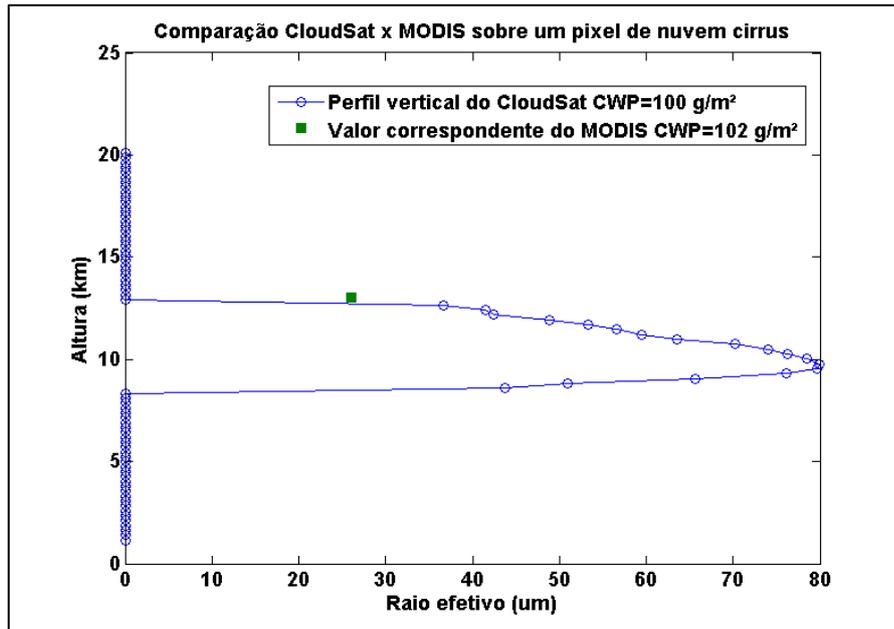


Figura 4.28: Perfil vertical de raio efetivo do CloudSat e valor da altura do topo e raio efetivo da nuvem obtidos via MODIS sobre um ponto correspondente ao estudo de caso, em que havia apenas nuvem *cirrus*. As diferenças no raio efetivo justificam as divergências observadas nos resultados de transferência radiativa (figuras 4.26 e 4.27).

A AOD nas simulações deste estudo de caso foi incorporada a partir da média do produto do sensor CALIOP sobre a passagem na região (AOD₅₃₂~0.34, excluindo os pontos em que não houve *retrieval*), a bordo do satélite CALIPSO. O coeficiente de extinção dos aerossóis exibido na figura 4.29, junto com a correspondente AOD.

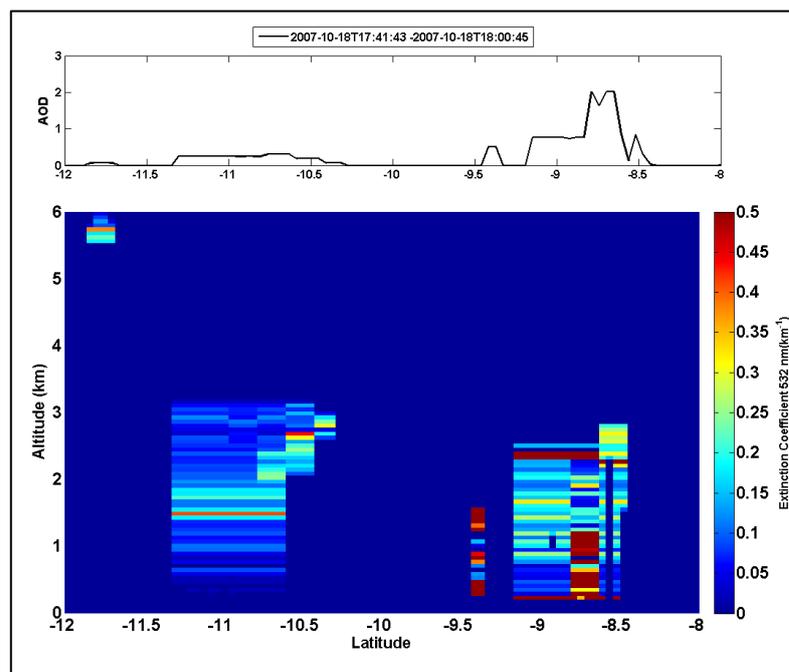


Figura 4.29: Coeficiente de extinção (que permite identificar camadas de aerossol) e correspondente AOD sobre a região do estudo de caso na passagem de 18 de outubro de 2007, ~17:45 (UTC).

5. *Conclusões*

Os resultados apresentados mostraram que, durante a estação de queimadas na Amazônia, o efeito do aerossol deve ser considerado em estudos numéricos de radiação no espectro solar envolvendo nuvens, particularmente em situações de alta AOD e baixa COD. Essa afirmação foi corroborada por testes numéricos de sensibilidade e por comparações entre dados observados e simulados. Nesse contexto, não apenas a profundidade óptica, mas também as propriedades intrínsecas dos aerossóis (albedo simples, função de fase, coeficiente de extinção) devem ser corretamente descritas em um modelo de transferência radiativa.

Nos testes numéricos, o efeito do aerossol aumentou a taxa de aquecimento solar na presença de nuvens. Esse efeito dependeu não apenas das propriedades do aerossol, mas também da sua distribuição vertical com relação à camada de nuvens. O fator de aumento pode chegar à ordem 3 dependendo da situação. Esse resultado indica que a camada de aerossóis pode estabilizar a média troposfera e, assim, inibir o desenvolvimento de nuvens por convecção.

Para nuvens frias, os testes numéricos evidenciaram também a relevância na determinação do tipo de cristal de gelo predominante na nuvem.

As comparações entre resultados numéricos e observados durante a estação úmida (*Experimento ATTO 2012*) apresentaram, na fase gelo, o mais baixo erro absoluto médio (EAM) dentre os experimentos analisados. Com atmosfera limpa, cobertura superficial de floresta (escura) e valores altos de COD, os *retrievals* nessas condições foram pouco suscetíveis a efeitos da superfície ou da atmosfera. Variabilidade subpixel (devido à alta inhomogeneidade espacial) e efeitos 3D podem representar as maiores fontes de erro, nestes casos.

Sob condição moderada de AOD (*Experimento Humaitá 2012*), o EAM destacou-se com alto valor em fase líquida. Esse resultado pode ser parcialmente atribuído a limitações nos produtos de nuvens do MODIS, como determinação incorreta de fase termodinâmica ou presença de nuvens em multicamadas. Essas constatações foram respaldadas pela comparação de propriedades das nuvens com fotografias do céu simultâneas a passagens do satélite Aqua.

Em situações de AOD extrema (*Experimento Rebio 2012*), tornou-se fundamental considerar o efeito dos aerossóis. Sobre o sítio experimental, que está situado na fronteira entre área de floresta e pastagem, predominaram durante o experimento nuvens quentes, com característica convectiva rasa. Nesse quadro, erros no *retrieval* dos produtos de nuvem do MODIS podem ter sido causados pelos altos valores de AOD, da complexidade do tipo de

superfície no local (floresta e rio) e de efeitos 3D, bem como do ângulo zenital de observação do sensor.

Médias de propriedades de nuvens quentes sobre área de floresta e área de pastagem usando a base de dados do MODIS (Aqua) no ano de 2007 indicaram maior raio efetivo e menor fração de cobertura por nuvens sobre a floresta quando comparado com a área de pastagem. Os resultados exibiram, no entanto, significativa sensibilidade com o ângulo zenital de observação do sensor, o que pode estar atrelado a uma dependência das propriedades de nuvens com essa variável. Efeitos de superfície (albedo e BRDF) e da atmosfera (AOD, *cirrus* subvisuais) podem também gerar valores artificiais. Um parecer conclusivo depende de campanhas de medidas *in-situ* com aviões sobre os dois tipos de região e respectivas comparações com os produtos de satélite. Nesse meio-tempo, tais dados devem ser interpretados com cautela.

Um estudo de caso usando um código de transferência radiativa incorporando propriedades de nuvens obtidas pelo CloudSat e pelo MODIS (Aqua) mostraram diferenças expressivas, tanto na irradiância solar em superfície, quanto na taxa de aquecimento radiativo solar. As diferenças foram especialmente notáveis sobre nuvem convectiva profunda e em configuração de nuvens em multicamadas. Isso está relacionado com a incapacidade de se extrair propriedades do interior de nuvens a partir de sensores passivos baseados no princípio de refletância (MODIS). Com o radar (CloudSat), por outro lado, é possível obter o perfil vertical de hidrometeoros da nuvem com pouca influência da superfície e de demais constituintes da atmosfera (aerossóis). Infelizmente não se pôde analisar casos de passagem do CloudSat sobre nenhum dos sítios experimentais para verificar a compatibilidade com medições efetuadas em superfície.

O algoritmo desenvolvido para obtenção da fração de cobertura de nuvens usando o sistema fotogramétrico apresentou bons resultados, salvo para situações de AOD (550 nm) acima de 0,6, em que pode haver ambiguidade na distinção entre nuvem e pluma, especialmente nas bordas da foto. Os limiares de *sky index* (SI) para detecção de nuvem não podem ser estáticos, foram determinados em função de intervalos do ângulo zenital solar e da profundidade óptica dos aerossóis para garantir o bom desempenho do método.

Sugestões para trabalhos futuros

- Explorar as diferenças entre propriedades microfísicas de nuvens sobre região de floresta e pastagem a partir de sensores ativos, como o radar do satélite CloudSat, e investigar se as diferenças são compatíveis com as encontradas utilizando sensores passivos;
- Encontrar alternativas para caracterização simultânea de propriedades de aerossóis e nuvens através de sensoriamento remoto, especialmente sobre a região amazônica, que frequentemente apresenta altas concentrações de aerossóis durante a estação seca;
- Otimizar os *retrievals* de propriedades de nuvens a partir de sensores passivos a bordo de satélites para os distintos cenários possíveis de se encontrar na região amazônica, ou ao menos definir critérios objetivos e explícitos que permitam ao usuário avaliar a qualidade dos produtos diretos e derivados a partir dessa técnica;
- Novas missões espaciais planejadas para os próximos anos, como a GOES-R (organizadas pelas agências NOAA e NASA) e a EARTHCARE (organizada pelas agências ESA e JAXA), devem abrir novas perspectivas no estudo de nuvens;
- Por fim, avanços relevantes no conhecimento científico sobre o efeito conjunto de aerossóis e nuvens, bem como suas possíveis relações de interferência, só serão alcançados através de campanhas de medidas *in situ* com aviões, preferencialmente em combinação com medidas em superfície. Isso permitiria validar os produtos derivados a partir de sensores em satélites e explorar possibilidades de novas técnicas de sensoriamento remoto.

6. *Referências bibliográficas*

- Austin RT, Stephens GL: **Retrieval of stratus cloud microphysical parameters using millimeter-wave radar and visible optical depth in preparation for CloudSat: 1. Algorithm formulation.** *Journal of Geophysical Research* 2001,**106** 10.1029/2000JD000293.
- Bohren C. F.; Huffman D., (1983): **Absorption and scattering of light by small particles.** Wiley, New York, USA.
- Belward A, Loveland T (1996): **The DIS 1 km land cover data set.** *Global Change, The IGBP Newsletter*, **27**.
- Brennan JI, Kaufman YJ, Koren I, Li RR (2005): **Aerosol-cloud interaction-Misclassification of MODIS clouds in heavy aerosol.** *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* ,**43** 10.1109/TGRS.2005.844662.
- Cavalcanti IFA, Ferreira NJ, Dias MAF, Justi MGA (2009). **Tempo e Clima no Brasil.** Editora Oficina de Textos.
- Chagnon FJF (2004): **Climatic shift in patterns of shallow clouds over the Amazon.** *Geophysical Research Letters* ,**31** 10.1029/2004GL021188.
- Chand D, Guyon P, Artaxo P, Schmid O, Frank G, Rizzo L, Mayol-Bracero O, Gatti L, Andreae M (2006): **Optical and physical properties of aerosols in the boundary layer and free troposphere over the Amazon Basin during the biomass burning season.** *Atmos. Chem. Phys.*, **6**:2911–2925.
- Chang F, Li Z (2003). **Detecting and Evaluating the Effect of Overlaying Thin Cirrus Cloud on MODIS Retrieved.** *Thirteenth ARM Science Team Meeting Proceedings*.
- Coddington OM, Pilewskie P, Redemann J, Platnick S, Russell PB, Schmidt KS, Gore WJ, Livingston J, Wind G, Vukicevic T (2010): **Examining the impact of overlying aerosols on the retrieval of cloud optical properties from passive remote sensing.** *Journal of Geophysical Research* 2010,**115**10.1029/2009JD012829.
- Costa S, Shine K (2012): **Outgoing longwave radiation due to directly transmitted surface emission.** *Journal of the atmospheric sciences*,**69**:1865–1870.
- Feingold G, Jiang H e Harrington Jerry (2005): **On smoke suppression of clouds in Amazonia.** *Geophysical Research Letters* , **32** 10.1029/2004GL021369.
- Fisch G, Marengo JA, Nobre CA (1998). **Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia.** *Acta Amazônica* 28(2): 101-126.
- Fisch G, Tota J, Machado LAT, Dias MAFS, Lyra RF da F, Nobre CA, Dolman AJ, Gash JHC (2004): **The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia.** *Theoretical and Applied Climatology*, **78**.

- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland (2007): **Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Fu Q, Liou K (1992): **On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, **49**:2139–2156.
- Fu Q, Liou K (1993): **Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds .** *J. Atmos. Sci.*, **50**:2008–2025.
- Gandu AW, Geisler JE (1991): **A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America.** *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1822-1836.
- Greenwald TJ, L'Ecuyer TS, Christopher SA (2007): **Evaluating specific error characteristics of microwave-derived cloud liquid water products.** *Geophysical Research Letters*, **34** 10.1029/2007GL031180.
- Gu L, Fuentes JD, Garstang M, Silva JT da, Heitz R, Sigler J, Shugart HH (2001): **Cloud modulation of surface solar irradiance at a pasture site in southern Brazil.** *Agricultural and Forest Meteorology*, **106**10.1016/S0168-1923(00)00209-4.
- Gueymard CA (2004): **The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models.** *Solar Energy*, **76** 10.1016/j.solener.2003.08.039.
- Haywood JM, Osborne SR, Abel SJ (2004): **The effect of overlying absorbing aerosol layers on remote sensing retrievals of cloud effective radius and cloud optical depth.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* , **130** 10.1256/qj.03.100.
- Holben BN, Eck TF, Slutsker I, Tanré D, Buis JP, Setzer A, Vermote E, Reagan JA, Kaufman YJ, Nakajima T, Lavenu F, Jankowiak I, Smirnov A (1998): **AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization.** *Remote Sensing of Environment* , **66** 10.1016/S0034-4257(98)00031-5.
- Horváth Á, Davies R (2007): **Comparison of microwave and optical cloud water path estimates from TMI, MODIS, and MISR.** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* , **112** 10.1029/2006JD007101.
- Hu, Y. X. and Stamnes, K. (1993): **An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models,** *J. of Climate*, **6**, 728–742.

- Jacobson MZ (2012): **Investigating cloud absorption effects: Global absorption properties of black carbon, tar balls, and soil dust in clouds and aerosols.** *Journal of Geophysical Research* ,**117** 10.1029/2011JD017218.
- Jolliffe IT, Stephenson DB (2003). **Forecast verification : : a practitioner's guide in atmospheric science.** John Wiley & Sons, Hoboken, NJ.
- Kato S, Ackerman TP, Mather JH, Clothiaux EE (1999): **The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model.** *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **62** 10.1016/S0022-4073(98)00075-2.
- Kaufman Y, Koren I, Remer L, Rosenfeld D, Yinon R (2005): **The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean.,** 10.1073/pnas.0505191102.
- Kaufman Y, Koren I (2006): **Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover.** *Science (New York, N.Y.)*, **313**:655–810.1126/science.1126232.
- Kiehl JT (1994): **Sensitivity of a GCM climate simulation to differences in continental versus maritime cloud drop size.***Journal of Geophysical Research* , **99**10.1029/94JD01117.
- Kiehl J, Trenberth KE (1997): **Earth's annual global mean energy budget.** *Bulletin of the American Meteorological Society* , **78**:197–208.
- King M, Tsay S, Platnick S, Wang M, Liou KN (1997): **Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase.** Disponível em: http://www.modis.whu.edu.cn/chinese/context/info/atmosphere/atmosphere_optical_mod05.pdf.
- King MD, Menzel WP, Kaufman YJ, Tanré D, Gao B-C, Platnick S, Ackerman SA, Remer LA, Pincus R, Hubanks PA (2003): **Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS.***Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions* ,**41**:442–458.
- Koch D, Genio ADD (2010): **Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis.** *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**:7685–7696.
- Koren I, Kaufman Y, Remer L, Martins J (2004): **Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation.** *Science (New York, N.Y.)* , **303**:1342–510.1126/science.1089424.
- Koren I, Martins J, Remer L, Afargan H (2008): **Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon.** *Science (New York, N.Y.)*, **321**:946–910.1126/science.1159185.

- Kylling A, Stamnes K, Tsay S-C: **A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: Documentation of accuracy in realistic layered media.** *Journal of Atmospheric Chemistry* 1995, **21**:10.1007/BF00696577.
- Liou KN (2002): **An introduction to atmospheric radiation.** 2a. Edição. International Geophysics Series, **84**, Academic Press, San Diego.
- Long CN, Sabburg J, Calbó J, Pages D (2006): **Retrieving cloud characteristics from ground-based daytime color all-sky images.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**:633–652.
- Maddux B, Ackerman S, Platnick S (2010): **Viewing geometry dependencies in MODIS cloud products.** *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27**:1519–1528.
- Martin ST, Andreae MO, Artaxo P, Baumgardner D, Chen Q, Goldstein AH, Guenther A, Heald CL, Mayol-Bracero OL, McMurry PH, Pauliquevis T, Pöschl U, Prather KA, Roberts GC, Saleska SR, Dias MAS, Spracklen DV, Swietlicki E, Trebs I (2010): **Sources and properties of Amazonian aerosol particles.** *Reviews of Geophysics*, **48**:10.1029/2008RG000280.
- Martins JA, Dias MAFS (2009): **The impact of smoke from forest fires on the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the Amazonian region.** *Environmental Research Letters*, **4** 10.1088/1748-9326/4/1/015002.
- Mayer B and, Kylling A (2005): **Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations—description and examples of use.** *Atmos. Chem. Phys* , **5**:1855–1877.
- Nakajima TY, Suzuki K, Stephens GL (2010): **Droplet growth in warm water clouds observed by the A-Train. Part II: A multisensor view.** *Journal of the Atmospheric Sciences* , **67**:1897–1907.
- Petty G (2006). **A First Course in Atmospheric Radiation – Second Edition.** *Sundog Publishing*. Madison, Wisconsin, 459 pgs.
- Pfister G, McKenzie R, Liley J, Thomas A, Forgan B, Long CN (2003): **Cloud coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance.** *Journal of Applied Meteorology*, **42**:1421–1434.
- Platnick S, King MD, Ackerman SA, Menzel WP, Baum BA, Riedi JC, Frey RA (2003): **The MODIS cloud products: algorithms and examples from terra.** *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , **41**:10.1109/TGRS.2002.808301.
- Ricchiazzi P, Yang S, Gautier C, Sowle D (1998): **SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth’s atmosphere.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**:2101–2114.

- Rosário, N (2011). **Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas**. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 212 pgs.
- Seiz, G. e Baltasvias, M (2000). **CLOUD MAPPING USING GROUND-BASED IMAGERS**. In: IAPRS, Vol. XXXIII, Amsterdam.
- Stamnes K, Tsay S-C, Wiscombe W, Laszlo I (2000): **DISORT, a general-purpose Fortran program for discrete-ordinate-method radiative transfer in scattering and emitting layered media: documentation of methodology**. *Goddard Space Flight Center, NASA*. Disponível em: http://www.met.reading.ac.uk/~qb717363/adient/rfm-disort/DISORT_documentation.pdf.
- Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, Mace GG, Sassen K, Wang Z, Illingworth AJ, O'Connor EJ, Rossow WB, Durden SL (2002): **The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**:1771–1790.
- Stephens GL, Vane DG, Tanelli S, Im E, Durden S, Rokey M, Reinke D, Partain P, Mace GG, Austin R, L'Ecuyer T, Haynes J, Lebsock M, Suzuki K, Waliser D, Wu D, Kay J, Gettelman A, Wang Z, Marchand R (2008): **CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation**. *Journal of Geophysical Research*, **113**10.1029/2008JD009982.
- Tackett JL, Girolamo LD (2009): **Enhanced aerosol backscatter adjacent to tropical trade wind clouds revealed by satellite-based lidar**. *Geophysical Research Letters*, **36**10.1029/2009GL039264.
- Ten Hoeve JE, Remer LA, Jacobson MZ (2011): **Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover**. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**10.5194/acp-11-3021-2011.
- Trenberth KE, Fasullo JT, Kiehl J (2009): **Earth's global energy budget**. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**:311–323.
- Trenberth KE, Fasullo JT (2012): **Tracking Earth's energy: from El Niño to global warming**. *Surveys in geophysics*, **33**:413–426.
- Twohy CH, Coakley JA, Tahnk WR (2009): **Effect of changes in relative humidity on aerosol scattering near clouds**. *Journal of Geophysical Research*, **114**10.1029/2008JD010991.
- Vant-Hull B, Marshak A, Remer L, Zhanqing L (2007): **The effects of scattering angle and cumulus cloud geometry on satellite retrievals of cloud droplet effective radius**. Disponível em: http://ieeexplore.ieee.org/xpls/abs_all.jsp?arnumber=4137871.

- Várnai T, Marshak A (2002): **Observations of three-dimensional radiative effects that influence MODIS cloud optical thickness retrievals.** *Journal of the atmospheric sciences*, **59**:1607–1618.
- Wang J, Chagnon F, Williams E, Betts A, Renno N, Machado L, Bisht G, Knox R, Bras R (2009): **Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology.** *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **106**:3670–4.
- Yamashita M., Yoshimura M., Nakashizuka T. (2004), **Cloud Cover Estimation using Multitemporal Hemisphere Imageries, International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science**, Vol. XXXV, Part B, pp. 826-829.
- Yang P, Liou K, Wyser K, Mitchell D (2000): **Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals.** *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, **105**:4699–4718.10.1029/1999JD900755.
- Yang Y, Di L (2008): **Impacts of 3-D radiative effects on satellite cloud detection and their consequences on cloud fraction and aerosol optical depth retrievals.** *Journal of Geophysical Research*, 10.1029/2007JD009095.
- Yin B, Min Q, Duan M, Bartholomew M, Vogelmann A, Turner D (2011): **Retrievals of cloud optical depth and effective radius from Thin Cloud Rotating Shadowband Radiometer measurements.** *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116**10.1029/2011JD016192.
- Yu H, Fu R, Dickinson RE, Zhang Y, Chen M, Wang H (2007): **Interannual variability of smoke and warm cloud relationships in the Amazon as inferred from MODIS retrievals.** *Remote Sensing of Environment* , **111**10.1016/j.rse.2007.04.003.