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

VINÍCIUS ROGGÉRIO DA ROCHA

**ANÁLISE DE PROPRIEDADES DE NUVENS EM FUNÇÃO DA
PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL A PARTIR DE
PRODUTOS DERIVADOS PELO MODIS NA
REGIÃO AMAZÔNICA DURANTE A ESTAÇÃO SECA**

SÃO PAULO
2011

VINÍCIUS ROGGÉRIO DA ROCHA

**ANÁLISE DE PROPRIEDADES DE NUVENS EM FUNÇÃO DA
PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL A PARTIR DE
PRODUTOS DERIVADOS PELO MODIS NA
REGIÃO AMAZÔNICA DURANTE A ESTAÇÃO SECA**

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção de título de Mestre em Ciências. Versão corrigida (original também encontra-se disponível na biblioteca do mesmo instituto).

Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Profa. Dra. Marcia Akemi Yamasoe

SÃO PAULO
2011

FOLHA DE APROVAÇÃO

VINÍCIUS ROGGÉRIO DA ROCHA

Análise de propriedades de nuvens em função da profundidade óptica do aerossol a partir de produtos derivados pelo MODIS na região amazônica durante a estação seca

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção de título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Aprovado em:

Banca examinadora

Prof. Dr. _____
Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____
Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____
Instituição: _____ Assinatura: _____

Agradecimentos

A Deus, por me acompanhar em todos os momentos me dando força, saúde, sabedoria e amor.

Aos meus pais, José Reinaldo e Maria Auxiliadora, e minha irmã, Patrícia, pelo apoio, amor, incentivo e dedicação.

A minha orientadora, Prof^a. Dra. Márcia Akemi Yamasoe, pela orientação, paciência e incentivo.

Ao corpo docente, técnico e administrativo do programa de Pós-Graduação em Meteorologia do IAG/USP, pela oportunidade da realização deste trabalho.

Aos meus amigos e companheiros do IAG, especialmente do grupo de radiação: Nilton, Lívia, Patrícia, Tássio, Bianca e Eduardo, pela ajuda e pela amizade nestes anos de trabalho.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro (processo nº 130530/2009-3) durante o mestrado.

"Para que os seus corações sejam consolados, e estejam unidos em amor, e enriquecidos da plenitude da inteligência, para conhecimento do mistério de Deus e Pai, e de Cristo, Em quem estão escondidos todos os tesouros da sabedoria e da ciência."

Colossenses 2:2-3

Resumo

DA ROCHA, V. R. Análise de propriedades de nuvens em função da profundidade óptica do aerossol a partir de produtos derivados pelo MODIS na região amazônica durante a estação seca. 2011. 126f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

Os efeitos da interação entre aerossóis e nuvens foram estudados neste trabalho através da análise das propriedades ópticas de nuvens em função da profundidade óptica do aerossol (AOD). A região de trabalho foi a Amazônia, particularmente durante a estação seca e na transição entre a estação seca e a chuvosa, quando as queimadas lançam grande quantidade de partículas na atmosfera. Foram utilizados produtos derivados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), sendo dois artigos utilizados como referência (Yu et al., 2007 e Koren et al., 2008). Observou-se comportamento de correlação entre fração de cobertura de nuvens e AOD conforme previsto em Koren et al. (2008) para outros anos estudados (2002 a 2008), nas estações seca e de transição entre seca e úmida, e em seis áreas menores de estudo de diferentes regiões da Amazônia, utilizando resultados das passagens da manhã (satélite Terra) e da tarde (satélite Aqua). Essas análises também foram realizadas restringindo-se os dados a situações atmosféricas semelhantes, conforme conteúdo de vapor d'água e instabilidade atmosférica, sendo observado o efeito micro-físico através de médias, mas o radiativo não foi observado.

Palavras chave: aerossóis, nuvens, sensoriamento remoto.

Abstract

DA ROCHA, V. R. **Analysis of the cloud properties as a function of the aerosol optical depth from MODIS products in the Amazon region during the dry season.** 2011. 126f. Dissertation of Master - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

The effects of the interaction between aerosols and clouds are studied in this work by analyzing the optical properties of clouds as a function of the aerosol optical depth (AOD). The studied area is the Amazon region, particularly during the dry season and the transition between the dry to wet season, when fires release large amounts of particles in the atmosphere. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) products are used and two papers are used as reference (Yu et al., 2007 and Koren et al., 2008). As observed by Koren et al. (2008), correlation between cloud cover fraction and AOD was observed in this study, for a larger database, including years 2002 to 2008, both during the dry seasons and the transition between dry to wet. Six smaller areas in the Amazon were also investigated, using results from morning (Terra satellite) and afternoon (Aqua satellite) overpasses. These tests were also conducted by restricting the data according to atmospheric conditions such as water vapor content intervals and atmospheric instability. In this case, only the microphysical effect was observed, but not the radiative.

Keywords: aerosols, clouds, remote sensing.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1: Estimativa de forçantes radiativas do clima entre 1750 e 2005, para agentes naturais e antropogênicos (IPCC, 2007).* 2
- Fig. 1.2: Ilustração dos efeitos direto, indireto e semi-direto dos aerossóis (adaptada de Haywood e Boucher, 2000 e IPCC, 2007), onde CDNC é o número de gotículas de nuvem (Cloud Droplet Number Concentration), LWC é o conteúdo de água líquida da nuvem (Liquid Water Content) e AA são aerossóis absorvedores.* 3
- Fig. 2.1.1: classificação das partículas de aerossol em função do seu diâmetro e os principais processos relacionados à sua origem e remoção da atmosfera (adaptado de Finlayson-Pitts & Pitts, 2000).* 13
- Fig. 2.1.2: Balanço de energia global do sistema terra-atmosfera, em porcentagens, onde BOC é o balanço de radiação de onda curta (ou radiação solar, incidente) e BOL é o balanço de radiação de onda longa (ou radiação terrestre, emitida) (Adaptado de Asimakopoulou, 2001).* 15
- Fig. 2.2.1: Curvas de Kohler, supersaturação em função do raio do gota, para gotas somente com água (linha tracejada) e com soluto (linhas cheias) (adaptado de Hobbs, 1993).* 21
- Fig. 3.3.1: Divisão em setores da área de estudo, nomeadas e limitadas conforme apresentadas no mapa. O contorno vermelho maior foi chamado **Amazônia** e os quadrados menores representam os limites das regiões de **Amazônia Ocidental**, **Manaus**, **Santarém**, **Alta Floresta**, **Rebio Jaru** e **Rio Branco** (em sentido horário). Os pontos de grade referentes à Cordilheira dos Andes e ao Oceano Atlântico (limites em cinza) foram retirados das análises.* 35
- Fig. 3.3.2: Imagens de satélite da superfície dos seis setores utilizados neste trabalho: **Amazônia Ocidental**, **Manaus**, **Santarém**, **Alta Floresta**, **Rebio Jaru** e **Rio Branco** (em sentido horário, seguindo disposição da figura 3.3.1).* 36
- Fig. 4.1.1: Valor médio da AOD (em 550 nm) dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).* 42
- Fig. 4.1.2: Valor médio da AOD (em 550 nm) dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).* 45

Fig. 4.1.3: Valor médio do AWV dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 48

Fig. 4.1.4: Valor médio de AWV dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 50

Fig. 4.1.5: Valor médio da CF dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 53

Fig. 4.1.6: Valor médio da CF dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 55

Fig. 4.1.7: Valor médio da CTT dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 58

Fig. 4.1.8: Valor médio da CTT dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 60

Fig. 4.1.9: Valor médio de COD dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 63

Fig. 4.1.10: Valor médio da COD dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 65

Fig. 4.1.11: Valor médio de CER dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua 68

(abaixo).

Fig. 4.1.12: Valor médio do CER dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 70

Fig. 4.1.13: Valor médio de LWP dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 73

Fig. 4.1.14: Valor médio de LWP dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 75

Fig. 4.1.15: Valor médio de LI dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo). 78

Fig. 4.1.16: Valor médio de LI dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita). 80

Fig. 4.1.17: Precipitação acumulada diária média para o período estudado (janeiro de 2002 a dezembro de 2008), obtido com dados do GPCP. 82

Fig. 4.1.18: Precipitação acumulada em função do mês, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta, respectivamente, obtida com dados do GPCP. 83

Fig. 4.2.1: Gráfico da fração de cobertura de nuvem (CF) versus profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) para a região amazônica do dia 205 de 2007 (24 de julho, esquerda) e durante a estação seca de 2007 (período definido conforme tabela 3.3.2, direita), com dados obtidos a partir de passagem do satélite Aqua. 85

Fig. 4.2.2: Gráfico da fração de cobertura de nuvem (CF) versus profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) cujos pontos representam uma média a cada 50 amostras (esquerda) e para intervalos fixos (direita) de AOD, para a região amazônica durante a estação seca de 2007 (período definido conforme tabela 3.3.2), com 86

dados obtidos a partir de passagem do satélite Aqua.

Fig. 4.2.3: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) para a região amazônica durante a estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2).

87

Fig. 4.2.4: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) para a região amazônica durante a estação de transição (entre os dias 200 e 300 do ano).

88

Fig. 4.2.5: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) durante a estação seca para as regiões da Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente com dados do satélite Aqua e pertencentes à estação seca.

89

Fig. 4.2.6: Fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) com dados de 2002 a 2008 (satélite Aqua), setores Amazônia, Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, entre os dias 200 a 250 (esquerda) e 250 a 300 (direita). Cada ponto representa uma média para os valores em um intervalo de AOD igual a 0,01 até 0,3 e 0,1 depois.

92

Fig. 4.2.7: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para a Amazônia, durante estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2) com dados de 2002 a 2008 do satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita). Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos.

96

Fig. 4.2.8: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para a Amazônia, durante estação de transição 1 (esquerda) e transição 2 (direita), com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos.

97

Fig. 4.2.9: Histogramas dos gráficos das figuras 4.2.7 para o setor Amazônia, durante estação seca com dados de 2002 a 2008 do satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita). Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos. Os intervalos até AOD igual a 0,3 têm metade do tamanho dos intervalos restantes.

99

Fig. 4.2.10: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para os setores menores, durante estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2) com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos.

101

Fig. 4.2.11: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para os setores menores, durante estação de transição 1 (esquerda) e transição 2 (direita) com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos.

102

Fig. 4.3.1: Gráfico da profundidade óptica da nuvem (COD), raio efetivo das gotículas da nuvem (CER) e conteúdo de água líquida (LWP) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), setor Amazônia, satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita), estação seca, separados em intervalos fixos de AOD.

105

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 3.2.1: Variáveis do MODIS utilizadas, com as respectivas unidades e siglas adotadas.</i>	33
<i>Tabela 3.3.1: Intervalos da estação seca para cada setor.</i>	37

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.2 Estudos anteriores	4
1.3 Região Amazônica	9
1.4 Objetivos do trabalho.....	10
2. Fundamentação Teórica	12
2.1 Aerossol atmosférico	12
2.2 Microfísica de nuvens	18
2.3 Propriedades radiativas das nuvens	22
2.4 Efeito das nuvens nos aerossóis	24
2.5 Interação aerossol-nuvem	25
3. Materiais e métodos	27
3.1 Definição das propriedades de nuvens e de aerossóis	28
3.2 Produtos utilizados do MODIS	32
3.3 Região estudada	34
3.4 Metodologia	38
4. Análise e discussão	41
4.1 Variabilidades temporais e espaciais das variáveis estudadas	41
4.1.1 Profundidade óptica do aerossol (AOD)	42
4.1.2 Conteúdo integrado de vapor d'água (AWV)	48
4.1.3 Fração de cobertura de nuvens (CF)	53
4.1.4 Temperatura de topo de nuvens (CTT)	58
4.1.5 Profundidade óptica de nuvens – fração líquida (COD)	63
4.1.6 Raio efetivo das gotículas de nuvens – fração líquida (CER)	68
4.1.7 Conteúdo de água líquida da nuvem (LWP)	73
4.1.8 Índice de Levantamento – Lifted Index (LI)	78
4.1.9 Precipitação	82
4.2 Fração de cobertura de nuvens em função da AOD	85
4.2.1 Definição da metodologia	85
4.2.2 CF x AOD para área grande	87
4.2.3 CF x AOD para áreas menores	89
4.2.4 CF x AOD separados por LI e AWV	95
4.3 Outras variáveis em função da AOD	104
5. Conclusões	106
6. Perspectivas futuras	107
7. Referências bibliográficas	108
ANEXO A - Estudo de caso utilizando dados de maior resolução	115
ANEXO B - Estudo com dados do CALIPSO	120

1. INTRODUÇÃO

Mudanças relacionadas à concentração de aerossóis e gases de efeito estufa alteram o balanço de energia da atmosfera e são fatores que podem dar origem a mudanças climáticas. Essas alterações têm sido aceleradas pela intervenção humana em ciclos naturais do planeta, de acordo com o quarto relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Changes* (IPCC, 2007), através de emissão direta e indireta (mudança de uso no solo). As partículas de aerossol têm impacto sobre a poluição do ar em escala local e regional, influenciando significativamente o balanço radiativo do sistema terra-atmosfera e o ciclo hidrológico (Houghton et al., 2001). As relações entre aerossóis e nuvens ocorrem através de processos complexos que podem ser correlatos ou competitivos (Hobbs, 1993), e atualmente constituem-se em uma das maiores fontes de incerteza na estimativa da forçante radiativa antrópica causadora das mudanças climáticas globais (IPCC, 2007). Através da figura 1.1, observa-se que os efeitos dos aerossóis possuem elevado nível de incerteza, podendo atingir a mesma intensidade dos gases de efeito estufa, porém no sentido de resfriamento do planeta.

Fig. 1.1: Estimativa de forças radiativas do clima entre 1750 e 2005, para agentes naturais e antrópicos (IPCC, 2007).

Os aerossóis modificam o balanço de energia do sistema terra-atmosfera através do espalhamento e absorção de radiação (chamado de efeito direto), alterando a termodinâmica atmosférica e a formação de nuvens (efeito semidireto) e também mudando a microfísica de nuvens (efeito indireto) (Twomey, 1977; Albrecht, 1989; Kaufman e Nakajima, 1993; Pincus e Barker, 1994; Koren et al., 2004). Esses processos estão listados através de esquema na figura 1.2. Os efeitos diretos dos aerossóis no clima envolvem espalhamento de radiação, que reflete parte da radiação solar de volta ao espaço, assim como absorção, que resulta em aquecimento da camada atmosférica que contém os aerossóis e resfriamento das camadas inferiores devido à atenuação da irradiância solar. Quanto aos efeitos indiretos, esses podem ser classificados como 1º efeito indireto, cujo aumento do número de núcleos de condensação de nuvens (NCN) implica em um maior nú-

mero de gotículas (Albrecht, 1989), do conteúdo de água e do albedo da nuvem (Twomey, 1977), e 2º efeito indireto, que se refere às alterações induzidas pelas mudanças nas propriedades das nuvens, como supressão de chuva fraca (Rosenfeld, 1999), aumento da altura da nuvem (Pincus e Barker, 1994; Andreae et al., 2004) e do seu tempo de vida (Albrecht, 1989). Ainda existem efeitos indiretos em nuvens na fase gelo e o efeito semidireto, no qual o aquecimento da camada por aerossóis absorvedores de radiação induzem à redução de nebulosidade e da refletividade das nuvens (Kaufman e Nakajima, 1993). Todos esses fatores alteram o balanço radiativo e faz com que o sistema meteorológico restabeleça um novo ponto de equilíbrio, que pode se caracterizar em aquecimento ou resfriamento. Essa alteração no balanço de energia é crítica ao sistema climático global e regional, pois influencia processos que ocorrem na camada limite planetária (Yu et al., 2002), no clima e no ciclo hidrológico (Ramanathan et al., 2001), e nos ecossistemas (Chameides et al., 1999).

Fig. 1.2: Ilustração dos efeitos direto, indireto e semidireto dos aerossóis (adaptada de Haywood e Boucher, 2000 e IPCC, 2007), onde CDNC é o número de gotículas de nuvem (Cloud Droplet Number Concentration), LWC é o conteúdo de água líquida da nuvem (Liquid Water Content) e AA são aerossóis absorvedores.

As nuvens participam do balanço de energia terrestre, ao espalhar radiação visível e absorver radiação infravermelha, do ciclo hidrológico e são indicadores dos processos termodinâmicos da atmosfera. Desse modo, mudanças na formação, estrutura e área de cobertura de nuvens também alteram a radiação incidente em superfície e podem causar alterações no perfil termodinâmico da atmosfera, modificando os fluxos de calor sensível e latente, o processo de formação de nuvens, altura da camada limite, correntes ascendentes e descendentes, taxas de evaporação e os padrões de circulação regional (Procópio et al., 2004).

1.1 Estudos anteriores

Yu et al. (2007) utilizaram dados obtidos através do sensor MODIS (*Moderate resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo do satélite Aqua, para estudar a variabilidade e relações de nuvens quentes e de aerossóis durante a transição entre as estações seca e úmida (agosto a novembro) sobre a Amazônia. Foram utilizados dois anos: 2003, ano úmido e com atmosfera instável e 2002, mais seco. Os parâmetros utilizados foram: profundidade óptica do aerossol (AOD), raio efetivo das gotículas do topo da nuvem, profundidade óptica da nuvem, fração de cobertura de nuvens, conteúdo integrado de água líquida da nuvem (LWP), temperatura do topo da nuvem, umidade relativa (UR), índice de levantamento (LI), índice de cisalhamento vertical do vento (L-LWS), temperatura potencial (θ), temperatura potencial equivalente (θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (θ_{es}). Os cinco últimos índices foram obtidos através de medidas de radiossonda e de dados do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). O L-LWS, definido como a diferença da velocidade horizontal do vento entre 925 e 700 hPa, tendeu a promover o desenvolvimento das nuvens por gerar turbulência e deslocamento de correntes des-

cedentes, porém, se o LLWS fosse muito forte, a tendência era de aumentar o entranhamento e inibir o desenvolvimento das nuvens.

Para o ano mais úmido e instável (2003), em uma atmosfera limpa ($AOD < 0,2$), o raio efetivo das gotículas cresceu com o LWP, mas para atmosferas mais poluídas, essa dependência foi menos evidente. As gotículas em nuvens menos densas ($LWP < 40 \text{ gm}^{-2}$) não tinham uma mudança clara com a variação da AOD, enquanto que para nuvens mais densas o raio efetivo das gotículas caiu com o aumento da AOD. A profundidade óptica da nuvem aumentou com a AOD quando $LWP > 70 \text{ gm}^{-2}$, e nesse mesmo intervalo a fração de cobertura de nuvens cresceu com a AOD até um pico em $AOD = 0,6$. Para maiores valores de AOD, a fração de cobertura de nuvens quase não se alterou, pois o aumento da CF com a AOD para altos valores de LWP compensou a diminuição da CF com a AOD para baixos valores de LWP.

Ainda para o ano mais úmido e instável, os autores verificaram que as nuvens foram menos densas e mais extensas, o tamanho das gotículas diminuiu com o aumento da profundidade óptica do aerossol e a fração de cobertura de nuvens aumentou com a AOD, exceto quando as nuvens eram pouco densas ou a poluição era maior. Para um ano mais seco, com valores mais altos de AOD, as nuvens foram menos densas e menos extensas: a fração de cobertura de nuvens diminuiu, a temperatura do topo da nuvem aumentou com o crescimento da AOD e não foi possível visualizar variações no tamanho das gotículas com o aumento da AOD.

A fração de cobertura de nuvens foi reduzida na baixa troposfera para baixos valores de UR ou altos valores de LI (atmosfera mais estável), enquanto que o tamanho das gotículas foi reduzido e a fração de nuvens aumentou para alta UR ou baixa LI (menos estável). Um fraco cisalhamento do vento em uma atmosfera estável estava associado a uma forte redução da cobertura de nuvens. O mesmo estudo ainda observou aumento da CF e decréscimo do raio efetivo das gotículas das nuvens com o aumento da AOD para o ano de 2003, que possuía uma atmosfera mais

úmida e menos estável. Porém, para o ano de 2002, considerado um ano mais seco, houve diminuição da CF com o aumento da AOD. As diferenças entre os estudos de Koren et al. (2008) e de Yu et al. (2007) podem estar relacionadas às diferenças metodológicas de seleção e análise dos dados e também aos anos escolhidos para análise, que possuem diferentes condições meteorológicas.

Rosenfeld (1999) observou que o processo de precipitação em nuvens quentes convectivas tropicais infectadas por fumaça densa oriunda de queimadas é praticamente cortado. O topo das nuvens infectadas ultrapassava a linha de temperatura de -10°C para a precipitação ter início, contendo fase sólida. Altaratz et al. (2008) verificaram, através de modelo numérico, que o processo de evaporação é mais significativo nas margens das nuvens poluídas, devido a uma queda maior da razão área/volume da gotícula, principalmente por causa de pequenas gotas, e verificaram também que a formação das gotas maiores nas nuvens poluídas é devido a um processo colisão/coalescência mais eficiente.

Kaufman et. al (2005) estudaram o efeito de aerossóis em nuvens rasas em áreas do oceano Atlântico que ficam sob efeito de quatro tipos de partículas: aerossóis marinhos, fumaça, poeira mineral e poluição. Todos os tipos influenciaram a cobertura de nuvens, que aumentou 0,2 a 0,4 em comparação a um ambiente limpo. A forçante radiativa estimada para o período de estudo foi de $-11 \pm 3 \text{ W/m}^2$, dos quais 2/3 foram devido às alterações induzidas pela influência dos aerossóis na cobertura de nuvens e o restante devido ao efeito radiativo direto do aerossol. Em outro trabalho, Kaufman e Koren (2006) estimaram um aumento de 5% (correspondente a $0,03 \pm 0,01$) da cobertura de nuvens, em condições de elevadas concentrações de aerossóis.

Koren et al. (2004), através de dados de satélite, observaram que, durante a estação de queimadas na Amazônia, a cobertura de nuvens cumulus foi reduzido de 38% a aproximadamente zero (profundidade óptica do aerossol de 1,3). Isso causou uma alteração da forçante radiativa

instantânea de -28 W/m^2 em condições de céu não poluído para $+8 \text{ W/m}^2$, contabilizando-se a redução na nebulosidade.

A relação entre a fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD) foi embasada teoricamente e modelada algebricamente por Koren et al. (2008). Para a descrição analítica, assumiu-se que o aquecimento da superfície é relativamente lento se comparado com as alterações no fluxo de energia solar e que a fração de cobertura de nuvens depende linearmente com as mudanças de temperatura da camada. Assim, tem-se que a fração de cobertura de nuvens C_f devida ao efeito radiativo é dada em função da temperatura T , da fração de cobertura de nuvens C_{f0} e da constante a , que determina a sensibilidade da fração de cobertura de nuvens às alterações de temperatura, através da seguinte equação:

$$C_f = C_{f0} - a(T - T_0) \quad (1.1.1)$$

Para um dado albedo de superfície e tipo de aerossol, a taxa de variação de temperatura da camada de aerossóis (dT/dt) pode ser descrita como:

$$dT / dt = \tau Q (1 - C_f) \quad (1.1.2)$$

onde τ é a profundidade óptica do aerossol, Q é uma constante que depende das propriedades ópticas do aerossol e da capacidade calorífica da camada e $(1 - C_f)$ é a fração de céu sem nuvens.

Resolvendo o sistema das equações 1.1.1 e 1.1.2 para T e C_f , tem-se:

$$T = T_0 - \frac{(1 - C_{f0})}{a} [1 - \exp(a \tau Q t)] \quad (1.1.3)$$

$$C_f = 1 - (1 - C_{f0}) \exp(a \tau Q t) \quad (1.1.4)$$

Observa-se, através das equações 1.1.3 e 1.1.4, que T e C_f , apresentam dependência exponencial com o tempo e que pequenos valores de C_{f0} levam a uma mais rápida redução na fração de cobertura de nuvens. A resposta logarítmica da fração de cobertura de nuvens devido ao efeito microfí-

sico (C_{fm}) foi demonstrada em diversos estudos (Feingold et al., 2001; Koren et al., 2005; Wetzel & Stowe, 1999), sendo apresentado pela expressão 1.1.5:

$$C_{fm} = C_{fs} (1 - \exp(-\frac{1}{b} \tau)) \quad (1.1.5)$$

onde C_{fs} é o nível máximo que a C_f deve atingir e b é um parâmetro que determina o quão rápido o efeito logarítmico satura. Assumindo a independência dos processos e que a resposta microfísica é mais rápida que a radiativa, a C_{fm} pode ser usada como C_{f0} e tem-se a superposição dos efeitos microfísico e radiativo como:

$$C_{ft} = 1 - (1 - C_{fm}) \exp(a \tau Q t) \quad (1.1.6)$$

onde C_{fm} é dada pela equação 1.1.5. Esse estudo verificou, através de produtos derivados por sensores a bordo de satélites sobre a região amazônica, que a fração de cobertura de nuvens cresceu em condições de baixa AOD (menor que 0,2-0,3) e diminuiu com a AOD para valores maiores desta variável, considerando-se medições realizadas no ano de 2005.

Ten Hoeve et al. (2011) observaram que a fração de cobertura de nuvens poderia aumentar ou permanecer constante conforme o conteúdo de vapor d'água. Verificaram que a profundidade óptica da nuvem aumentou com a AOD até valores aproximadamente de 0,25, o que seria resultado do efeito microfísico, e decresceu para maiores valores de AOD, que foi atribuído ao efeito radiativo e/ou a uma medida de refletância no visível menor do que a esperada no topo da nuvem devido a um escurecimento da mesma por contaminação do carbono (*black carbon*) emitido pela queima de biomassa.

1.2 Região Amazônica

Geograficamente, a Bacia Amazônica é limitada ao norte pelo Planalto das Guianas, a nordeste pelo Oceano Atlântico, a leste e sul pelo Planalto Central Brasileiro e a oeste pela Cordilheira dos Andes. Devido aos altos valores de energia solar que incide na superfície, típico da região equatorial, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul (Rondônia e Mato Grosso), que inclusive sofrem a ação de sistemas frontais. A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1 a 2°C, sendo que os valores médios situam-se entre 24 e 26°C (Salati e Marques, 1984).

A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm por ano, embora existam regiões na fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela na qual o total anual atinge 3500 mm (Figueroa e Nobre, 1990). Exceto essas regiões, de modo geral, ocorre divisão clara entre estação seca e chuvosa, porém o início e término podem variar conforme a região. De modo geral, a região sul possui sua estação chuvosa entre os meses de novembro e março e estação seca entre maio e setembro, sendo os meses de abril e outubro estações de transição (Fisch et al., 1998). Os principais sistemas meteorológicos atuantes são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), frentes frias, ondas de leste, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Linhas de Instabilidade, geralmente formadas no litoral do Pará e que podem avançar para o interior do continente (Coehn et al., 1989), além do importante papel da convecção local (Molió, 1987, 1993; Nobre et al., 1998). A forte convecção leva à convergência em superfície e à formação de um anti-ciclone em altos níveis (200 hPa) durante os meses de verão, denominada Alta da Bolívia (Santos, 1986). O evento do El Niño/Oscilação Sul (ENOS) também afeta a região amazônica, ocasionando um período seco durante a estação chuvosa (janeiro/fevereiro) devido ao deslocamento do ramo descendente da célula de Walker (Nobre e Oliveira, 1986). O contraste térmico entre

as grandes massas de água e de continente na região amazônica também levam à formação de brisa fluvial (Oliveira e Fitzjarrald, 1993).

No período de seca, a região Amazônica, principalmente na parte central, está sob domínio do ramo descendente da célula de Hadley, o que induz a estiagem (CPTEC e INMET, 2005). É um período em que se observa um grande aumento do número de focos de queimadas, majoritariamente ligado ao processo de mudança de uso da terra promovido pelo setor agropecuário. As plumas originadas pelas queimadas podem se estender por grandes áreas da América do Sul e afetar inclusive porções ao sul da América do Sul (Vergara, 2010). A região mais afetada é o Arco do Desmatamento: área de fronteira do ecossistema amazônico abrangendo os estados de Maranhã, Pará, Mato Grosso, Rondônia e Acre e que apresenta muitos focos de queima (INPE, 2011). O desmatamento também altera localmente a quantidade de vapor d'água disponível. As emissões de material particulado estão concentradas entre os meses de agosto e novembro e pertencem predominantemente à moda fina (Pauliquevis, 2005). Sob condições naturais, a concentração de NCNs na Bacia Amazônica é quase tão baixa como em regiões oceânicas (Roberts et al., 2001).

1.3 Objetivos do trabalho

O objetivo geral desse trabalho foi o de averiguar a possível existência de correlação entre as propriedades de nuvens e os aerossóis através de análise das propriedades das nuvens em função da profundidade óptica do aerossol, assim como a variabilidade espacial e temporal das mesmas. Optou-se por utilizar dados provenientes de sensoriamento remoto (sensor MODIS, a bordo dos satélites Terra e Aqua), durante a estação seca e transição entre seca e chuvosa na região amazônica.

A base de dados é mais extensa que a analisada por Koren et al. (2008), ou seja, tem-se como objetivo secundário deste trabalho a análise da variabilidade interanual das variáveis relacionadas às propriedades de nuvens e de aerossóis (AOD) entre 2002 e 2008 e as variações diurnas, através da comparação entre as observações oriundas do satélite Terra (manhã) e Aqua (tarde).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Aerossol atmosférico

O termo aerossol define partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, cuja composição e tamanho, que pode variar entre 0,001 a 100 μm , dependem das fontes de emissão e de processos físico-químicos que ocorrem na atmosfera (Seinfeld e Pandis, 1998). A figura 2.1.1 apresenta a classificação do aerossol em função de seu tamanho, com indicação dos respectivos processos de formação, transformação e remoção da atmosfera. Assim, os aerossóis podem ser divididos basicamente em moda fina, caracterizados por partículas com diâmetro menor que 2 μm e que geralmente estão relacionadas com processos químicos como combustão e conversão gás-partícula, e moda grossa, que contempla partículas com diâmetros maiores que 2 μm e são geradas principalmente por processos mecânicos, como a ressuspensão de poeira do solo e de partículas marinhas pelo vento.

O tempo de residência na atmosfera é determinado pelos processos de remoção, como a sedimentação (deposição seca) e remoção dentro e abaixo de nuvens (deposição úmida) (Horvath, 2000). Desse modo, o tempo de residência pode variar de minutos a semanas e, com isso, as partículas podem ser transportadas pela circulação atmosférica, afetando regiões distantes das fontes (Freitas, 1999).

Fig. 2.1.1: Classificação das partículas de aerossol em função do seu diâmetro e os principais processos relacionados à sua origem e remoção da atmosfera (adaptado de Finlayson-Pitts & Pitts, 2000).

A energia radiante instantânea incidente perpendicularmente a uma unidade de área (irradiância) oriunda do Sol que atinge o topo da atmosfera da Terra é denominada constante solar, que varia entre 1350 e 1370 W/m² (Liou, 2002). Em média, ao longo do ano, a cada 24 horas, a quantidade média de energia solar incidente no topo da atmosfera corresponde a um quarto da ir-

radiância total, ou seja, 342 W/m^2 , que é representado como 100% da radiação incidente na figura 2.1.2 sobre o balanço de energia global do sistema Terra-atmosfera. Para haver um equilíbrio nesse balanço, a Terra deve irradiar a mesma quantidade de energia de volta ao espaço por meio de radiação infravermelha (Liou, 2002). A medida de como o balanço de energia do sistema Terra-atmosfera é influenciado quando os fatores que afetam o clima são alterados recebe o nome de forçante radiativa. Para efetivamente estimar o efeito de aquecimento ou resfriamento em uma camada atmosférica de interesse (no caso, a troposfera) a partir da alteração no balanço de radiação, o saldo radiativo considerado é aquele no qual se permite que a temperatura do ar na camada acima (estratosfera) restabeleça o equilíbrio radiativo. Como a tendência do sistema é de restabelecer o equilíbrio, a alteração no balanço de radiação é avaliada antes que as temperaturas da superfície e da troposfera sejam alteradas. Desse modo, Ramaswamy et al. (2001) definem forçante radiativa como “o saldo radiativo (radiação descendente menos ascendente) da irradiância (ondas curtas e longas; em W/m^2) na tropopausa depois de as temperaturas estratosféricas se reajustarem em equilíbrio radiativo, mas com as temperaturas da superfície e troposfera mantidas fixas”, ou seja, somente a perturbação nas temperaturas da troposfera e superfície devido a uma alteração do balanço de radiação é considerada como consequência da forçante radiativa.

Fig. 2.1.2: Balanço de energia global do sistema terra-atmosfera, em porcentagens, onde BOC é o balanço de radiação de onda curta (ou radiação solar, incidente) e BOL é o balanço de radiação de onda longa (ou radiação terrestre, emitida) (Adaptado de Asimakopoulou, 2001).

A teoria Mie descreve a interação das ondas eletromagnéticas de comprimento de onda (λ) com partículas esféricas homogêneas. A radiância espectral numa determinada orientação sofre atenuação ao atravessar um meio, devido aos processos de absorção e espalhamento, representada matematicamente pela Lei de Beer (ou Lei de Beer-Lambert-Bouguer). O espalhamento é um processo físico no qual uma partícula interage com uma onda eletromagnética incidente e re-irradia em todas as direções, conforme o comprimento de onda da radiação incidente e o raio da partícula e ponderada através da função de fase (descrição matemática do padrão angular de espalhamento). A absorção está relacionada com a transferência de energia do campo radiativo para aquecimento do corpo. A soma de ambos os efeitos é chamada de extinção, e depende do tamanho e forma das partículas, comprimento de onda da radiação incidente, índice de refração das partículas e função de fase. A seção de choque representa a área de espalhamento ou absorção e-

fetiva de um elemento diferencial da partícula, remetendo à quantidade de energia removida do feixe original pela partícula (Liou, 2002).

Além do espalhamento e absorção, outros processos também podem ocorrer durante a interação entre radiação e um volume de matéria, como a emissão. A equação que considera a ocorrência de todos esses processos é denominada Equação de Transferência Radiativa (ETR) e descreve como a radiância espectral se propaga nesse volume de matéria. O efeito radiativo dos aerossóis é estimado resolvendo-se a ETR, o que envolve o conhecimento das propriedades ópticas das partículas.

As propriedades ópticas do aerossol descrevem a interação das partículas com a radiação eletromagnética. As propriedades intensivas são intrínsecas à partícula, e são dadas pelos fatores de eficiência (de extinção, absorção e de espalhamento), função de fase, parâmetro de assimetria, albedo simples e coeficiente de Ångström. As propriedades extensivas dependem da abundância do aerossol, como o coeficiente de extinção e a profundidade óptica de extinção do aerossol.

A função de fase (P_λ) descreve a dependência angular da radiância espalhada pela partícula, dada por:

$$P(\Theta, X, m, \lambda) = \frac{L(\Theta, X, m, \lambda)}{\int_0^\pi L(\Theta, X, m, \lambda) \sin \Theta d\Theta} \quad (2.1.1)$$

onde L é a radiância espalhada, Θ é ângulo entre a direção da radiação incidente e a emergente ($\Theta = 0^\circ$ indica espalhamento frontal), X é o parâmetro de tamanho (relação entre o comprimento de onda da radiação incidente e o raio da partícula) e m é o índice de refração complexo, que é função do comprimento de onda λ .

O parâmetro de assimetria g descreve o grau de assimetria de espalhamento, sendo $g = 0$ espalhamento simétrico, $g = -1$ espalhamento totalmente traseiro e $g = 1$ espalhamento totalmente frontal. É derivado da função de fase e é definido por:

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Theta) \cos \Theta d(\cos \Theta) \quad (2.1.2)$$

O albedo simples $\omega_{0,\lambda}$ indica a fração da radiação que foi atenuada por espalhamento e é função do coeficiente linear de extinção $\beta_{\text{ext},\lambda}(s')$ (medida de atenuação da radiação causada por partículas no caminho óptico s') e de espalhamento:

$$\omega_{0,\lambda} = \frac{\beta_{\text{esp},\lambda}(s')}{\beta_{\text{esp},\lambda}(s') + \beta_{\text{abs},\lambda}(s')} = \frac{\beta_{\text{esp},\lambda}(s')}{\beta_{\text{ext},\lambda}(s')} \quad (2.1.3)$$

A profundidade óptica de extinção do aerossol ($\tau_{a,\lambda}$ ou AOD) é definida como a integração do coeficiente linear de extinção ao longo de um caminho óptico s' na vertical (Liou, 2002):

$$\tau_{a,\lambda} = \int_s^\infty \beta_{\text{ext},\lambda}(s') d(s') \quad (2.1.4)$$

A AOD é uma medida de quantificação do aerossol presente na coluna atmosférica, constituindo uma variável chave no monitoramento do aerossol (Holben et al., 2001).

Há também o conceito do coeficiente de Ångström, que é calculado a partir da profundidade óptica do aerossol em dois comprimentos de onda e fornece indícios a respeito do tamanho das partículas: quanto maior o coeficiente, maior a dependência espectral e por isso menor é o tamanho predominante das partículas. Dessa forma, partículas da moda grossa possuem o coeficiente menor que 0,6 e as da moda fina, maior que 1,6 (Remer, 2006). Assim, é uma variável de auxílio na verificação de possíveis erros na classificação entre gotículas de nuvem e partículas de aerossol.

O sensoriamento remoto permite obter informações sobre um objeto apenas observando a radiação eletromagnética emitida ou espalhada pelo mesmo, através de instrumentos localizados em superfície ou a bordo de satélites. Basicamente, existe o sensoriamento remoto ativo, através do qual são produzidas ondas eletromagnéticas com determinados comprimentos de onda para interagirem com o alvo (ex.: LIDAR-*Light Detection and Ranging* e RADAR-*Radio Detection and Ranging*), e o sensoriamento remoto passivo, através do qual um sensor apenas recebe as ondas eletromagnéticas para análise (ex: Fotômetro, MODIS) (Charlson, 2001). Para estimar a AOD usando observações por satélite, é necessário determinar com precisão a quantidade exata de radiação refletida pela atmosfera e seus componentes, ou seja, a radiação refletida pela superfície é considerada como um ruído indesejado (Wang et al., 2008). Esse é um dos grandes desafios da metodologia, porém o sensoriamento remoto apresenta grande vantagem por tornar possível o monitoramento de aerossóis em todo globo, o que é importante considerando-se que os aerossóis possuem curto tempo de permanência na atmosfera e alta variabilidade espacial e temporal de suas propriedades (Remer et al., 2005).

2.2 Microfísica de nuvens

Em umidades relativas abaixo de 95%, o teor de água do aerossol em todo o espectro de tamanhos de partículas está em equilíbrio com o ambiente, porque a resposta das partículas às alterações de umidade do ambiente é rápida e a quantidade de água do aerossol é muito pequena. Para valores maiores de umidade relativa, o equilíbrio cessa e a massa de água cresce rapidamente, tornando-se a taxa de transferência de massa um fator limitante na manutenção do equilíbrio (Kreidenweis, 2003).

Núcleos de condensação são compostos principalmente de partículas de sulfato, sal marinho e nitrato, além de alguns compostos contendo carbono (Hobbs, 1993). Silicatos, AgI e certos fragmentos biológicos são utilizados na semeadura de nuvens. A concentração de NCNs em função da supersaturação (S) pode ser ajustada através da expressão $n = cS^k$, onde c e k são parâmetros empíricos que implicitamente contêm as informações químicas e do raio da partícula (Twomey, 1959). Quando o constituinte majoritário torna-se água, a partícula é classificada como hidrometeoro (Harrison, 1988). O raio típico de um NCN é da ordem de $0,1 \mu\text{m}$, enquanto que o de uma gotícula de nuvem varia entre 10 e $50 \mu\text{m}$ (Rogers e Yau, 1989).

Em um ar livre de partículas, o vapor d'água só condensa (por nucleação homogênea) em gotículas somente se a supersaturação for da ordem de 300-400%, enquanto que, na presença de aerossol (por nucleação heterogênea), a supersaturação pode ser da ordem de 0,1-3% (Pruppacher e Klett, 1997). O solvente (água) em solução é mais desordenado que o solvente puro, ou seja, a solução tem menor tendência a vaporizar, de modo que o equilíbrio é alcançado a uma menor pressão de vapor. A redução na pressão de vapor e' devido à presença de um soluto em uma superfície plana de água pode ser expressa pela Lei de Raoult:

$$\frac{e'}{e_s(\infty)} = \frac{n_0}{n + n_0} \quad (2.2.1)$$

onde $e_s(\infty)$ representa a pressão de vapor de saturação em relação a uma superfície plana, n_0 é o número de moléculas de água e n é o número de moléculas de soluto. Para soluções diluídas ($n \ll n_0$) em que as moléculas dissolvidas estão dissociados, n deve ser modificado multiplicando pelo grau de dissociação iônica (i). Assim, temos que:

$$\frac{e'(r)}{e_s(\infty)} = 1 - \frac{b}{r^3}, \text{ onde } b = \frac{3m_v i M}{4\pi\rho_l m_s} \quad (2.2.2)$$

de modo que m_s é o peso molecular do soluto, ρ_l é a densidade da água, M é a massa da solução e r é o raio da gota (Pruppacher e Klett, 1997). O efeito de curvatura é expresso pela equação de Kelvin (equação de Laplace com pressão de vapor do líquido corrigida para seu raio de curvatura):

$$\frac{e'_s(r)}{e_s(\infty)} = e^{\frac{a}{r}}, \text{ onde } a = \frac{2\sigma}{\rho_l R_v T} \quad (2.2.3)$$

de modo que σ é a tensão superficial, T é a temperatura e R_v é a constante do vapor de água (Pruppacher e Klett, 1997). Combinando ambos os efeitos, tem-se a equação de Koehler, que descreve a taxa de saturação em função do raio da gotícula através dos termos de curvatura e de soluto (aproximada para r não muito pequeno):

$$S = \frac{e'_s(r)}{e_s(\infty)} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \quad (2.2.4)$$

O termo de curvatura (a/r) mostra o aumento da razão de saturação sobre uma gotícula em comparação a uma superfície plana e depende da tensão superficial, da densidade, da constante dos gases para o vapor d'água e da temperatura. O termo de soluto (b/r^3) mostra a redução da pressão de vapor devido à presença de um soluto e depende da massa de vapor, do grau de dissociação iônica, da massa da solução, da densidade e da massa do soluto (Pruppacher e Klett, 1997).

Fig. 2.2.1: Curvas de Köhler, supersaturação em função do raio da gota, para gotas somente com água (linha tracejada) e com soluto (linhas cheias) (adaptado de Hobbs, 1993).

Através da figura 2.2.1, observa-se que, quanto maior o raio do soluto, menor é a porcentagem de supersaturação necessária para que haja condensação, sendo que essa necessidade é reduzida caso o soluto seja mais higroscópico. Ao atingir a saturação crítica (pico da curva de Köhler), o raio correspondente é chamado de raio crítico. Abaixo desse valor, as gotículas crescem somente se houver aumento de umidade relativa; acima desse valor a taxa de saturação será menor que a saturação crítica e o vapor se difundirá para a gotícula sem aumento de saturação. Excedendo o raio crítico, a partícula é dita ativada e a gota cresceria indefinidamente em teoria, mas isso não ocorre, pois as gotas competem por vapor e a saturação diminui.

Visando ilustrar o desenvolvimento do espectro de tamanho das gotículas de nuvem, segue um resumo dos processos envolvidos em seu desenvolvimento durante o evento de uma parcela subindo com NCNs, em corrente ascendente com velocidade constante. Ao ser resfriada adiabaticamente e aumentando sua umidade relativa (UR), a parcela atinge o nível de condensação

por levantamento ($UR=100\%$) e a supersaturação começa a crescer. As gotículas crescem por condensação, e a supersaturação, que havia chegado a um máximo, começa a diminuir. O valor do pico depende do espectro de NCNs e da velocidade de subida do ar. Mesmo que os tamanhos iniciais sejam muito diferentes, as gotículas tendem a chegar rapidamente em uma distribuição uniforme, estreitando o espectro. Isso ocorre devido ao crescimento parabólico, no qual as gotículas menores crescem mais rapidamente que as gotículas maiores. Isso ocorre porque a quantidade de vapor agregado por difusão é uma quantidade grande se comparada com a massa das gotículas pequenas, mas pequena se comparada com as maiores (Pruppacher e Klett, 1997). Outros processos também são importantes no desenvolvimento da distribuição de tamanho das gotículas, como o entranhamento de ar mais seco por processo não adiabático nas fronteiras da nuvem, o desenvolvimento vertical da nuvem, a estabilidade atmosférica, a velocidade da corrente ascendente e a higroscopicidade e a reatividade dos NCNs (Hobbs, 1993).

Gotículas de nuvem não podem crescer por difusão além de $10\ \mu\text{m}$ em um intervalo de tempo suficiente para gerar uma gotícula precipitável: para atingir esse raio, uma gotícula de raio inicial de $1\ \mu\text{m}$ demora entre 8 a 30 minutos. Assim, para gotículas grandes (aproximadamente $20\ \mu\text{m}$), o processo de colisão e coalescência é o mais eficiente. Para ocorrerem esses processos, é importante haver a heterogeneidade de tamanhos (velocidades terminais diferentes, permitindo colisão) e processos dinâmicos. Desse modo, foi proposto o modelo de Bowen para explicar esse processo de crescimento. Considera-se que uma gota com o dobro do tamanho das demais resulte da coalescência, que é o processo em que duas ou mais partículas ou gotículas se fundem. Essa gotícula é levada para cima pela corrente ascendente e continua crescendo por colisão e coalescência, coletando gotículas em seu volume de varredura. Ao atingir um tamanho suficiente para que seu peso vença a força imposta pela velocidade da corrente ascendente, ela cai e pode conti-

nuar a crescer pela coleta de mais gotículas, emergindo então da base da nuvem na forma de uma gota de chuva (Pruppacher e Klett, 1997).

2.3 Propriedades radiativas das nuvens

Para determinar o espalhamento e absorção da radiação nas gotículas de nuvem, é necessário saber seu índice de refração complexo, que é função do comprimento de onda. A parte real do índice de refração é a razão entre a velocidade da onda eletromagnética no meio e a velocidade da luz no vácuo, e a parte imaginária está relacionada com a absorção. A parte real do índice de refração da água líquida exibe grandes diferenças da parte real do índice do gelo para comprimentos de onda acima de 10 μm , enquanto que a água tem muito maior capacidade de absorção de radiação do que o gelo nessa parte do espectro (Fu, 2003). A emissividade efetiva da nuvem é definida como a razão entre a irradiância emitida pelas gotículas a uma dada temperatura e comprimento de onda e a irradiância de um corpo negro sob as mesmas condições.

A influência das nuvens sobre o campo de radiação na atmosfera é governada pela equação de transferência radiativa (ETR). Sabe-se que, em equilíbrio termodinâmico local, o processo de emissão é proporcional à função de Planck, que é função da temperatura e comprimento de onda. O espalhamento envolve uma integral sobre todas as direções de incidência, chamada função fonte de espalhamento. Para resolver a ETR, assume-se que as nuvens são uniformes e infinitas na horizontal (suposição da nuvem plano-paralela), sendo necessárias as distribuições de tamanho das gotículas e da umidade vertical. Assim, o albedo (fração da radiação incidente refletida para o hemisfério de origem) da nuvem e a absorção de radiação dependem do conteúdo de água líquida da nuvem (massa total de água em uma coluna vertical da nuvem de área unitária) e do ângulo zenital solar (Fu, 2003).

A atenuação da radiação ao passar pela nuvem é dada pela sua profundidade óptica, que é proporcional à sua profundidade geométrica e ao coeficiente de extinção. O albedo é função da profundidade óptica e do fator de assimetria. O albedo da nuvem aumenta com o conteúdo integrado de água líquida (LWP, do inglês *Liquid Water Path*), mais rapidamente para menores valores, e com o ângulo zenital solar. A absorção também aumenta com o crescimento do LWP. Fixando-se o LWP, o albedo é maior para uma coleção de gotículas pequenas, principalmente por apresentar uma superfície maior para uma mesma massa. As nuvens quentes (sem fase gelo) tornam-se opacas para a radiação emitida pela Terra para grandes valores de LWP (acima de 20 g/m²) (Hobbs, 1993).

2.4 Efeitos das nuvens nos aerossóis

A remoção dos aerossóis pela precipitação e incorporação dos mesmos pelas nuvens são efeitos importantes que as nuvens podem exercer sobre os aerossóis, alterando a química da nuvem e da precipitação.

A nucleação por incorporação do aerossol ocorre através da ativação do mesmo, e o raio da partícula sem água, necessário a uma dada supersaturação à qual ocorrerá a ativação, depende da fração de material solúvel da partícula. O aerossol que estiver na nuvem e não for ativado como um NCN formará o aerossol intersticial (CIA, do inglês *cloud interstitial aerosol*) (Hobbs, 1993).

Estima-se que 70 a 80% do aerossol troposférico é removido através da precipitação (SMIC, 1971). Para chuvas convectivas, a concentração de aerossol em função do diâmetro após o evento de remoção decai exponencialmente com o produto do tempo pela taxa de remoção, que por sua vez é função da área, da velocidade de queda e da concentração das partículas que preci-

pitam e de um fator de eficiência. Para partículas pequenas, tornam-se importantes os movimentos brownianos, termoforese (migração do aerossol conforme o sentido inverso do gradiente de temperatura), difusoforese (migração do aerossol conforme o sentido inverso do gradiente da densidade de vapor) e atração eletrostática (Hobbs, 1993).

Quando uma gotícula evapora, ela deixa o NCN original e qualquer material resultante de reação química, geralmente envolvendo SO_2 e NH_3 , de modo que o número de partículas não será afetado, mas a massa aumentará e o espectro de tamanho será diferente. Esse e os outros processos descritos anteriormente causam acidificação da água da nuvem e da precipitação e também criando novos aerossóis nas proximidades ou mesmo dentro da nuvem (Hobbs, 1993).

2.5 Interação aerossol-nuvem

A interação aerossol-nuvem envolve várias relações complexas, algumas das quais são descritas a seguir. O aumento da concentração de aerossóis atuando como núcleos de condensação aumenta o número e diminui o tamanho das gotículas de nuvem, o que causa um aumento na refletividade da nuvem (Twomey, 1977). Por outro lado, a presença de carbono elementar oriundo de queimadas pode aumentar a absorção de radiação e reduzir a refletividade da nuvem (Kaufman e Nakajima, 1993). Gotas menores têm maior tempo de vida e podem não crescer o suficiente para precipitarem (Rosenfeld, 1999), aumentando o conteúdo de água líquida das nuvens (Albrecht, 1989).

Camadas de aerossol reduzem a radiação solar que chega em superfície, resfriando-a, e no caso de serem aerossóis absorvedores (por exemplo, resultado de queimada), aquecem a atmosfera (Procópio et al., 2004). Desse modo, os fluxos de umidade e estrutura do perfil vertical de temperatura sofrem alteração (Yu et al., 2007), o que tende a reduzir a cobertura de nuvens e seu

conteúdo de água líquida (Koren et al., 2004). Por outro lado, menor fração do céu coberta por nuvens aumenta a quantidade de radiação incidente em superfície, o que realimenta os fluxos de vapor e desestabiliza o perfil vertical de temperatura. Porém assume-se que esse aquecimento da superfície é relativamente lento se comparado com as alterações de fluxo solar (Koren et al., 2008).

Os processos apresentados são concorrentes, sendo que a fração final de cobertura de nuvens dependerá da magnitude de absorção de radiação pelo aerossol (Kaufman e Koren, 2006), do perfil vertical de aerossóis (Yu et al., 2002) e das trajetórias das massas de ar, que podem trazer diferentes tipos de aerossol de diversas fontes (Feingold et al., 2003). Para entender os processos dominantes, é necessário caracterizar as condições meteorológicas, de nebulosidade e dos aerossóis, suas variações e correlações. No processo de formação de nuvens, estão envolvidos também fatores como a energia potencial convectiva disponível (CAPE, *Convective Available Potential Energy*), energia convectiva de inibição (CINE, *Convective INhibition Energy*), topografia, tipo de cobertura de superfície, conteúdo de vapor d'água na atmosfera, influência da circulação geral da atmosfera e mecanismos dinâmicos como velocidade de ascensão vertical, entranhamento e cisalhamento vertical do vento (Yu et al., 2007).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

A base de dados utilizada nesse trabalho foi obtida a partir de medições do sensor MODIS, a bordo dos satélites Terra e Aqua. Esses satélites fazem parte do projeto EOS (*Earth Observing System*) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), executando órbita polar. O satélite Terra passa sobre a região amazônica no período da manhã (por volta de 10h30min, hora local), na direção de norte para sul, e o satélite Aqua passa no período da tarde (por volta de 13h30min, hora local) (NASA, 2011), na direção de sul para norte, e foram lançados em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002, respectivamente. O período de cada órbita é de aproximadamente 100 minutos de forma que são realizadas 14,4 órbitas por dia. Nestas condições, o MODIS é capaz de realizar observações sobre toda a superfície terrestre a cada dois dias, de modo que a sua geometria de observação se repete a cada 16 dias (Barnes et al., 1998).

Os satélites Aqua e Terra possuem vários sensores a bordo, dentre eles o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), que possui resolução espacial de 250-500-1000 metros, conforme a banda espectral, e 36 bandas que se situam entre 0,4 e 14,4 μm . As bandas pertencentes à região visível (0,4 a 0,7 μm) e infravermelho próximo (0,8 a 1,5 μm) são utilizadas para gerar os produtos de profundidade óptica e raio efetivo das partículas de aerossol, as bandas do infravermelho médio (1,5 a 5,6 μm) são utilizadas para obter as propriedades de nuvens e algumas das bandas do infravermelho longo (5,6 a 1000 μm) são utilizadas para gerar os produtos de vapor d'água (NASA, 2011).

3.1 Definição das propriedades de nuvens e de aerossóis

O sensoriamento remoto permite, a partir dos valores de radiância ou irradiância integrados em determinadas bandas espectrais, obter as grandezas físicas referentes ao objeto com as quais a radiação interagiu. O algoritmo utilizado pelo MODIS para obtenção dessas grandezas utiliza dados de radiância, que passam por calibração radiométrica e geolocalização (Ignatov et al., 2005; MODIS *Characterization Support Team* - MCST, 2000), assim como o produto de máscara de nuvens (Ackerman et al., 2002) e dados meteorológicos fornecidos pelo NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*; Kalnay et al., 1996) ou valores climatológicos.

Existem dois algoritmos independentes para obter as propriedades dos aerossóis sobre oceano e sobre continente, baseados na utilização de tabelas pré-calculadas (*look up tables*) de transferência radiativa na atmosfera para diferentes condições de observação e iluminação, computadas para diferentes níveis de concentração de aerossóis e refletâncias de superfície. A refletância da superfície e a radiância medida pelo sensor no topo da atmosfera são comparadas com os valores pré-calculados até que seja encontrada a melhor solução, através do método de mínimos quadrados.

A metodologia utilizada pelo MODIS para derivar propriedades de nuvens através de sensoriamento remoto primeiramente detecta a ocorrência da nuvem conforme a diferença de resposta de radiância em diferentes canais. Posteriormente ocorre a detecção de fase da água da nuvem baseado na diferença da radiação solar refletida nos comprimentos de onda de 0,645 e 1,64 μm , considerando-se a classificação com relação à superfície (King et al., 1997). Correções da radiância de superfície são baseadas em tabelas pré-calculadas usando código de transferência radiativa.

Através da variação espectral da absorção da água nas janelas atmosféricas, podem-se recuperar os parâmetros de profundidade óptica e de raio efetivo das gotículas da nuvem. A água

líquida é transparente para radiação visível e infravermelha próxima (0,4 – 1 μm), portanto a refletância nesses comprimentos de onda depende somente da profundidade óptica da nuvem e do fator de assimetria. Em bandas específicas do infravermelho médio (1,6, 2,1 e 3,7 μm), a água absorve radiação, ainda que fracamente quanto menor o comprimento de onda. Assim, a refletância também depende da absorção das gotículas, o que é expresso pelo albedo simples. O raio efetivo das gotículas da gotícula apresenta relação linear com o albedo simples para fraca absorção, o que permite avaliar a distribuição dos tamanhos das gotículas de uma nuvem (Wallace e Hobbs, 2006). Para recuperar a profundidade óptica da nuvem (τ_c) e o raio efetivo das gotículas (r_e), é utilizado modelo de transferência radiativa para estimar a refletância nas bandas utilizadas e posteriormente as variáveis são ajustadas de modo a minimizar as diferenças entre a refletância observada e a obtida através do modelo (King et al., 1997). A refletância, normalizada em termos da resposta espectral $f(\lambda)$ e da irradiância solar incidente no topo da atmosfera $F_0(\lambda)$, é dada por:

$$R(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi) = \frac{\int_{\lambda} R_{\lambda}(\tau_c, r_e; \mu, \mu_0, \phi) f(\lambda) F_0(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda} f(\lambda) F_0(\lambda) d\lambda} \quad (3.1.1)$$

onde μ_0 , μ e Φ são, respectivamente, o cosseno do ângulo zenital solar, o valor absoluto do cosseno do ângulo zenital de observação e o azimuth relativo entre a direção da radiação emergente e a radiação solar incidente. O raio efetivo das gotículas é definido como:

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (3.1.2)$$

onde $n(r)$ é a distribuição de tamanho e r é o raio da gotícula.

O conteúdo de água líquida é obtido a partir dos valores de profundidade óptica da nuvem (τ_c) e do raio efetivo das gotículas (r_e), através da seguinte equação, onde ρ é a densidade da água (King et al., 1997):

$$LWP = 2\rho\tau_c r_e / 3 \quad (3.1.3)$$

A emissividade espectral das nuvens pode ser aproximada por (Chylek et al., 1992):

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - e^{-\beta_a(\lambda)\Delta z} \quad (3.1.4)$$

onde Δz é a sua espessura geométrica da nuvem e $\beta_a(\lambda)$ é o coeficiente linear de absorção da nuvem, dado por:

$$\beta_a = \frac{3a_1}{4\rho} LWP \quad (\text{para gotas pequenas}) \quad (3.1.5)$$

$$\beta_a = \frac{3a_0}{4\rho} \frac{LWP}{r_e} \quad (\text{para gotas grandes}) \quad (3.1.6)$$

onde a_1 e a_0 são constantes independentes. Assim, quanto mais espessa a nuvem, quanto maior o seu conteúdo de água líquida e quanto menor o raio efetivo da gota, melhor será a aproximação de corpo negro.

A atmosfera se torna mais opaca devido à absorção de CO_2 conforme o comprimento de onda aumenta de 13,3 μm para 15 μm , e assim as radiações provenientes dessas bandas espectrais são mais sensíveis a diferentes camadas da atmosfera (Menzel et al., 2006). Essa técnica é chamada de *CO₂ slicing* e é utilizada para inferir a pressão no topo de nuvens. Os valores de radiações são convertidos em pressão e temperatura de topo de nuvem através de produtos meteorológicos do ponto de grade que provém de perfis verticais de temperatura fornecidos pelo *NCEP Global Data Assimilation System* (Baum e Platnick, 2006). Para um dado elemento de nuvem, no campo de visão do sensor, a radiação observada $\text{Rad}(\lambda)$ é dada por:

$$\text{Rad}(\lambda) = (1 - NE)\text{Rad}_{clr}(\lambda) + NE\text{Rad}_{bcd}(\lambda, P_c) \quad (3.1.7)$$

onde $Rad_{clr}(\lambda)$ é a radiância para céu claro, $Rad_{bcd}(\lambda)$ é a radiância da nuvem opaca na pressão P_c , N é a fração do campo de visão coberta por nuvem e E é a emissividade da nuvem. A radiância da nuvem opaca é dada por:

$$Rad_{bcd}(\lambda, P_c) = Rad_{clr}(\lambda) - \int_{P_c}^{P_s} t(\lambda, p) \frac{dB[\lambda, T(p)]}{dp} dp \quad (3.1.8)$$

onde P_s é a pressão à superfície, P_c é a pressão no nível da nuvem, $t(\lambda, p)$ é a transmitância fracionária da radiação de comprimento de onda λ emitida do nível de pressão atmosférica (p) chegando no topo da atmosfera ($p = 0$) e $B(\lambda, T(p))$ é a função de Planck para um comprimento de onda λ e temperatura $T(p)$. O segundo termo no lado direito representa o decréscimo da radiação causado pela nuvem opaca.

O índice de instabilidade por levantamento (ou *lifted index*) é definido como a diferença entre a temperatura do ar em 500 mb e a temperatura que uma parcela de ar teria se subisse adiabaticamente seca da superfície até o nível de condensação por levantamento (NCL) e depois seguisse por uma adiabática saturada até o nível de 500 mb. É um indicador da estabilidade da atmosfera, sendo negativo para atmosferas instáveis (parcela está menos densa que ar ao redor) e positivo para atmosferas estáveis. O algoritmo para obtenção de perfis atmosféricos se baseia em regressão estatística. As radiâncias nas bandas do infravermelho do MODIS são calculadas a partir de radiossondas obtidas de uma base de dados da NOAA-88 que contém mais de 8400 perfis de radiossondagens de todo o globo com valores de temperatura, umidade e ozônio (King et al., 2003). Coeficientes de regressão são gerados a partir dos valores de radiância calculadas para cada nível e do perfil atmosférico. Então os coeficientes gerados são aplicados às condições reais observadas pelo MODIS para obter os perfis atmosféricos estimados, que poderão ser integrados na vertical para fornecer o conteúdo total de água precipitável.

3.2 Produtos utilizados do MODIS

Os produtos do MODIS estão disponíveis para o público a partir do site da NASA (*Level 1 and Atmosphere Archive Center*, <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>) em arquivos HDF (*Hierarchical Data Format*). Cada arquivo representa um grânulo que corresponde à varredura do sensor durante cinco minutos, resultando em uma área de 2330 km de largura por 1350 km (Remer et al., 2006). Esses produtos são identificados por siglas e basicamente divididos em 3 níveis.

Os dados de nível 1 contêm os dados de radiância calibrados e possui dados de georeferenciamento, que descrevem a localização, geometria de iluminação e geometria de observação para cada pixel. Os produtos de nível 2, cuja resolução espacial varia de 1 x 1 km a 10 x 10 km, são gerados a partir dos dados de nível 1 ao passar por um conjunto de algoritmos, resultando nos produtos de nuvens, aerossóis e outros. A obtenção de determinados produtos exige a ausência de nuvens, pois em geral as nuvens possuem maior refletância e menor temperatura de brilho que a atmosfera e superfície (Ackerman et al., 2002), exercendo grande influência no sinal que é captado pelo sensor. Assim, é fundamental a existência de um algoritmo de máscara de nuvem que indique se o pixel observado pelo campo de visão do sensor está ou não obstruído por nuvens ou aerossol. O algoritmo realiza uma série de testes para classificar um determinado pixel em 4 gradações com relação à não presença de nuvens: nuvens (ou 0% sem nuvens), provavelmente com nuvens (66% sem nuvens), provavelmente claro (95% sem nuvens) e claro (99% sem nuvens). Os testes realizados são diferentes para as passagens diurnas e noturnas e dependem do tipo de superfície em observação que pode ser solo, água, deserto, gelo ou neve (King et al., 2003).

Os dados de nível 3 são baseados em médias ponderadas dos produtos de nível 2 de aerossol, nuvens e perfil atmosférico e possuem resolução espacial de 1° x 1°. Em cada arquivo diário, os produtos são apresentados em termos de estatística básica (média, desvio padrão, valores má-

ximos e mínimos) (Hubanks et al., 2008). Devido à grande instabilidade e o alto nível de energia envolvido, nuvens convectivas exibem grande variância nas suas propriedades físicas, o que aumenta a dificuldade de detecção e estimativa dos impactos do aerossol nas nuvens. Assim, pontos de grade com grande área de cobertura ($1^\circ \times 1^\circ$) também são úteis para reduzir a variabilidade e tornar a média mais representativa, devido ao aumento do número de amostras (Koren et al., 2010).

Os dados de nível 3 utilizados nesse trabalho estão limitados pelas latitudes 5°N e 16°S e pelas longitudes 75°W e 46°W , totalizando 609 pontos de grade por dia e por satélite (21×29). O período envolve os anos entre 2002 e 2008 e foram utilizados os dados obtidos através dos satélites Aqua e Terra. As variáveis utilizadas encontram-se na tabela 3.1.1 e foram escolhidas baseadas nos estudos de Koren et al. (2008) e de Yu et al. (2007). A fração de cobertura de nuvens de nível 3 é definida como a razão entre o número de pixels de nível 2 com nuvens e o número total de pixels dentro do ponto de grade de 1° de largura. Os dados de nível 2 são os da máscara de nuvens classificados através do *Quality Assurance* (QA) como “com nuvens” e “possivelmente com nuvens”.

Tabela 3.2.1: Variáveis do MODIS utilizadas, com as respectivas unidades e siglas adotadas.

Variável	Nome da variável	Siglas	Unidade
Profundidade óptica do aerossol (em 550 nm)	Optical_Depth_Land_And_Ocean_Mean	AOD	-----
Conteúdo integrado de vapor d'água	Atmospheric_Water_Vapor_Mean	AWV	cm
Fração de cobertura de nuvens	Cloud_Fraction_Day_Mean	CF	-----
Temperatura do topo de nuvens	Cloud_Top_Temperature_Day_Mean	CTT	K
Pressão do topo de nuvens	Cloud_Top_Pressure_Day_Mean	CTP	hPa
Profundidade óptica de nuvens (fração líquida)	Cloud_Optical_Thickness_Liquid_Mean	COD	-----
Raio efetivo das gotículas de nuvens (fração líquida)	Cloud_Effective_Radius_Liquid_Mean	CER	μm
Conteúdo de água líquida da nuvem	Cloud_Water_Path_Liquid_Mean	LWP	g/m^2
Índice de Levantamento (<i>Lifted Index</i>)	Lifted_Index_Mean	LI	-----

3.3 Região estudada

Neste trabalho, foram escolhidos seis setores dentro da região amazônica (figura 3.3.1) com o objetivo de ter um controle maior no tratamento dos dados e verificar se as condições observadas para uma área grande também são válidas para uma área menor. Como critério de separação dos setores, foram observados os campos de precipitação mensal acumulada do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*; Adler et al., 2003) para identificação de padrões espaciais, assim como observada uma relativa homogeneidade de superfície através de imagens de satélite obtidas através do site Google Earth (figura 3.3.2). As imagens disponíveis pelo Google Earth são fornecidas, em sua maioria, pela Digital Globe e pela MDA federal (GOOGLE, 2011), que por sua vez obtém as imagens através dos satélites Quickbird e Worldview (DIGITALGLOBE, 2011).

Fig. 3.3.1: Divisão em setores da área de estudo, nomeadas e limitadas conforme apresentadas no mapa. O contorno vermelho maior foi chamado **Amazônia** e os quadrados menores representam os limites das regiões de **Amazônia Ocidental**, **Manaus**, **Santarém**, **Alta Floresta**, **Rebio Jaru** e **Rio Branco** (em sentido horário). Os pontos de grade referentes à Cordilheira dos Andes e ao Oceano Atlântico (limites em cinza) foram retirados das análises.

*Fig. 3.3.2: Imagens de satélite da superfície dos seis setores utilizados neste trabalho: **Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Alta Floresta, Rebio Jaru e Rio Branco** (em sentido horário, seguindo disposição da figura 3.3.1).*

Todos os setores são quadrados de lado igual a 5° e estão contidos em um retângulo maior, abrangendo uma área de 26° no sentido longitudinalmente e 19° latitudinal. O setor da Amazônia Ocidental compreende uma área predominantemente coberta com floresta amazônica preservada e mínima intervenção humana ao longo dos rios. O setor de Manaus contém a capital do estado do Amazonas e abrange uma área central da Amazônia. A cidade de Santarém está centrada no setor de mesmo nome, sendo uma região que sofre influência das linhas de instabilidade costeiras e está próxima da região paraense do arco do desmatamento. O sítio de Alta Floresta contém a cidade de mesmo nome e cobre uma área de transição com o cerrado, com intensas queimadas na estação seca e de transição. O setor que contém a Reserva Biológica do Jaru (Rebio

Jaru) também possui intensas queimadas e desmatamento, porém também possui áreas preservadas por lei. A região que contém Rio Branco possui grandes extensões de floresta amazônica preservada (inclusive uma reserva florestal ao norte da Bolívia), mas que recebe plumas de aerossóis pelo transporte da circulação atmosférica.

Os períodos de seca foram definidos conforme Satyamurty et al. (2009) e Paixão et al. (2008) (tabela 3.3.1). Quanto ao intervalo temporal da estação de transição (período de transição da estação seca para a úmida), esse está baseado no período de altos valores de profundidade óptica do aerossol, cujo início corresponde ao final da estação seca, quando o ambiente está mais seco e propício para queimadas, e cujo final corresponde ao início da estação chuvosa, quando o ambiente começa a ficar mais úmido e as queimadas diminuem gradualmente. Observando-se as séries temporais de AOD, definiu-se um período de altos valores de AOD aproximadamente entre os meses de agosto e outubro, portanto adotando-se o intervalo temporal entre os dias 200 e 300 (dias 19/07 e 27/10, respectivamente, para anos não-bissextos), com um pico por volta do dia 250 (dia 07/09, para anos não-bissextos). Desse modo, o período de transição ocorre entre os dias 200 e 300 para todos os setores, sendo a “transição 1” a primeira metade e “transição 2” a segunda metade.

Tabela 3.3.1: Intervalos da estação seca para cada setor.

Setor	Período	Dia do ano
Amazônia	junho a setembro	152-273
Amazônia Ocidental	agosto a novembro	213-334
Manaus	junho a setembro	152-273
Santarém	agosto a novembro	213-334
Rio Branco	junho a setembro	152-273
Rebio Jaru	junho a setembro	152-273
Alta Floresta	junho a setembro	152-273

3.4 Metodologia

Foram elaboradas rotinas em Matlab para trabalhar com os dados contidos nos arquivos HDF, visando gerar mapas diários de distribuição de valores, gráficos e análises. Primeiramente, foram construídos gráficos de evolução temporal das variáveis utilizadas para cada setor, ano e satélite. Os valores foram agrupados em médias a cada 15 dias, de modo a diminuir a dispersão, e em séries anuais para cada gráfico, para observar o comportamento médio das variáveis ao longo do tempo e possibilitar também uma comparação da variabilidade interanual.

Posteriormente, estudou-se a correlação entre as variáveis, especialmente a fração de cobertura de nuvens, e a profundidade óptica do aerossol. Inicialmente foram construídos gráficos diários para estudo envolvendo a CF e a AOD para toda a área amazônica, por permitir um maior número de dados para análise. Visando quantificar a relação, foram realizadas regressões lineares entre os valores dos pontos de grade para cada dia, assim como calculado o coeficiente de correlação quadrático (R^2). Para garantir uma correlação suficiente, buscaram-se coeficientes de correlação R^2 maiores que 0,5.

Foram construídos gráficos de dispersão das variáveis apresentadas na tabela 3.2.1 em função da AOD, agrupadas pela estação seca e de transição de cada ano, para todas as variáveis, para cada sítio e satélite. Para visualizar a tendência de comportamento de uma possível correlação, também foram calculadas médias com o seguinte método: ordenaram-se os valores pela AOD e calcularam-se as médias a cada 50 amostras, conforme realizado por Koren et al. (2008). Outro método utilizado manteve os intervalos fixos pela AOD, cuja largura do intervalo foi de 0,01 até AOD igual a 0,3 e com largura de 0,1 depois desse valor de AOD. São métodos semelhantes para visualizar o comportamento geral dos dados, sendo que no primeiro fixou-se o número de amostras e no segundo fixou-se o intervalo de dados.

Visando um estudo da sazonalidade da relação entre as variáveis, foram feitos gráficos também com os dados entre os dias 200 e 250 e 250 e 300 para comparação entre si e com o período de transição, que vai do dia 200 ao 300.

O trabalho de Koren et al. (2008) restringiu os dados em $AOD < 0,8$ e separou os dados em três níveis de nuvens: baixas ($800 \text{ hPa} < CTP < 1000 \text{ hPa}$), médias ($600 \text{ hPa} < CTP < 800 \text{ hPa}$) e altas ($CTP < 600 \text{ hPa}$). Já o trabalho de Yu et al. (2007) restringiu os dados em $AOD < 0,8$ e $CTT > 273 \text{ K}$. A restrição para valores de AOD visa evitar erros de classificação errônea entre aerossol e nuvem, que pode ocorrer já acima de AOD igual a 0,6 (Brennan et al., 2005), além de se ter uma baixíssima estatística de valores acima desse patamar. A segregação em níveis verticais de nuvens visa trabalhar somente com nuvens quentes, ou seja, sem a fase gelo.

Vários fatores influenciam a formação de nuvens (Procópio et al., 2004), de modo que se buscou separar em cenários com diferentes condições atmosféricas, como com relação à disponibilidade de vapor d'água e estabilidade atmosférica. Com o objetivo de verificar as influências desses dois componentes e isolar o efeito do aerossol, incluíram-se restrições para separar os dados conforme a estabilidade atmosférica e o conteúdo disponível de vapor d'água. Foram elaborados três gráficos para cada variável/setor/ano, de modo que cada um contém dados cuja atmosfera é classificada como estável, instável e aproximadamente neutra. Esses gráficos foram montados com médias a cada 50 amostras e intervalos fixos, sem médias e com separação por tercís de valores de conteúdo de vapor d'água (mais úmido, mais seco e intermediário) em três cenários de estabilidade atmosférica (classificados conforme o valor do Índice de Levantamento (LI): estável ($LI > 1$), instável ($LI < -1$) e aproximadamente neutro ($-1 < LI < 1$). Para essa análise, também foram excluídos valores de CF acima de 0,9 e abaixo de 0,1, de modo a garantir uma cobertura de nuvens compatível com a interação do aerossol.

Para verificar uma correlação entre a fração de cobertura de nuvens e o conteúdo integrado de vapor d'água, foram construídos gráficos de dispersão de CF em função de AWV. Visando retirar o efeito de correlação entre essas variáveis e estudar o efeito do aerossol na formação da nuvem, foi feito um ajuste aos dados desses gráficos e calculada a diferença relativa entre o valor de CF obtido pelo ajuste e o observado. Essa diferença relativa é apresentada em gráfico em função da profundidade óptica do aerossol.

4. ANÁLISE E DISCUSSÃO

4.1 Variabilidades temporais e espaciais da variáveis estudadas

A fim de observar a evolução temporal das variáveis estudadas, foram montados gráficos das variáveis em função do tempo para cada região estudada. Para observar a variação interanual, foram calculadas médias a cada 15 dias, possibilitando a visualização da tendência do comportamento das variáveis entre os anos estudados. Visando estudar a variabilidade espacial, são comparados os gráficos para cada uma das regiões.

4.1.1 Profundidade óptica do aerossol (AOD)

Fig. 4.1.1: Valor médio da AOD (em 550 nm) dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

De acordo com a figura 4.1.1, observa-se um período de altos valores de AOD entre os dias 200 e 300, que diminui lentamente após esse período, e baixos valores no restante do ano. Altos valores de AOD estão relacionados à maior concentração de partículas na atmosfera, resultantes da queima de biomassa que tem início no final da estação seca e se intensifica no período de transição da estação seca para a estação úmida (INPE, 2011). No restante do ano, a atmosfera é limpa devido à ocorrência de precipitação e, na ausência de outras fontes significativas emissores de aerossóis, as baixas concentrações resultam em baixos valores de AOD.

Quando observado o comportamento da AOD média calculada para períodos de 15 dias em uma grande área, não aparecem diferenças significativas entre os valores observados através das passagens dos satélites Aqua e Terra. Com relação à variabilidade interanual da AOD, maiores valores foram observados nos anos de 2004, 2005 e 2007 e menores valores para o ano de 2008, no período no qual ocorrem as queimadas.

No ano de 2005, a região amazônica sofreu uma grande seca. Analisando-se os dados de precipitação no setor sul da Amazônia, durante a estação chuvosa, que na realidade se estendeu de dezembro de 2004 a março de 2005, verificou-se uma redução na precipitação de até 350 mm em relação à média histórica (CPTEC e INMET, 2005). Uma das possíveis causas estaria relacionada ao aumento da temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical norte. O aumento intensificou o movimento ascendente de ar no ramo ascendente da célula de Hadley, que está no Atlântico norte equatorial, e consequentemente intensificou o ramo descendente sobre o sudoeste da Amazônia, ocasionando supressão ao desenvolvimento de nuvens e precipitação. Adicionalmente, a intensificação do Anticiclone do Atlântico Sul, que se estendeu até o continente, também contribuiu para a geração de uma estabilidade atmosférica que não favoreceu a formação de nebulosidade. Outros fatores que poderiam contribuir estão relacionados a uma redução da reciclagem de vapor d'água ocasionada pela própria estiagem. Em 2005 notou-se uma forte estiagem

em todos os meses do ano, favorecendo a ocorrência de queimadas e produção de aerossol. O déficit das chuvas na região sul da Amazônia também foi observado em 2004, porém com menor intensidade (CPTEC e INMET, 2005).

Com relação aos altos valores de AOD de 2007, a primeira quinzena de setembro apresentou intensa circulação anticiclônica na baixa troposfera sobre grande parte do Brasil, o que inibiu a formação de nuvens e causou déficit de chuva na maior parte do país. Essa circulação anticiclônica anômala esteve associada à formação de um bloqueio atmosférico sobre o Pacífico Sudeste, por sua vez decorrente da intensificação do fenômeno La Niña. A região Centro-Oeste registrou um déficit de chuvas e baixos índices de umidade relativa, favorecendo as queimadas. Assim, com as condições atmosféricas favorecendo a propagação de incêndios, registrou-se um maior número de focos de queimadas. O satélite NOAA-15 registrou 27.200 focos de queimadas no Brasil, 63% maior que em setembro do ano anterior. Houve aumento de 120% no número de focos de queimadas na Bolívia, 148% no Mato Grosso, 168% no Pará e 230% no Tocantins (CPTEC/INPE, 2008).

Durante os meses de julho, agosto e setembro de 2008, foram observadas anomalias positivas de precipitação na região sul amazônica (Acre, Rondônia e norte do Mato Grosso) e leste do Pará, o que pode ter inibido as queimadas e a consequente injeção de partículas na atmosfera (SI-PAM, 2008). Outro fator diz respeito ao fato de que a concentração de partículas na atmosfera amazônica está ligada à queima de biomassa gerada pelo desmatamento, e esse, por sua vez, atrelado à expansão da fronteira agropecuária. Os baixos valores de AOD podem estar relacionados com o decréscimo dos preços internacionais de *commodities*, impactando em redução no ritmo de crescimento de novas áreas de pastagens e de cultivo de soja, muito presentes na região do arco do desmatamento (BCB, 2008).

Fig. 4.1.2: Valor médio da AOD (em 550 nm) dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jarú e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Através da figura 4.1.2, pode-se observar que, para todos os anos e regiões, mantém-se o período de altos valores de AOD entre os dias 200 e 300, atingindo menor magnitude sobre as regiões de Amazônia Ocidental e de Rio Branco. Os mais altos valores foram observados na região de Alta Floresta, que possui grande número de focos de queimada em média (CPTEC/INPE, 2008), especialmente no ano de 2007, conforme já comentado. No início de 2003, entre os dias 50 e 100, foram observados valores mais altos para o período na Amazônia Ocidental, tanto nos resultados do Terra quanto do Aqua. Isso ocorre devido à estação seca no norte da Amazônia ocorrer nos meses de março e abril (Fisch, 1998), aumentando o número de queimadas e transporte de partículas dessa região para a Amazônia Ocidental. Esse processo foi acentuado no ano de 2003 devido à atuação do El Niño, gerando estiagem prolongada no norte do país, e avanço das frentes de expansão fundiária para áreas remotas de florestas primárias de Roraima (CPTEC/INPE, 2009). As tendências interanuais acompanham o comportamento geral descrito anteriormente para o restante do ano, porém não de uma forma tão destacada para cada ano. Não se observam diferenças significativas ou sistemáticas entre os dados obtidos com os satélites Terra e Aqua.

4.1.2 Conteúdo integrado de vapor d'água (AWV)

Fig. 4.1.3: Valor médio do AWV dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.3, observa-se que os maiores valores do conteúdo integrado de vapor d'água (acima de 5,0-5,5 cm) ocorrem até o dia 130 aproximadamente, diminuindo de magnitude até aproximadamente o dia 220 e aumentando gradativamente de valor até o final do ano, ao que restabelecerá o patamar do início do ano. Os anos de 2005 e 2007 atingiram os menores valores de AWV durante o período mais seco (entre os dias 170 e 250, aproximadamente), que podem ser explicadas pelas condições sinóticas apresentadas no item sobre a AOD. O ano de 2008 apresentou valores mais baixos durante todo o ano, de um modo geral. Observando-se os gráficos de LI (figuras 4.1.17 e 4.1.18), observa-se que 2008 apresenta valores menos negativos de instabilidade. Valores pouco negativos indicam uma atmosfera mais estável e, conseqüentemente, menor convecção e aporte de umidade para a atmosfera. Assim, mesmo estando mais seco, os valores de AOD foram os mais baixos observados na série temporal analisada durante a época das queimadas para o ano de 2008, o que reforça a hipótese da influência do menor crescimento econômico do país para esse ano. Nota-se também que uma atmosfera mais estável tende a favorecer a ocorrência de queimadas. Oscilações menores podem estar relacionadas a fenômenos meteorológicos atuando ou também ao intervalo de 15 dias utilizado para cálculo das médias.

Fig. 4.1.4: Valor médio de AWW dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Observando-se os gráficos para as regiões (figura 4.1.4), o período da tarde apresentou valores maiores de AWV quando comparado ao período da manhã. Comparando-se os períodos com menores valores de AWV de cada região, apresentaram diferenças de 0,5 cm aproximadamente entre cada área, distribuídos a seguir em ordem crescente de valores de AWV mínimo: Alta Floresta (AWV entre 2 e 2,5 cm), Santarém, Rebio Jaru, Manaus, Rio Branco e Amazônia Ocidental (AWV mínimo entre 4 e 4,5 cm). Nota-se que as áreas mais secas localizam-se na região do arco de desmatamento, ou seja, com uma cobertura vegetal menos densa, e quanto mais se avança no interior da Floresta Amazônica, na direção contrária ao arco do desmatamento, são encontrados maiores valores de conteúdo integrado de vapor d'água, produto da evapotranspiração. Uma observação, no que diz respeito à estação úmida de 2008 na Amazônia Ocidental, observa-se um patamar destacadamente mais baixo do conteúdo de vapor d'água e que não é acompanhado por uma queda da fração de cobertura de nuvens (figura 4.1.6), indicando uma situação em que a correlação entre AWV e CF esteja mais fraca.

4.1.3 Fração de cobertura de nuvens (CF)

Fig. 4.1.5: Valor médio da CF dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.5, observa-se que os maiores valores de fração de cobertura de nuvens (acima de 0,85) ocorrem nos meses de estação chuvosa, seguindo a valores mais baixos conforme avança a estação seca (depois do dia 100), atingindo um mínimo pouco depois do dia 200 e crescendo ao patamar anterior (depois do dia 300) conforme avança o período de transição da estação seca para a úmida. Mesmo durante a estação seca, a fração de cobertura de nuvens é, em média, maior do que 40% para essa área.

Os valores de fração de cobertura de nuvens observados durante as passagens do satélite Aqua, ou seja, durante o período da tarde, são ligeiramente maiores se comparados com os dados obtidos através do Terra. Trabalhos sobre o ciclo diurno da precipitação mostraram que no período da tarde (entre 13h e 18h) são registrados acima de 30% dos eventos de precipitação, devido ao ciclo de insolação e aquecimento da superfície e formação de nuvens convectivas (Fisch et al., 1998), o que indica maior nebulosidade no período da tarde. Observando-se a distribuição temporal de valores de AWV, é possível observar que segue um comportamento bastante semelhante com a CF, sugerindo uma forte correlação entre essas variáveis.

Com relação à variabilidade interanual, quando observado o comportamento médio da CF para um período de 15 dias em uma grande área, não é possível observar grandes diferenças nos comportamentos em anos diferentes, mas CF ligeiramente menores em 2005 e 2007, que foram anos mais secos.

Fig. 4.1.6: Valor médio da CF dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Através da figura 4.1.6, observa-se que as áreas de Amazônia Ocidental e de Rio Branco possuem valores maiores de fração de cobertura de nuvens durante a estação seca e de transição se comparados com os outros sítios. Uma possível explicação está relacionada com a disponibilidade de vapor d'água, que durante esse período é maior nesses setores, cujos valores de conteúdo integrado de vapor d'água dificilmente ficam abaixo de 4,5 cm, conforme já discutido.

A diferença entre a magnitude dos valores obtidos com os satélites para a mesma região ainda é evidente, com maiores valores de CF no período da tarde para todos os sítios. Porém, não é observável um padrão entre os comportamentos anuais da variável.

4.1.4 Temperatura de topo de nuvens (CTT)

Fig. 4.1.7: Valor médio da CTT dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.7, observa-se que os valores de CTT aumentam de um patamar entre 240 e 255 K no período chuvoso para valores entre 265 e 280 K conforme se aproxima à estação seca (do dia 100 ao dia 170, aproximadamente). Permanece nesse patamar durante aproximadamente 50 dias e depois os valores voltam ao patamar anterior depois do dia 300. Os valores baixos de temperatura de topo de nuvem estão associados a nuvens mais desenvolvidas verticalmente, típicas de um ambiente mais instável e com muita energia disponível para convecção, cenário esse observado durante a estação chuvosa.

Com relação à variabilidade interanual e entre os períodos do dia, quando observado o comportamento médio da variável para um período de 15 dias em uma grande área, não aparecem grandes diferenças entre os padrões observados a cada ano e entre os satélites utilizados, sendo, assim, necessário realizar uma análise em áreas menores.

Fig. 4.1.8: Valor médio da CTT dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Durante a estação seca e de transição, as regiões de Rio Branco e Amazônia Ocidental possuem valores menores de CTT (em torno de 10 K) se comparados às outras áreas (figura 4.1.8). Uma temperatura menor indica uma maior altura do topo da nuvem de conteúdo líquido, indicando assim um maior desenvolvimento vertical. Isso pode ser observado nos gráficos de conteúdo de água líquida (figura 4.1.16), que apresentam maiores valores para essas regiões durante esse período do ano. Santarém e Alta Floresta apresentam valores maiores de CTT por um período mais longo. As temperaturas de topo de nuvem são ligeiramente maiores (em torno de 5 K) durante o período da tarde sobre as regiões de Manaus, Santarém, Rebio Jaru e Alta Floresta, durante a estação seca.

4.1.5 Profundidade óptica de nuvens – fração líquida (COD)

Fig. 4.1.9: Valor médio de COD dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.9, observa-se que a profundidade óptica da nuvem possui um padrão de queda até aproximadamente o dia 100 (10/04) e de aumento conforme avança a estação seca até aproximadamente dia 200 (19/07), sofrendo novo decréscimo conforme avança para a estação chuvosa. Durante o período da tarde, esse aumento é mais intenso, atingindo valores médios maiores que 15. Observando-se a CTT, as nuvens estão menos desenvolvidas nesse período do ano, o que leva a considerar a composição do núcleo de condensação das gotículas afetando na profundidade óptica da nuvem através do *black carbon* originário da queima de biomassa (Ten Hoeve et al., 2011). Como as nuvens estão menos desenvolvidas, as gotículas devem ser menores, pois a gotícula aumenta conforme sobe na nuvem. Observando-se os valores de raio efetivo das gotículas (CER), nota-se uma diminuição para o mesmo período, ou seja, as gotículas possuem um menor raio efetivo das gotículas e por isso mais brilhantes, resultando em uma maior profundidade óptica da nuvem. Outra possível explicação, já que 2008 não possui valores altos de AOD, envolve o LWP, que possui comportamento similar à COD.

Fig. 4.1.10: Valor médio da COD dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jarú e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Observando-se em escala regional (figura 4.1.10), a profundidade óptica da nuvem possui um padrão de queda até aproximadamente o dia 100 (10/04) em todas as regiões. A COD apresenta, durante o período da tarde, aumento nos valores conforme avança a estação seca até aproximadamente dia 200 (19/07), sofrendo novo decréscimo conforme avança para a estação chuvosa, similarmente ao observado em grande escala (figura 4.1.9). Durante o período da manhã, os valores não apresentam diferenças significativas entre as diferentes estações do ano, exceto por uma aparente tendência de queda até o dia 200 e crescimento após esse dia sobre a área de Rebio Jaru.

Observa-se que a Amazônia Ocidental e Rio Branco, duas regiões com baixos valores de AOD, apresentam aumento da COD durante a estação seca. O mesmo ocorre com o LWP, mas o raio efetivo das gotículas também apresentou pouca variação nessas áreas, particularmente à tarde, período no qual a COD apresentou maior variação. Assim, o LWP explicaria as variações de COD.

4.1.6 Raio efetivo das gotículas de nuvens – fração líquida (CER)

Fig. 4.1.11: Valor médio de CER dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.11, observa-se que os valores médios de raio efetivo das gotículas seguem altos e em crescimento durante o período chuvoso. Na estação seca, os valores atingem um mínimo por volta do dia 200 e voltam a subir conforme avança a estação de transição e a estação chuvosa. Uma possível explicação diz respeito à menor disponibilidade de vapor d'água e aumento da quantidade de núcleos de condensação (a AOD começa a aumentar após o dia 200), ocasionando em gotículas de menor tamanho durante esse período. A diminuição do raio efetivo das gotículas geraria gotículas de nuvem mais brilhantes e aumento da profundidade óptica da nuvem. Os valores de CER são maiores no período da tarde, quando as nuvens já estão mais desenvolvidas e as gotículas com maior conteúdo de água.

Fig. 4.1.12: Valor médio da CER dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Durante a estação seca, os sítios de Alta Floresta, Rebio e Santarém possuem valores menores de raio efetivo (12-13 μm no período da tarde) se comparados aos outros sítios, seguindo para valores maiores conforme o conteúdo de vapor d'água mínimo da região se eleva (figura 4.1.12). Essas regiões são próximas a fontes de aerossol de queimada (arco do desmatamento), e em regimes de altos valores de AOD são observados menores valores de raio efetivo devido ao aumento do número de partículas.

4.1.7 Conteúdo de água líquida da nuvem (LWP)

Fig. 4.1.13: Valor médio de LWP dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Observando-se a evolução temporal de conteúdo de água líquida da nuvem (figura 4.1.13), ocorre uma leve queda ao longo dos 100 primeiros dias do ano. No período da tarde, ocorre um aumento considerável nos 70 dias seguintes e um decréscimo contínuo até o fim da estação de transição. Já no período da manhã, os valores de LWP apenas caem continuamente durante esse período. Os valores à tarde têm uma magnitude maior do que pela manhã. O comportamento segue próximo ao da profundidade óptica de nuvens e do raio efetivo das gotículas, já que são variáveis utilizadas para definir esse produto (equação 3.1.3).

Fig. 4.1.14: Valor médio de LWP dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

Através da figura 4.1.14, os padrões observados para toda a Amazônia são vistos regionalmente: no início da estação seca, os valores caem continuamente em todas as regiões, mas entre os dias 100 e 200 são observáveis picos que estavam menos intensos quando observados em grande escala. Manaus, Santarém, Rebio e Alta Floresta possuem picos bem menores e só em alguns anos, o que explica a suavização observada em grande escala.

4.1.8 Índice de Levantamento – *Lifted Index* (LI)

Fig. 4.1.15: Valor médio de LI dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para toda a região amazônica, com dados do Terra (acima) e Aqua (abaixo).

Através da figura 4.1.15, observa-se que os valores de LI são majoritariamente negativos, o que é característico da região tropical. Possuem um padrão de valores mais negativos durante o período chuvoso (maior instabilidade atmosférica), seguindo para valores de menor instabilidade conforme avança a estação seca e voltando a ser mais negativos com o avanço da estação de transição. A condição de instabilidade atmosférica leva a um maior aporte de umidade a níveis mais elevados, e quanto mais negativo o índice, maior a instabilidade atmosférica, o que está ligado basicamente à situação meteorológica, dinâmica e tipo de cobertura de superfície. O período da tarde, durante as estações seca e de transição, apresenta valores menos negativos se comparados com o período da manhã, inclusive com valores positivos, que indicam estabilidade atmosférica. Considerando-se a definição do LI, tem-se que valores negativos refletem que uma parcela de ar possuiria temperatura maior que a do ambiente, estando a parcela em ascensão devido ao empuxo. Porém, a temperatura da parcela depende da temperatura da superfície e do NCL, portanto, durante a tarde, a temperatura da superfície se eleva enquanto que a temperatura no nível de 500 hPa ainda não sofreu alteração, se comparada com o período da manhã. Para uma melhor interpretação, faz-se necessária uma análise com perfis verticais de temperatura em diferentes horários ao longo do dia. Outra hipótese seria a atuação de aerossóis absorvedores aquecendo essa camada, sendo necessário observar perfis verticais da distribuição de aerossóis.

Fig. 4.1.16: Valor médio de LI dentro de um período de 15 dias em função do dia do ano, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões de Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, com dados do Terra (esquerda) e Aqua (direita).

O padrão observado para a área maior manteve-se para as áreas menores (figura 4.1.16), assim como a diferença de magnitude do índice entre os períodos da manhã e da tarde. Amazônia Ocidental e Rio Branco foram as regiões com maior número de dados representando instabilidade atmosférica e de maior magnitude, enquanto que Alta Floresta e Santarém apresentaram percentual considerável de seus dados relacionados à estabilidade atmosférica. Uma possível explicação é a ocorrência de sistemas sinóticos que estabilizaram a atmosfera durante a estação seca.

4.1.9 Precipitação

A precipitação acumulada foi um dos fatores para a definição das áreas menores para análise. Assim, para uma visualização da variabilidade espacial da precipitação acumulada diária média no período de estudo, foi elaborada a figura 4.1.17, com dados do GPCP.

Fig. 4.1.17: Precipitação acumulada diária média para o período estudado (janeiro de 2002 a dezembro de 2008), obtido com dados do GPCP.

Com relação à variabilidade temporal, foram montadas séries temporais da precipitação acumulada por mês para cada região estudada (figura 4.1.18).

Fig. 4.1.18: Precipitação acumulada em função do mês, sendo cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, para as regiões da Amazônia como um todo, Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jarú e Alta Floresta, respectivamente, obtida com dados do GPCP.

Na região amazônica como um todo, observa-se que as maiores variações interanuais da precipitação acumulada aconteceram nos meses de verão, particularmente nos meses de dezembro e janeiro dos anos analisados. Observa-se também que a precipitação acumulada varia gradualmente entre as estações chuvosa e seca, podendo-se aproximar o período de seca entre os meses de junho a setembro para todos os setores, exceto Amazônia Ocidental e Santarém, nos quais o período seco seria de agosto a novembro, o que concorda com os trabalhos de Satyamurty et al. (2006) e Paixão et al. (2008). O período de transição fixado entre os dias 200 e 300 (ou seja, dias 19/07 e 27/10, respectivamente) corresponde a um aumento na precipitação de modo contínuo em todos os sítios, caracterizando bem um período de transição de um regime de seca para um regime chuvoso.

4.2 Fração de cobertura de nuvens em função da AOD

4.2.1 Definição da metodologia

Visando observar a existência de uma relação entre a fração de cobertura de nuvens e a profundidade óptica do aerossol, primeiramente foram construídos gráficos de CF em função da AOD selecionando-se os dados a cada dia do ano e com todos os dados da estação seca de um mesmo ano, conforme exemplo apresentado na figura 4.2.1.

Fig. 4.2.1: Gráfico da fração de cobertura de nuvem (CF) versus profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) para a região amazônica com amostras obtidas a partir de passagem do satélite Aqua, à esquerda, com dados do dia 205 de 2007 (24 de julho) e, à direita, com dados de toda a estação seca de 2007 (período definido conforme tabela 3.3.2).

Observando-se os gráficos diários de CF x AOD, em alguns casos pontuais visualizou-se uma tendência de crescimento da CF com o aumento da AOD para a faixa de AOD menor que 0,4. Foram calculados os coeficientes angular e linear e o coeficiente de correlação quadrático, porém os valores de R^2 foram menores do que 0,5. A análise por estações (seca e de transição) e por médias mensais apresentaram valores de R^2 mais altos, porém como casos pontuais. Ao ob-

servar os gráficos anuais, nota-se uma grande dispersão dos valores, embora para valores mais baixos de AOD, verifica-se maior número de pontos e a mesma tendência linear de crescimento de CF com a AOD, na região com mais pontos. Devido à grande dispersão, torna-se necessário o cálculo de médias e separação por intervalos para observar as tendências de comportamento, conforme exemplo da figura 4.2.2, que utiliza os mesmos dados da figura 4.2.1 (direita). Uma possível explicação para a observação do comportamento médio somente com grande número de dados pode ser dada pela Estatística através da lei dos grandes números (Casella, 2010). Essa lei exprime que, “se um evento de probabilidade p é observado repetidamente em ocasiões independentes, a proporção da frequência observada deste evento em relação ao número total de repetições converge em direção a p à medida que o número de repetições se torna arbitrariamente grande”. Assim, a probabilidade observada se aproxima da real probabilidade conforme um experimento é repetido várias vezes, os efeitos meteorológicos tornam-se aleatorizados e o efeito do aerossol apareceria.

Fig. 4.2.2: Gráfico da fração de cobertura de nuvem (CF) versus profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) cujos pontos representam uma média a cada 50 amostras (esquerda) e para intervalos fixos (direita) de AOD, para a região amazônica durante a estação seca de 2007 (período definido conforme tabela 3.3.2), com dados obtidos a partir de passagem do satélite Aqua. Pequenos valores negativos de AOD ocorrem devido à redução de sensibilidade do algoritmo em recuperar valores próximos de zero (são produtos válidos e são incluídos para não gerar um viés artificial na distribuição dos dados).

Observando-se a figura 4.2.2, nota-se uma curva que revela correlação entre as variáveis e que esse comportamento é observável por ambas as metodologias utilizadas no cálculo das médias. Assim, os gráficos analisados não são apenas de dispersão, mas os pontos representam a média dentre pontos pertencentes aos conjuntos de dados analisados. Uma possível causa da dispersão observada anteriormente seriam efeitos alheios à ação do aerossol, como efeitos de escala sinótica ou regional, minimizados a partir do uso de médias.

4.2.2 CF x AOD para área grande

Fig. 4.2.3: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) para a região amazônica durante a estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2).

Através da figura 4.2.3, é possível observar uma correlação entre a fração de cobertura de nuvens e a profundidade óptica do aerossol observada por Koren et al. (2008) para todos os anos entre 2002 e 2008, utilizando-se dados obtidos com os satélites Aqua e Terra. Assim, a CF cresce conforme aumenta o valor de AOD até valores de AOD por volta de 0,2 e diminui depois desse

intervalo. Porém, principalmente após AOD igual a 0,4, os valores de CF oscilam difusamente, muitas vezes tendendo a um valor constante independentemente do aumento da AOD. Uma possível explicação para esses três fenômenos é que o efeito microfísico prevalece para valores de AOD até por volta de 0,2, o efeito radiativo atua entre 0,2 e 0,4 e para valores maiores que 0,4, podem ocorrer o efeito radiativo como também a fração de cobertura de nuvens não ser influenciada pelo aumento da quantidade de partículas suspensas na atmosfera.

Fig. 4.2.4: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) para a região amazônica durante a estação de transição (entre os dias 200 e 300 do ano).

Através da figura 4.2.4, observa-se o mesmo comportamento descrito para a estação seca ocorrendo novamente para os dados da estação de transição. Em ambas as estações o comportamento se repete sem diferenças significativas entre os anos e os satélites, com a exceção de que os valores de CF durante o período da tarde possuem maior magnitude.

4.2.3 CF x AOD para áreas menores

Fig. 4.2.5: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), sendo cada ponto a média para um intervalo fixo de AOD e cada série de dados correspondente a um determinado ano, identificado pela legenda, com dados obtidos pelo satélite Terra (esquerda) e Aqua (direita) durante a estação seca para as regiões da Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente com dados do satélite Aqua e pertencentes à estação seca.

Observando-se os gráficos de CF x AOD durante o período de seca (fig. 4.2.5), ainda é possível observar uma relação de aumento da fração de cobertura de nuvens conforme a AOD aumenta até valores de AOD por volta de 0,2 para a maioria dos anos e setores. Essa correlação não é tão evidente como observado no setor maior (Amazônia), ou seja, os dados apresentam-se de forma mais dispersa, especialmente em Santarém. Uma possível explicação para tornar o comportamento mais difuso seria a redução do número de dados. Com relação a Santarém, a dispersão estaria relacionada à ação de sistemas dinâmicos, como linhas de instabilidade, atuantes na região e mascarando o efeito do aerossol sobre a nuvem.

Ao observar os gráficos da distribuição temporal de AOD (figura 4.1.1), AWV (figura 4.1.3) e CF (figura 4.1.5), percebe-se uma correlação forte entre CF e AWV (atingem um valor mínimo por volta do dia 200 e crescem continuamente após esse período), enquanto que a AOD cresce fortemente entre os dias 200 e 250, atingindo um pico por volta desse dia, e depois os valores diminuem continuamente até pouco depois do dia 300. Assim, entre os dias 200 e 250, CF e AOD crescem, enquanto que entre 250 e 300 a CF continua crescendo enquanto que a AOD diminui, sugerindo que a correlação entre as variáveis tenha uma origem sazonal. Para investigar essa questão, foram selecionados os dados dos dias desses dois períodos (figura 4.2.6) e comparados com todo o período de transição (entre os dias 200 e 300, figura 4.2.4).

Fig. 4.2.6: Fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) com dados de 2002 a 2008 (satélite Aqua), setores Amazônia, Amazônia Ocidental, Manaus, Santarém, Rio Branco, Rebio Jaru e Alta Floresta respectivamente, entre os dias 200 a 250 (esquerda) e 250 a 300 (direita). Cada ponto representa uma média para os valores em um intervalo de AOD igual a 0,01 até 0,3 e 0,1 depois.

Observando-se os gráficos da figura 4.2.6, o comportamento de correlação entre CF e AOD observado para todo o período de transição se repete para os dados selecionados entre os dias 200 e 250, de uma forma mais difusa nos setores menores. Com dados entre os dias 250 e 300, a distribuição das variáveis se dá de uma forma ainda mais difusa, principalmente em Santarém e Alta Floresta, possivelmente pela atuação de outros agentes que interferem na formação de nuvens, como sistemas sinóticos e ventos de outras regiões. Na transição 1, observa-se um comportamento similar com a repetição do padrão (curva observada em Koren et al. (2008)), mesmo que com uma distribuição mais difusa. Na transição 2, somente se vê a curva padrão com os dados da área maior (Amazônia). Uma possível explicação é que, com o aumento do AWV nesse período, o efeito do aerossol teria sido ocultado pela correlação com o conteúdo de vapor d'água disponível.

Com o objetivo de estudar particularmente o efeito do AWV, foram feitos gráficos de CF x AWV, nos quais verificou-se uma tendência de que valores mais altos de AWV correspondam

a maiores frações de cobertura de nuvens, embora com muita dispersão. A tendência de correlação linear entre CF e AWV permanece mesmo quando se analisando áreas menores apenas observando a dispersão, sem cálculo de médias. Visando retirar essa forte correlação observada entre a fração de cobertura de nuvem e o conteúdo de vapor d'água, foi feito um ajuste linear a esses dados e calculada a diferença relativa entre o valor de CF do ponto e o da reta ajustada. Os valores de diferença relativa foram dispostos em função da AOD visando estudar a relação entre a distância do comportamento de correlação linear entre CF e AWV em função da AOD. Porém, mesmo variando-se a profundidade óptica do aerossol, não foi observada uma resposta na diferença absoluta. Assim, não foi possível concluir que exista uma correlação entre CF e AOD retirando-se o efeito da correlação da CF com o AWV através desse método.

4.2.4 CF x AOD dividindo por LI e AWV

Com o objetivo de verificar as influências da estabilidade atmosférica e do conteúdo disponível de vapor d'água, separaram-se os dados com base nessas variáveis. Foram elaborados três gráficos para cada setor, de modo que cada um contém dados cuja atmosfera é classificada como estável, instável e aproximadamente neutra. Em cada gráfico, os dados foram classificados em tercis conforme o valor do conteúdo integrado de vapor d'água (figuras 4.2.7 e 4.2.8). Foram utilizados os dados de todos os anos para a construção dos gráficos, porém foram montados gráficos para cada ano em separado. Nesse caso, a análise não foi possível em certos setores e anos, os quais apresentaram poucas amostras dentro da classificação de condição atmosférica do gráfico em questão.

Fig. 4.2.7: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para a Amazônia, durante a estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2) com dados de 2002 a 2008 do satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita). Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWW e a azul aos valores mais úmidos.

Fig. 4.2.8: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para a Amazônia, durante estação de transição 1 (esquerda) e transição 2 (direita), com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos.

Das figuras 4.2.7 e 4.2.8, observa-se que em condições de atmosfera neutra ou estável, o conteúdo de vapor d'água está sempre no tercil inferior (isto é, com menor AWV). Em ambientes instáveis, uma parcela de ar tende a subir, levando consigo vapor d'água e acumulando-o na atmosfera. Observa-se um aumento da CF com o aumento da AOD até AOD igual a 0,3 da mesma forma quando observado sem divisão entre conteúdos integrados de vapor d'água e condições de estabilidade atmosférica, ilustrando que o efeito microfísico é observado em praticamente todas as situações. É possível também observar uma tendência de separação em maiores valores de CF para maiores valores do conteúdo de vapor d'água (AWV) e menores valores de CF para menores AWV, para valores similares de AOD, em atmosfera instável. Essa observação pode ser explicada pelo vapor d'água ser um dos principais ingredientes da formação de uma nuvem. Não se observa uma tendência clara de aumento ou diminuição da CF para valores de AOD maiores que 0,3, o que sugere ausência do efeito radiativo ou que a baixa estatística de pontos dificulte a sua observação nessas situações. O mesmo ocorre ao comparar os gráficos do período de transição 1 (fig. 4.2.8, esquerda, com dados entre os dias 200 e 250) e transição 2 (fig. 4.2.8, direita, com dados entre os dias 250 e 300).

Foram construídos gráficos com o número de pontos utilizados em cada intervalo, para cada um dos gráficos, que pode ser observado na figura 4.2.9.

Fig. 4.2.9: Histogramas dos gráficos das figuras 4.2.7 para o setor Amazônia, durante estação seca com dados de 2002 a 2008 do satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita). Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI), neutra (LN) e estável (LE). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWV e a azul aos valores mais úmidos. Os intervalos até AOD igual a 0,3 têm metade do tamanho dos intervalos restantes.

Através dos histogramas da figura 4.2.9, observa-se que o número de dados aumenta até AOD igual a 0,1 e depois diminui continuamente. Foram analisados gráficos com valores de AOD maiores que 0,8, mas devido à baixa estatística não foi possível observar um comportamento padrão para valores maiores de AOD. O número de dados é maior para atmosfera instável e com dados obtidos a partir do satélite Aqua, de modo que os gráficos das figuras 4.2.7 e 4.2.8 somente apresentam essa situação. A mesma metodologia foi aplicada aos setores menores, que seguem nas figuras 4.2.10 e 4.2.11.

Fig. 4.2.10: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para os setores menores, durante estação seca (período definido conforme tabela 3.3.2) com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWW e a azul aos valores mais úmidos.

Fig. 4.2.11: Gráficos da fração de cobertura de nuvens (CF) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm) separados em intervalos fixos de AOD para os setores menores, durante estação de transição 1 (esquerda) e transição 2 (direita) com dados de 2002 a 2008 do satélite Aqua. Os dados foram selecionados para uma atmosfera instável (LI). A linha preta corresponde ao tercil mais seco, a vermelha aos valores intermediários de AWW e a azul aos valores mais úmidos.

Através dos gráficos 4.2.10 e 4.2.11, observa-se o mesmo comportamento descrito na área maior em setores menores, para diferentes tercís de AWV, particularmente para o período da estação seca. Durante a estação de transição 2, os dados apresentam-se mais difusos, sendo a região de Santarém a que apresenta maior dispersão dos resultados.

4.3 Outras variáveis em função da AOD

A figura 4.3.1 ilustra um exemplo dos gráficos de outras variáveis (profundidade óptica da nuvem – COD, raio efetivo das gotículas da nuvem – CER e conteúdo de água líquida – LWP) em função da AOD para a estação seca do setor da Amazônia, utilizando-se os dados dos anos 2002 a 2008. Aparecem correlações em quase todas as variáveis, que também são visíveis nos gráficos para cada ano desse setor, porém os dados estão distribuídos de modo mais difuso. Observa-se que as variáveis citadas crescem em função da profundidade óptica do aerossol até atingir um pico por volta de AOD igual a 0,1 aproximadamente (período da tarde) e 0,2 (manhã), diminuindo de valor após o pico conforme aumenta a AOD e os valores das variáveis apresentam menor magnitude no período matutino. Para os outros setores de menor extensão, os dados aparecem mais difusos, porém, conforme o ano, alguns gráficos apresentam comportamentos de correlação, assim como quando estudado o período de transição. O efeito microfísico afeta o crescimento das gotículas com o aumento da AOD (portanto maiores raios efetivos) até um valor máximo, no qual a competição por vapor d'água impediria maior crescimento. A COD diminui com aumento da AOD, pois o CER diminui e as gotículas ficam mais brilhantes, e aumenta para baixos valores de AOD, pois predomina o efeito microfísico. O LWP segue proporcionalmente às variações de COD.

Fig. 4.3.1: Gráfico da profundidade óptica da nuvem (COD), raio efetivo das gotículas da nuvem (CER) e conteúdo de água líquida (LWP) em função da profundidade óptica do aerossol (AOD em 550 nm), setor Amazônia, satélites Terra (esquerda) e Aqua (direita), estação seca, separados em intervalos fixos de AOD.

5. CONCLUSÕES

Foram analisadas as séries temporais de propriedades de nuvens (fração de cobertura, temperatura de topo, profundidade óptica, raio efetivo das gotículas e conteúdo de água líquida da nuvem), de aerossol (profundidade óptica do aerossol) e da atmosfera (conteúdo integrado de vapor d'água e Índice de Levantamento) entre os anos de 2002 a 2008, períodos da manhã e da tarde. Observou-se comportamento entre CF e AOD conforme previsto em Koren et al. (2008) para outros anos estudados (2002 a 2008), nas estações seca e de transição entre seca e úmida, e em seis áreas menores de estudo de diferentes regiões da Amazônia, porém com maior difusão dos dados nos gráficos de dispersão quando observados para cada ano independentemente. Essas análises também foram realizadas restringindo-se os dados a situações atmosféricas semelhantes, conforme conteúdo de vapor d'água integrado na coluna e instabilidade atmosférica. Nestas condições, foi possível observar o efeito microfísico através de médias, embora o efeito radiativo não tenha sido observado. Uma possível explicação é a baixa estatística de dados ao se restringir as condições atmosféricas, visto que ao considerar toda a região amazônica e sem qualquer restrição, ambos os efeitos puderam ser observados (Figuras 4.2.3 e 4.2.4).

6. PERSPECTIVAS FUTURAS

Deve-se continuar a investigação do efeito dos aerossóis sobre as nuvens através de correlação entre CF e AOD, assim como de outras variáveis de nuvens, analisando a existência e influência de sistemas meteorológicos de mesoescala e de escala sinótica, através de imagens de satélite geoestacionário e dados de velocidade do vento (direção e transporte de umidade). Para análise do movimento vertical da atmosfera, sugere-se utilizar a vortacidade para obter a convergência/divergência.

Sugere-se a utilização dos dados de nível 2 com base na metodologia inicialmente desenvolvida neste trabalho (anexo A) para maior controle das variáveis utilizadas. Outra possibilidade é utilizar dados da AERONET (como o coeficiente de Ångström) para trabalhar com maiores valores de AOD e retirar dados possivelmente contaminados com nuvens. Finalmente, recomenda-se utilizar modelagem para simular diferentes cenários atmosféricos e de concentração de partículas de aerossol e estudar o efeito desses componentes sobre a formação e o desenvolvimento de nuvens.

Também devem ser comparados os produtos de aerossol e de nuvens derivados do MODIS e do CALIPSO (metodologia inicialmente desenvolvida no anexo B), assim como do CLOUDSAT, e avaliar as diferenças nas propriedades ópticas do aerossol e seus efeitos sobre as nuvens a partir de dados da AERONET.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, S., Frey, R., Strabala, K., Liu, Y., Gumley, L., Baum, B., Menzel, P. **Discriminating clear-sky from cloud with MODIS algorithm theoretical basis document (MOD35)**. Disponível em: <http://MODIS.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod06.pdf>, 2002.

ADLER, R.F., Huffman, G.J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. **The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present)**. J. Hydrometeor., 4,1147-1167, 2003.

ALBRECHT, B. A., **Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness**. Science, 245, 1227–1230, 1989.

ALTARATZ, O., Koren, I., Reisin, T., Kostinski, A., Feingold, G., Levin, Z., Yin, Y., **Aerosols' influence on the interplay between condensation, evaporation and rain in warm cumulus cloud**, Atmos. Chem. Phys., 8, 15–24, 2008.

ANDREAE, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., et al., **Smoking rain clouds over the Amazon**. Science, 303, 1337–1342, 2004.

ASIMAKOPOULOS, D. N. **Climate and climate changes**. In: Santamouris (Org.), M. Energy and climate in the urban built environment edited, Londres, James x James, 2001.

BARNES, W. L., Pagano, T.S., Salomonson, V.V. **Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS –AM1**. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol.36. 442-458 p., 1998.

BAUM, B.A., PLATNICK, S. **Introduction to MODIS cloud products**. IN: Earth Science Satellite Remote Sensing, Vol. 1: Science and Instruments, 74-91. Disponível em: <http://MODIS.gsfc.nasa.gov/EOS/SCITEAM/ARTICLES/MST_A0592.pdf>, 2006.

BCB (Banco Central do Brasil), **Relatório de Inflação – Dezembro/2008**. Disponível em: <<http://www.bcb.gov.br/htms/relinf/port/2008/12/ri200812c2p.pdf>>, cap. 2 (preços), 2008.

BRENNAN, J. I., et al., **Aerosol-cloud interaction – Misclassification of MODIS clouds in heavy aerosol**, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 43(4), 911– 915, 2005.

CASELLA, G., BERGER, R. L. **Inferência estatística** - tradução da 2ª edição norte-americana. São Paulo: Cengage Learning, 2010.

CHAMEIDES, W. L., H. Yu, S. C. Liu, M. Bergin, X. Zhou, L. Mearns, G. Wang, C. S. Kiang, R. D. Saylor, C. Luo, Y. Huang, A. Steiner F. Giorgi. **Case study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture: An opportunity to enhance crop yields in China**

through emission controls?. In Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 96(24), 1999.

CHARLSON, R. J. **Extending aerosol/climate-forcing observations to the global scale: The necessity for coordinate satellite and in-situ measurements**. Journal of Aerosol Science, vol. 32. 3-4p, 2001.

CHYLEK, P., Damiano, P. e Shettle, E. P.: **Infrared emittance of water clouds**, Journal of the Atmospheric Sciences, 49(16), 1459-1472, 1992.

COEHN, J.C.P.; Silva Dias, M.A.F.; Nobre, C.A. **Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia**. Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 4(11): 34 - 40, 1989.

CPTEC e INMET, **Seca da Amazônia em 2005**. Nota ao público em geral elaborada pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) em conjunto com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Agência CT. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasil. Disponível em: <http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=492>, 2005.

CPTEC/INPE, **Focos de Calor**. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/queimadas/texto_climan.html>, 2008.

CPTEC/INPE, **Climanálise – Boletim**. Disponível em: <<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>>, 2009.

DIGITALGLOBE, **Satellite Imagery and Geospatial Information Products**. Disponível em: <www.digitalglobe.com/about-us/content-collection>, acessado em 18/08/2011.

FEINGOLD, G., L. Remer, J. Ramaprasad, and Y. Kaufman, **Analysis of smoke impact on clouds in Brazilian biomass burning regions: An extension of Twomey's approach**, J. Geophys. Res., 106(D19), 22907-22922, 2001.

FEINGOLD, G., Eberhard, W., Veron, D., & Previdi, M., **First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors**. Geophysical Research Letters, 30(6), 1287, 2003.

FIGUEROA, S.N.; Nobre, C.A. **Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America**. Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 5(6): 36 - 45, 1990

FINLAYSON-PITTS, B.J, J. PITTS. **Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: theory, experiments and applications**. Academic Press, CA, 2000.

FISCH, G., Marengo, J. A., Nobre, C. A.: **Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia**. Acta Amazonica 28(2):101-126. 1998.

FREITAS, S.R. **Modelagem Numérica do Transporte e das Emissões de Gases Traços e Aerossóis de Queimadas no Cerrado e Floresta Tropical da América do Sul**. Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo, 1999.

FU, Q., **Radiative Transfer/Cloud-Radiative Processes**. In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, v. 5, London, Academic Press, 2003.

GOOGLE, **Fontes de informações**. Disponível em: <<http://support.google.com/maps/bin/answer.py?hl=pt-BR&topic=1687350&answer=7103>>, acessado em 18/08/2011.

HARRISON, R. M., Grieken, R. E., **Atmospheric Particles**, West Sussex, John Wiley & Sons Ltd., 1988.

HAYWOOD, J.M., O. Boucher, **Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review**. Rev. Geophys., 38, 513–543, 2000.

HOBBS, P. V., **Aerosol-cloud-climate interactions**, London, Academic Press, 1993.

HOLBEN, B. N., Tanrè, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W.W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karnieli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K. and G. Zibordi. **An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical 30 Depth from AERONET**. Journal Geophysical Research, 106, 12 067-12 097, 2001.

HORVATH, H. **Aerosols - an introduction**. Journal of Environmental Radioactivity, v. 51, p. 5–25, 2000.

HOUGHTON, R. A., K. T. Lawrence, J. L. Hackler and S. Brown. **The Spatial Distribution of Forest Biomass in the Brazilian Amazon: a Comparison of Estimates**. Global Change Biology, 7, 731-746, 2001.

HUBANKS, P. A., King, M. D., Platnick, S., Pincus, A.: **MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD-MOD-30 for Level-3 Global Gridded Atmosphere Products: Collection 005 Version 1.1 (08_D3, 08_E3, 08_M3)**. NASA, 2008.

IGNATOV, A., Minnis, P., Loeb, N., Wielicki, B., Miller, W., Sun-Mack, S., Tanré, D., Remer, L., Laszlo, I., Geier, E.: **Two MODIS Aerosol Products over Ocean on the and CERES SSF Datasets**. Journal of the Atmospheric Sciences, v.62, n.4, p.1008-1031, 2005.

INPE, **Mapas mensais e anuais de distribuição espacial dos focos de queima**. Disponível em <<http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/queimamensaltotal1.html?id=ma>>, 2011.

IPCC 2007. 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. **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, 2007.

KALNAY, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D.: **The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project**. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 77, No. 3, Março 1996.

KAUFMAN, Y., NAKAJIMA, T., **Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo - Analysis from satellite imagery**. Journal of Applied Meteorology, 32, 729–744, 1993.

KAUFMAN, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Rosenfeld, D., Rudich, Y., **The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean**, PNAS, vol. 102, no. 32, 11207-11212, 2005.

KAUFMAN, Y. J., KOREN, I., **Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover**. Science, 313, 655–658, 2006.

KING, M. D., Tsay, S., C.; Platnick, S. E., Wang, M. & Liou, K. N. **Cloud Retrieval Algorithm for MODIS – Optical Thickness, Effective Particle Radius and Thermodynamic Phase**. NASA, MODIS Algorithm Theoretical Basis Document No. ATBD MOD-05 MOD06 – Cloud Product, 1997.

KING, M. D., W. Paul Menzel, Yoram J. Kaufman, Didier Tanré, Bo-Cai Gao, Steven Platnick, Steven A. Ackerman, Lorraine A. Remer, Robert Pincus, and Paul A. Hubanks. **Cloud and Aerosol Properties, Precipitable Water, and Profiles of Temperature and Water Vapor from MODIS**. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 41, 442-458, 2003.

KOREN, I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., & Martins, J. V., **Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation**. Science, 303, 1342–1345, 2004.

KOREN, I., Kaufman, Y. J. , Rosenfeld, D., Remer, L. A. and Rudich, Y., **Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds**, Geophys. Res. Lett., 32, L14828, doi:10.1029/2005GL023187, 2005.

KOREN, I., Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Rudich, Y., Martins, J. V.: **On the twilight zone between clouds and aerosols**. Geophysical Research Letters, vol. 34, L08805, doi: 10.1029/2007GL029253, 2007.

KOREN, I., Martins, J. V., Remer, L. A. e Afargan, H. **Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds over the Amazon**. Science 321, 946-949, 2008.

KREIDNWEIS, S. M., **Aerosols/Role in Cloud Physics**. In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, v. 1, London, Academic Press, 2003.

LIOU, K.N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**, 2ª edição, 2002.

MENZEL, W. P.; Frey, R. A.; Baum, B. A. & Zhang, H. **Cloud Top Properties and Cloud Phase**. Algorithm Theoretical Basis Document, 7, 56 p, 2006.

MCST – MODIS Characterization Support Team.: **MODIS Level 1B product user's guide**, for level 1B version 2.3.x, release 2. MCST document PUB-01-U-DNCN, 47pp, 2000. Disponível em: <<http://www.mcst.ssai.biz/mcstweb/L1B/product.html>>

MOLIÓN, L. C. B, **Climatologia Dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação**. Revista Brasileira de Meteorologia, 2(1): 107-117, 1987.

MOLIÓN, L. C. B., **Amazônia rainfall and its variability**. IN: Hydrology and water management in the humid tropics. Bonell, M., Hufschmidt, M. M., Gladwell, J. S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, UR, p. 99-111, 1993.

NASA, **MODIS Website - Components of MODIS**. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>>, acesso em 18/08/2011.

NOBRE, C.A., Mattos, L.F., Dereczynski, C.P., Tarasova, T.A., Trosnikov, I.V., **Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil SCAR-B Field Experiment**. Accepted of the Journal of Geophysical Research, 1998.

NOBRE, C.A. e OLIVEIRA, A. **Precipitation and circulation anomalies in south america and the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode**. In: Conference of Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on "El Niño.- Ministério da Ciência e Tecnologia e Centro Latinoamericano de Física. São José dos Campos, 13-17 July 1987.

OLIVEIRA, A.P. de e FITZJARRALD, D.R. **The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations**. Boundary Layer Meteorology, 63(1-2): 141 - 162, 1993.

PAIXÃO, M.A., Pires, C., Artaxo, P., Correa, A. **Climatologia das propriedades ópticas do aerossol na Amazônia com base na rede AERONET**. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2008.

PAULIQUEVIS, T. M. **Os efeitos dos aerossóis emitidos por queimadas na formação de gotas de nuvens e na composição da precipitação na Amazônia**. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Física da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2005.

PINCUS, R., BAKER, M. B., **Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer**. Nature, vol. 372, 17 November 1994.

PROCOPIO, A. S., Artaxo, P., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., Schafer, J. S. and Holben, B. N.: **Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate**, Geophys. Res. Lett., 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646, 2004.

PRUPPACHER, H.R., KLETT, J. D., **Microphysics of Clouds and Precipitation**, New York, Kluwer Ac. Pub., 1997.

RAMANATHAN V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl and D. Rosenfeld. **Aerosols, climate and the hydrological cycle**. Science, 294, 2119, 2001.

RAMASWAMY, V., et al., 2001: **Radiative forcing of climate change**. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349-416, 2001.

REMER, L.A., Kaufman, Y.J., Tanrè, D., Mattoo, S., Chu, D.A., Martins, J.V., Li, R.R., Ichoku, C., Levy, R.C., Kleidman, R.G., Eck, T.F., Vermote, E., and Holben, B.N. **The MODIS aerosol algorithm, products, and validation**. Journal of the Atmospheric Sciences, v.62, CLAMS Special Section, p.947973, 2005.

REMER, L. A., Tandrè, D., Kaufman, Y. J.: **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 005** (Product ID: MOD04/MYD04). NASA. Disponível em: <http://MODIS-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD04-MYD04_ATBD_C005.pdf>, 2006.

ROBERTS, G. C., Andreae, M. O., Zhou, J., Artaxo, P.: **Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: “marine” conditions over a continent?**, *Geophys. Res. Lett.*, 28(14), 2807–2810, 2001.

ROGERS, R. R., YAU, M. K., **A short course in cloud Physics**, Pergamon, Oxford, 1989.

ROSENFELD, D., **TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall**. Geophysical Research Letters, 26, 3105–3108, 1999.

SALATI, E. e MARQUES, J. **Climatology of the Amazon region**. In The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984.

SANTOS, I.A. **Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul**. Dissertação de Mestrado - USP. São Paulo, 95 p., 1986.

SATYAMURTY, P., Castro, A., Tota, J., Gularte, L., Manzi, A. **Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades**. Theor. Appl. Climatol, 2009.

SEINFELD, J. H. e PANDIS, S. N.: **Atmospheric Chemistry and Physics: from Air Pollution to Climate Change**. Wiley. 1326 pp., 1998.

SIPAM, CTO-MN, DMET: **Boletim Climatológico da Amazônia**. 2005 a 2010. Disponível em: <www.siapm.gov.br>

SMIC (**Report on the Study of Man's Impact on Climate**), MIT Press, 1971.

TEN HOEVE, J. E., Remer, L. A., and Jacobson, M. Z.: **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**, Atmos. Chem. Phys., 11, 3021-3036, doi:10.5194/acp-11-3021-2011, 2011.

TWOMEY, S., **The nuclei of natural cloud formation**, Geofis Pur. Appl. 43, 227-250, 1959.

TWOMEY, S., **The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds**, Journal of Atmospheric Sciences, 34, 1149–1152, 1977.

VAUGHAN, M., Young, S., Winker, D., Powell, K., Omar, A., Liu, Z., Hu, Y., Hostetler, C. **Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products**. Laser Radar Techniques for Atmospheric Sensing, edited by Upendra N. Singh, Proceedings of SPIE Vol. 5575, 16-30, SPIE, Bellingham, WA, 2004.

VERGARA, P.C. **Análise das propriedades ópticas do aerossol ao sul da América do Sul**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 108p, 2010.

WALLACE, J., HOBBS, P.: **Atmospheric Sciences** 2ed, Academic Press, 2006.

WANG, Z., V. Radosavljevic, B. Han, Z. Obradovic S. Vucetic. **Aerosol Optical Depth Prediction from Satellite Observations by Multiple Instance Regression**. Proceedings of the SIAM International Conference on Data Mining. Disponível em <http://www.siam.org/proceedings/datamining/2008/dm08_15_Wang.pdf, 2008>, 2008.

WETZEL, M., e L. Stowe, **Satellite-observed patterns in stratus microphysics, aerosol optical thickness, and shortwave radiative forcing**, J. Geophys. Res., 104(D24), 31287-31299, 1999.

YAMASOE, M. A. **Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros**. 213f. Tese (Doutorado), Instituto de Física da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

YU, H., S. C. Liu, R. E. Dickinson. **Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer**. Journal Geophysical Research., 107(D12), 4142, 2002.

YU, H., Fu, R., Dickinson, R. E., Zhang, Y., Chen, M., Wang. H. **Interannual variability of smoke and warm cloud relationships in the Amazon as inferred from MODIS retrievals**. Remote Sensing of Environment 11, 435-449, 2007.

ANEXO A - Estudo de caso utilizando dados de maior resolução

Com o objetivo de ter maior controle das variáveis envolvidas na formação de nuvens, visando isolar o efeito do aerossol, e aumentar a precisão das variáveis trabalhadas, foi escolhida uma área de aproximadamente $1^\circ \times 1^\circ$ centrada 2° a oeste de Rio Branco. Essa região deveria possuir a superfície o mais homogênea possível em termos de tipo e cobertura vegetal e topografia, assim como a climatologia, e que a área fosse afetada pelo transporte do produto de queimadas. Mas antes disso, foi escolhida a mesma região de Rio Branco já trabalhada para validação da metodologia e comparação dos novos dados utilizados. Optou-se primeiramente por utilizar somente dados obtidos a partir do satélite Aqua para o ano de 2007.

Com relação ao aumento da precisão, foram utilizados dados de nível 2 de todas as variáveis trabalhadas, discriminados na tabela 1, com as respectivas resoluções.

Tabela A1: variáveis do MODIS utilizadas (Nível 2), com o respectivo produto e resolução.

Produto	Sigla	Produto	Resolução
MOD/MYD04	AOD	Aerosol Optical Depth	10 km
MOD/MYD04	CF	Cloud Fraction	10 km
MOD/MYD06	CER	Cloud Effective Radius	1 km
MOD/MYD06	CEE	Cloud Effective Emissivity	5 km
MOD/MYD06	LWP	Cloud Water Path	1 km
MOD/MYD06	COD	Cloud Optical Thickness	1 km
MOD/MYD06	CTT	Cloud Top Temperature	5 km
MOD/MYD07	AWV	Water Vapor	5 km
MOD/MYD07	LI	Lifted Index	5 km

Porém, como as variáveis possuem diferentes resoluções, foi elaborado um algoritmo para degradação das variáveis de maior resolução para a menor resolução disponível, que é a do produto de aerossol. O algoritmo para gerar o produto degradado baseia-se no fato de que as tabelas

possuem dimensão de 203x135 (linhas versus colunas) para os produtos de resolução 10 km, 406x270 para os de para resolução 5 km e 2030x1354 para os de resolução 1 km. Foram calculadas médias e respectivos desvios padrão e o algoritmo foi executado para cada grandeza, inclusive latitude e longitude, permitindo a comparação entre a localização do ponto obtida e a informada pelo produto de menor resolução. Assim, em um quadrado do produto de 10 x 10 km, encontram-se 4 pontos de resolução 5 x 5 km e 100 pontos de resolução 1 x 1 km. Foram considerados cenários em que cada um possui um critério para número de pontos para cálculo da média: o preenchimento de pelo menos 1/4 (ou 25%) dos quadrados para cálculo da média (cenário h0), ao menos 2/4 (h1), 3/4 (h2) e somente se houver todos os dados (h3). Não foram utilizadas restrições para o cálculo da degradação, visando a comparação com o produto de nível 3. Segue a figura 3.2.1 com um exemplo dessa degradação realizada para um dia.

Fig. A1: valores de AWP na região de Rio Branco do dia 200 (19/07) de 2007 (Aqua) com resolução original de 5 x 5 km (imagem superior) e as degradações nos cenários h0, h1, h2 e h3, conforme indicadas.

Com o objetivo de analisar a existência e influência de sistemas meteorológicos de meso-escala e de escala sinótica atuantes na região de Rio Branco, foram analisadas imagens do satélite GOES-8 (visível e infravermelho) e lidos os boletins climatológicos emitidos pelo SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) (SIPAM, 2007) referentes ao ano de 2007.

Resultados

Executada a devida degradação dos produtos de maior resolução para uma menor resolução, foram selecionados os pontos que possuísem $AOD < 0,8$, $CTT > 273$ K e $CF < 0,7$ para construir os gráficos de CF em função de AOD e de AWP, em cada um dos quatro cenários de degradação. Sendo a correlação entre CF e AWP mais forte que entre CF e AOD, ao que se pôde observar pela análise com os dados de nível 3, optou-se primeiramente por observar a correlação entre essas duas variáveis, já que os pontos nos gráficos de CF x AOD apresentaram um comportamento muito difuso. Porém, os gráficos não apresentaram um comportamento semelhante ao

observado com os dados de nível 3: observou-se uma difusão completa em vez de uma tendência de correlação linear. Assim, os algoritmos deverão ser revistos para a utilização da atual metodologia com os mesmos objetivos em trabalhos futuros.

ANEXO B - Estudo com dados do CALIPSO

Com o objetivo de analisar o perfil vertical do aerossol e avaliar sua influência nas propriedades das nuvens, foram utilizados dados de um sensor lidar (*Light Detection And Ranging*), o CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*). Esse sensor está a bordo do satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*), que foi lançado em 28 de abril de 2006 e cuja órbita está a uma altitude de 609 km. Os satélites Aqua e CALIPSO seguem a mesma trajetória (*A-train*), passando pelo mesmo ponto distanciados por 45 segundos, de modo a permitir uma sinergia entre os dados (Vaughan et al, 2004).

O sensor CALIOP possui três canais, um medindo no comprimento de onda de 1064 nm (infravermelho) e dois medindo no comprimento de onda de 532 nm (visível). O princípio de funcionamento é baseado no LIDAR que emite ondas eletromagnéticas nos comprimentos de onda mencionados acima e possui sensores que recebem o sinal refletido. A resolução espacial vertical é de 30-60 m e a horizontal de 333 m. A resolução temporal do pulso é de uma frequência de 20,16 GHz, resultando em rastros (*footprints*) a cada 335 m no solo. Através da quantificação do sinal retroespalhado e de algoritmo apropriado, obtêm-se as grandezas físicas referentes aos objetos com os quais a radiação interagiu. Um dos procedimentos fundamentais do tratamento dos dados envolve a localização das fronteiras verticais através de padrões observados, assim como a classificação e análise das propriedades ópticas desses padrões. Assim, basicamente os produtos gerados são a altitude da base e do topo das camadas, classificação do padrão (nuvem ou aerossol) e a profundidade óptica da camada. Posteriormente, são feitas classificações quanto à fase da água encontrada na nuvem e os tipos de aerossóis.

Os dados brutos são chamados de dados nível 0, depois são georreferenciados (nível 1) e o produto final recebe a classificação de nível 2. Assim, os produtos de nível 2 oferecidos abran-

gem um perfil vertical de padrão (*Vertical Feature Mask*), produtos de nuvem com resolução 1/3 km, 1 km e 5 km e de aerossol com resolução de 5 km e perfis verticais de nuvem e de aerossóis com resolução de 5 e 40 km na horizontal e 60 e 120 metros na vertical, respectivamente. Os produtos utilizados são:

- altura da camada de aerossol;
- espessura (geométrica) da camada de aerossol;
- profundidade óptica do aerossol;
- altura da nuvem;
- espessura da nuvem;
- profundidade óptica da nuvem.

Nessa etapa de estudo, trabalhou-se de modo preliminar com os dados do CALIPSO visando analisar o produto de aerossol e compará-lo com o obtido através do sensor MODIS. O produto utilizado é voltado à análise das camadas de aerossol, com resolução espacial de 5 km (**CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V2-01**, cuja variável recebe o nome **Feature_Optical_Depth_532**, que é a profundidade óptica para comprimento de onda de 532 nm). Seus valores de AOD foram comparados com os obtidos pelo sensor MODIS a bordo do satélite Aqua, sendo utilizado o produto de nível 2 diurno (**MYD04_L2**, cuja variável é **chamada Corrected_Optical_Depth_Land**, para comprimento de onda de 550 nm).

Fig. B1: mapa da região amazônica com o produto de nível 2 do MODIS de profundidade óptica do aerossol do satélite Aqua e trajetória do CALIPSO em vermelho, para ilustrar a simultaneidade espacial das passagens.

Foi elaborado um algoritmo com o objetivo de coletar os valores de AOD obtidos com o MODIS que estavam na trajetória dos dados do CALIOP (figura 3.3.1). Em alguns casos, ocorreu de mais de um ponto do CALIOP estar relacionado com o pixel do MODIS, devido à área horizontal ter tamanho suficiente para caber mais de um produto de AOD do CALIOP. Desse modo, foram eliminados os pontos em excesso, tomando como critério manter o ponto com a menor distância com relação às coordenadas do pixel do MODIS (praticamente todos os pontos excluídos tinham o mesmo valor de AOD entre si).

Resultados

Quanto ao trabalho com os dados do CALIPSO, foram construídas duas séries temporais com valores de AOD (MODIS e CALIPSO, figura 4.4.1). Excluíram-se os dados que apresentassem camada com opacidade 1. Devido ao fato de muitas vezes haver vários pontos para comparação em um mesmo dia, o gráfico não está em função diretamente do tempo, mas mantém uma sequência que evolui com o tempo, de modo que foram sinalizados os pontos onde as estações chuvosa, de seca e de queimadas começam e terminam. A incerteza do retrieval de AOD do MODIS sobre continente é $\Delta\tau = + 0,05 + 0,15\tau$ (Remer, 2006), enquanto que a incerteza do produto de AOD do CALIPSO constaria do próprio arquivo da passagem do satélite (Feature_Optical_Depth_Uncertainty_532), porém ainda encontrava-se em desenvolvimento e não estava disponível.

Fig. B2: Valores de AOD obtidos a partir do MODIS (vermelho) e do CALIPSO (azul), para os anos de 2006, 2007 e 2008, respectivamente. Os dias do ano 121, 243 e 305 estão sinalizados pelas barras pretas. Os dados de 2006 têm início no dia 164.

Observa-se que os valores de AOD obtidos com o CALIPSO apresentam valores baixos que aparentemente se aproximam dos valores baixos obtidos com o MODIS e existe uma dispersão de altos valores de AOD do CALIPSO, contendo inclusive valores extremamente altos de AOD que chegam a ser inverossímeis (por exemplo, valores acima de 4 e valores acima de 1 durante a estação chuvosa). Mesmo retirando-se esses valores extremamente altos, continuou uma tendência forte dos valores de AOD do CALIPSO estarem superestimados. Somando-se os valores positivos (superestimar) das diferenças absolutas, obtém-se que a tendência para superestimar ocorre em 45% dos valores de 2006, 41% dos valores de 2007 e 54% dos valores de 2008. Mes-

mo eliminando-se os valores muito altos de AOD (acima de 4), os percentuais se mantêm, sendo que esses valores possuem mais influência em 2006 por estarem em maior ocorrência.

Com o objetivo de confirmar existir essa tendência, também se propõe uma análise complementar. O presente trabalho eliminou dados de AOD do CALIPSO que tinham uma camada com opacidade 1, porém deve-se analisar fatores como Quality Assurance (QA) e Cloud Fraction, assim como o produto de nuvens do CALIPSO, para verificar a qualidade dos dados e a existência e possível contaminação por nuvens, tanto do CALIPSO como do MODIS.

Também se propõe uma metodologia alternativa, de modo que o algoritmo colete os pixels com produto obtidos pelo MODIS, que possuem resolução 10 x 10 km, que pertençam ao trajeto do CALIPSO, e então colete os valores de AOD do CALIPSO. Com relação a esses valores, deve-se calcular uma média com desvio padrão e compará-la ao valor obtido pelo MODIS, associado a sua incerteza. Um teste preliminar dessa metodologia revelou que os valores de AOD obtidos pelo CALIPSO em sua maioria eram iguais quando analisados na escala do pixel do MODIS, resultando em desvio padrão igual a zero.

Considerando que os produtos do CALIPSO utilizados encontram-se em versão beta, os dados desse satélite serão trabalhados em etapa futura desse trabalho. Observaram-se muitos valores de AOD inverossímeis e uma tendência de superestimativa se comparados com os dados do MODIS, que podem ter sido corrigidos na versão 3 dos dados.