

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

**ANÁLISES DE ALGUMAS RELAÇÕES ENTRE
CHUVAS E AEROSSÓIS NA REGIÃO
AMAZÔNICA**

ALINE ANDERSON DE CASTRO

Dissertação de Mestrado

Orientadora: Maria Assunção Faus da Silva Dias

São Paulo, fevereiro de 2009

*Não basta abrir a janela
Para ver os campos e o rio
Não é bastante não ser cego
Para ver as árvores e as flores.
É preciso também não ter filosofia nenhuma.
Com filosofia não há árvores: há ideias apenas.
Há só uma janela fechada, e todo o mundo lá fora;
E um sonho do que se poderia ver a janela se a janela se abrisse
Que nunca é o que vê quando se abre a janela.
(Alberto Caieiro - Poemas inconjuntos)*

*Dedico esta dissertação às duas mulheres da
minha vida, minha filha Gabriela Anderson Mariani
e minha mãe Regina Márcia Anderson, que
tiveram paciência e compreensão com meu pouco
tempo disponível nesta parte de minha vida e ao
meu pai, Carlos Alberto de Castro, pela confiança
que ele sempre depositou em mim.*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar à minha orientadora, a Prof^a. Dr^a. Maria Assunção Faus da Silva Dias pela paciência e apoio, inclusive durante a minha graduação, e por este voto de confiança ao me orientar nesta nova jornada. Sou sua fã!!!

Ao pessoal do Laboratório MASTER, pela ótima experiência que vivi lá, em especial ao Eder Vendrasco, Demerval Soares Moreira, que sempre me ajudaram muito.

Um agradecimento muito especial para um grande amigo que sempre me incentivou e, recentemente, recebeu o apelido de “meu anjo da guarda”, papel que ele sempre executou muito bem. Ao Marcos Longo, muito obrigada!

Ao Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias, que sempre despertou em mim o prazer da pesquisa científica, um brinde ao aquecimento diabático!!!

Ao Prof. Dr. Humberto Rocha pela confiança depositada, sem ela eu não teria a chance de viver esta experiência.

À Prof^a. Dr^a. Márcia Akemi Yamasoe pelas dicas que foram fundamentais no andamento de meu trabalho.

Ao Prof. Dr. Prakki Satyamurty, que me incentivou muito e teve muita paciência na fase de escrita da dissertação.

Ao Prof. Dr. Antônio Ocimar Manzi pela oportunidade de trabalhar em um lugar tão bom como o LBA e, não menos importante, a todas as pessoas que conheci lá.

A toda a minha turma do mestrado. Nossa união durante o curso das disciplinas com certeza me acrescentou muita coisa.

Às minhas grandes amigas de IAG, Rachel Ifanger Albrecht e Sílvia Patrícia de Araújo, que foram minhas companheiras para estudar e para não estudar também.

À minha família, meus pais, meus irmãos e minha filha que são as pessoas que mais amo. Eles me deram toda a base para chegar até aqui, além do apoio e incentivo para seguir em frente durante toda a minha graduação e também no mestrado.

Aos meus novos amigos de Manaus, com os quais aprendi muita coisa. Não vou citar nomes com medo de esquecer algum deles. Sentirei falta da fase que vivi lá.

Aos meus amigos antigos também, em especial a minha amiga Fernanda Carlota Ribeiro e ao meu irmão Danilo Anderson de Castro, companheiros de todas as horas.

À FAPESP, ao CNPq e à CAPES, pelo financiamento desta pesquisa.

RESUMO

Os aerossóis têm um papel importante no balanço de energia à superfície, no aquecimento de camadas atmosféricas e na microfísica de nuvens, podendo alterar o clima local definido em termos de temperatura e de precipitação. No sentido de contribuir para a documentação dos possíveis efeitos dos aerossóis nas variáveis meteorológicas em superfície, especificamente na precipitação, o objetivo deste trabalho é estabelecer algumas relações empíricas para duas regiões na Amazônia, uma representando uma área ainda com bastante cobertura de floresta (Manaus) e a outra, uma região de transição entre floresta e pastagem (Ji-Paraná). O intuito foi verificar como as variações de espessura óptica podem estar relacionados com os regimes de precipitação, bem como as conseqüências para o clima local e regional.

Foram utilizadas medidas de espessura óptica de aerossol obtido através da rede de fotômetros da AERONET (*Aerosol Robotic Network*), de pluviômetros e estimativa de satélite do TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) para a chuva, e de reanálises e para descrição da estrutura atmosférica através de diferentes parâmetros. Os dados de espessura óptica foram separados em 5 categorias, contendo 20% dos dados em cada uma delas e, a partir daí, feita a análise do comportamento das médias das outras variáveis associadas aos dias contidos em cada categoria. Entre outros resultados observou-se um comportamento bem mais sazonal na região de Rondônia em relação à espessura óptica. Notou-se também que os valores máximos para Manaus se aproximavam dos valores médios para Ji-Paraná. Além disto, observou-se uma relação bem mais intensa entre a quantidade de aerossol e a precipitação na região de Ji-Paraná, onde o aumento na espessura óptica está associado a um aumento nas precipitações. Em Manaus notou-se que, na estação chuvosa, há uma contaminação da AOT por nuvens cirrus. Em Ji-Paraná observou-se também que em dias mais convectivos a relação entre aerossóis e precipitação é mas bem definida do que em dias pouco convectivos.

ABSTRACT

Aerosols play an important role on the surface energy balance, by heating of the atmospheric layers and directly impacting the cloud microphysics, hence altering the local temperature and precipitation distribution. The aim of this study is to establish empirical relationships between aerosol concentration and precipitation for two different sites in the Amazon Region. One site represents an undisturbed forest area in the central Amazon (hereafter Manaus) and other a transition region with mixed pasture and forest, close to Ji-Paraná. The main goal was to verify how the aerosol optical thickness (AOT) is related with the precipitation and assess possible consequences to the local and regional climate.

Aerosol data from sun photometer from AERONET (Aerosol Robotic Network), estimated precipitation from TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), and observed precipitation from the rain gauge network were used in this analysis. In addition reanalysis data were used to describe the spatial characteristics of the atmosphere. The aerosol time series was split into five categories, each one with the same number of days, whereas averaged values were used for the other parameters analysis. The results show that the transition region experiences a stronger seasonality in optical thickness. The maximum values observed in Manaus are similar to Ji-Paraná average, and a positive correlation between AOT and the precipitation was found for the latter. Manaus AOT data is often affected by the presence of cirrus, and no significant relationship with precipitation. Ji-Paraná, on the other and, presented a significant relationship between the AOT and convective available potential energy.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS.....	i
ÍNDICE DE TABELAS.....	v
ÍNDICE DE SIGLAS E ABREVIATURAS	vi
1. Introdução	1
1.1. Aerossol atmosférico.....	2
1.2. Efeitos do aerossol em parâmetros convectivos	6
1.3. Constituição dos aerossóis.....	8
1.4. Objetivos	10
2. Fundamentação teórica.....	11
2.1. Constituintes atmosféricos:	11
2.1.1. Gases atmosféricos.....	12
2.1.2. Aerossóis atmosféricos.....	13
2.2. Processos radiativos.....	15
2.2.1. Espectro eletromagnético	16
2.2.2. Radiação de corpo negro.....	17
2.2.3. Absorção e espalhamento de radiação.....	19
2.2.4. Lei de Beer-Lambert-Bouguer	21
2.3. Termodinâmica da atmosfera	22
2.3.1. Lei dos gases ideais	22
2.3.2. 1º Lei da Termodinâmica	23
2.3.3. Temperatura virtual (T_v)	25

2.3.4. Equação hidrostática	26
2.3.5. Temperatura potencial (θ)	28
2.3.6. CAPE	30
2.3.7. A equação da termodinâmica.....	31
2.4. Microfísica de nuvens	32
2.4.1. Nuvens quentes.....	32
2.4.3. Nuvens frias	36
3. Metodologia e dados	41
3.1. Dados	41
3.1.1. Espessura óptica de aerossol	42
3.1.2. Dados meteorológicos	45
3.2. Metodologia	48
4. Resultados	51
4.1. Análises das séries temporais	51
4.1.1. Ventos	56
4.1.2. Precipitação	61
4.1.3. Parâmetros convectivos	66
4.2. Estudos de Caso	72
4.2.1 Manaus.....	72
4.2.2. Ji-Paraná.....	76
5. Conclusões.....	84
Referências bibliográficas	88

A LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Focos de queimada para em fevereiro e setembro de 2005 (CPTEC/INPE)..	3
Figura 1.2: Fotos tiradas durante a estação de transição seca-chuvosa, em 2002 na cidade de Ji-Paraná, RO, nos dias 21/09 e 30/09/2002, respectivamente.	4
Figura 2.1: Atmosfera com e sem efeito estufa, respectivamente (Ahrens, 2002)	13
Figura 2.2: Forçante radiativa média do sistema terrestre para o ano 2005 em relação a 1750 (fonte IPCC 2007).	15
Figura 2.3: Perfil médio de temperatura da atmosfera (fonte Wallace e Hobbs, 2006).	16
Figura 2.4: O espectro eletromagnético (fonte Wallace e Hobbs, Atmosphere Science, 2006)	17
Figura 2.5: Espectro de emissão de corpo negro e temperatura absoluta associada como função do comprimento de onda (fonte Wallace e Hobbs, 2006)	19
Figura 2.6: Balanço de forças em uma atmosfera sem aceleração vertical, ou seja, em balanço hidrostático (fonte Wallace e Hobbs, 2006)	27
Figura 2.7: Sondagem atmosférica hipotética ilustrando o conceito de CAPE (fonte Wallace e Hobbs, 2006)	31
Figura 2.8: Temperatura média de congelamento da água em função do diâmetro da gota - casos de nucleação homogênea e heterogênea (fonte Wallace e Hobbs, 2006)	38
Figura 3.1: Sítios Localização dos sítios experimentais de Ji-Paraná e Manaus...	42

Figura 3.2: Sítios experimentais de (a) Fazenda Nossa Senhora (representando Ji-Paraná) e (b) Balbina.(representando Manaus).....	43
Figura 3.3: Radiômetro solar (fonte: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/)	45
Figura 4.1: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná.	52
Figura 4.2: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná para a estação seca.	53
Figura 4.3: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná,para a estação chuvosa.	53
Figura 4.4: Valores de AOT médio para cada categoria definida com número igual de casos.	55
Figura 4.5: Parcela de número de dias predominância de vento de leste para cada categoria de AOT da Tabela 4.1 em Ji-Paraná.....	57
Figura 4.6: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período anual.	58
Figura 4.7: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período seco.....	58
Figura 4.8: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período chuvoso.	59
Figura 4.9: Parcela de número de dias com predominância de subsidência em 700 hPa para cada categoria de AOT da tabela 4.1 em Ji-Paraná.	60
Figura 4.10: Parcela de número de dias com predominância de subsidência em 700 hPa para cada categoria de AOT da tabela 4.1 em Manaus.	61

Figura 4.11: Parcela do total de precipitação anual (mm) para cada categoria em relação ao total geral observado para Ji-Paraná com dados de pluviômetro e estimativa de satélite e para Manaus*	62
Figura 4.12: Parcela do total de precipitação na estação seca (mm) para cada categoria em relação ao total geral observado, ou seja, a sua soma corresponde a 100% da amostra total para a estação seca.....	63
Figura 4.13: Parcela do total de precipitação maior que 10 mm em relação ao total observado na categoria para o período anual.	64
Figura 4.14: Parcela do total de precipitação maior que 10 mm em relação ao total observado na categoria para a estação seca.	65
Figura 4.15: Parcela de número de dias com precipitação maior que 1 mm em relação ao total geral para o período anual.....	65
Figura 4.16: Parcela de número de dias com precipitação maior que 1 mm em relação ao total geral para o período seco.	66
Figura 4.17: Aquecimento diabático médio em 700 hPa para cada categoria em Ji-Paraná.	67
Figura 4.18: Aquecimento diabático médio em 700 hPa para cada categoria em Manaus.....	68
Figura 4.19: CAPE médio para cada categoria de AOT.....	69
Figura 4.20: AOT médio para cada categoria de CAPE.....	70
Figura 4.21: Precipitação média para valores médios de AOT em cada uma das três categorias de CAPE em Ji-Paraná e em Manaus.....	71
Figura 4.22: Série temporal de precipitação nos dias 25 e 26 de novembro de 2001.....	73
Figura 4.23: Série temporal de AOT nos dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001	74

Figura 4.24: Série temporal de ROC incidente nos dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001	75
Figura 4.25: Imagens de satélite no canal do visível para os dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001, a região em vermelho é a região de análise.	75
Figura 4.26. Série temporal de refletância de cirrus em Manaus.	76
Figura 4.27: Série temporal de AOT e CAPE para Ji-Paraná.	77
Figura 4.28: Série temporal de AOT para os dias 01, 02 e 03 outubro de 2002.	78
Figura 4.29: Imagens de satélite e campos de vento e material particulado com diâmetro menor que 2,5 μm para os dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002. o estado de Rondônia está circulado.	79
Figura 4.30: Perfis verticais de aquecimento diabático e velocidade vertical do vento para Ji-Paraná nos dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002.	82
Figura 4.31: Perfis verticais dos termos de variação temporal de temperatura e omega, que engloba a flutuação da parcela e advecção vertical de temperatura em Ji-Paraná para os dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002.	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Parametrizações utilizadas para a rodada de downscaling das reanálises do modelo NCEP/NCAR.....	48
Tabela 4.1: Média, mediana e desvio padrão dos dados de AOT para Ji-Paraná e Manaus.....	54
Tabela 4.2: Número de casos, AOT mínima e AOT máxima em cada uma das 5 categorias, para Ji-Paraná, Manaus com dados de Aot e com dados de AOT e precipitação (*).	56
Tabela 4.3: Intervalo de AOT, número de dias com precipitação, total de precipitação e total de precipitação em eventos com mais de 10 mm para Ji-Paraná e Manaus para totais anuais.....	63
Tabela 4.4: Número de casos e AOT e precipitação média associada a cada uma das três categorias de CAPE em Ji-Paraná e em Manaus.....	71
Tabela 4.5: Categorias de AOT calculadas dentro de cada categoria de CAPE da tabela 3 para Ji-Paraná e precipitação média associada.	71
Tabela 4.6: Categorias de AOT calculadas dentro de cada categoria de CAPE da tabela 3 para Manaus e precipitação média associada.	71
Tabela 4.7: Dias escolhidos para estudo em Manaus, e respectivas espessuras ópticas, CAPE, aquecimento diabático em 700 hPa médios, direção preferencial do vento meridional e zonal em 850 hPa, omega em 700 hPa e precipitação média.....	73
Tabela 4.8: Dias escolhidos para estudo em Manaus, e respectivas espessuras ópticas, CAPE, aquecimento diabático em 700 hPa médios, direção preferencial do vento meridional e zonal em 850 hPa, omega em 700 hPa e precipitação média via pluviômetro e via estimativa de satélite.	77

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET-*Aerosol Robotic Network*

ANA-Agência Nacional das Águas

AOT-*Aerosol Optical Thickness*

ATOVs-*Advanced TIROS Operational Vertical Sounder*

BC-*Black carbon*

BRAMS-*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*

CAPE-Energia Potencial Disponível para Convecção

CATT-*Coupled Aerosol and Tracer Transport model*

CCN-*Cloud Condensation Nuclei*

CINE-*Convective Inhibition Energy*

CLAIRE-*Cooperative LBA Airborne Regional Experiment*

CPTEC-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CTW-*Cloud Track Wind*

CWF-*Cloud Work Function*

DCA-Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP

ECMWF-*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

ETA/CPTEC-Reanálise regional de 40km de resolução do CPTEC (200-2004)

FAO-*Food and Agriculture Organization*

GMAO-*Global Modeling and Assimilation Office*

IAG-Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

INMET-Instituto Nacional de Meteorologia

INPA-Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

INPE-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC-*Intergovernmental Panel on Climate Change*

LBA-*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*

LOA-PHOTONS-*Laboratoire D'Optique Atmosphérique – UFR de Physique)*

MASTER-Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais

METAR- *Mééorologique Aviation Régulière - Observações meteorológicas em aeroportos*

MODIS-*The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

NASA-*National Aeronautics and Space Administration*

NCAR-*National Center for Atmospheric Research*

N_{CN}-Concentração total de aerossol

N_{CCN}-Concentração de CCN

NCE-Nível de Convecção Espontânea

NCEP-*National Centers for Environmental Prediction*

NDVI-*Normalized Difference Vegetation Index*

NPE-Nível de Perda de Empuxo

NOAA-*National Oceanic and Atmospheric Administration*

NPE-Nível de Perda de Empuxo

RACCI-*Radiation, Clouds and Climate Interactions in the Amazônia*

RPSAS-*Regional Physical Space Analysis System*

ROCin-Radiação de Onda Curta incidente

SALLJEX-*South America Low Level Jet Experiment*

SIPAM-Sistema de Proteção da Amazônia

SMOCC-Smoke Aerosols, clouds, Rainfall and Climate

SST-*Sea Surface Temperature*

SYNOP-*Surface Synoptics Observations*

TRMM-*Tropical Rainfall Measuring Mission*

TSM-Temperatura da Superfície do Mar

T_v-Temperatura virtual

UR-Umidade Relativa

USGS-*United States Geological Survey*

USP-Universidade de São Paulo

UTC-*Coordinate Universal Time*

Z-*Zulu Time* ou Tempo do meridiano zero

ZCAS-Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZF-2-Zona Franca 2

1. Introdução

A Amazônia tem importante papel no clima global associado a produção de chuvas torrenciais que a definem como uma fonte de calor tropical (Gandú e Silva Dias, 1998). Por outro lado, a Amazônia tem sofrido nas últimas décadas significativa mudança no padrão de uso do solo, através do intenso processo de ocupação humana (Nobre *et al*, 1996, Nepstad *et al*, 2001). Estas alterações tiveram como resultado a ocorrência de emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera através de queimadas tanto de áreas de pastagem como de áreas de floresta (Artaxo *et al*, 2001, 2002). Soares Filho *et al* (2006) estimaram que o desmatamento pode reduzir a área da Amazônia de 5,3 milhões de Km² (85% do total original) em 2003 para 3,2 milhões de Km² (53% do total original) em 2050. Este seria o cenário mais pessimista, onde se assume que o desmatamento siga as atuais tendências, além da pavimentação de algumas estradas de terra. Mesmo em um cenário mais otimista, a área de floresta seria de 4,5 milhões de Km (72% do total). Em função da grande alteração na composição da atmosfera, alguns autores têm sugerido que o padrão de chuvas pode estar sendo alterado (por exemplo Williams *et al* 2002, Martins *et al*, 2006). Estes diferentes aspectos são explorados com mais detalhe nas seções seguintes.

1.1. Aerossol atmosférico

Partículas de aerossol são de especial interesse climático pois elas tanto servem de núcleos de condensação de nuvem (CCN, do inglês *cloud condensation nuclei*) como espalham e absorvem radiação solar. Entre outras regiões, a Bacia Amazônica representa uma área de crescente interesse por possuir a maior floresta tropical do planeta e, em uma perspectiva global, é provavelmente a maior emissora contínua de gases biogênicos e partículas de plantas (Harris *et al.* 1990; Andreae e Crutzen, 1997).

Dentre os aspectos marcantes da atmosfera amazônica está a grande variabilidade no ciclo anual de concentração de aerossóis e gases traço (Artaxo *et al.*, 2005) que afetam o balanço de radiação na atmosfera e na superfície (Yu, *et al.*, 2003; Ichoku *et al.*, 2003; Yamasoe *et al.*, 1998) e, portanto, tem o potencial de alterar direta ou indiretamente a evolução do tempo e do clima locais.

A estação chuvosa da Amazônia Central e Meridional (novembro a abril) é caracterizada por intensa precipitação e baixa concentração de aerossol, sendo na sua maioria biogênico e poeira do solo (Artaxo *et al.*, 1990, 1994; Artaxo e Hanson, 1995; Echalar *et al.*, 1998). Roberts *et al.* (2001) observaram que os valores de N_{CCN} (concentração de núcleos de condensação de nuvem) e de N_{CN} (concentração total de aerossol) para a atmosfera não poluída são típicos de ambiente marinho. Para isto, eles usaram dados do experimento LBA¹-CLAIRE², realizado à nordeste de Manaus, no período de 28 de março a 15 de abril de 1998. A distinção convencional entre aerossol marinho e continental é caracterizada pela baixa e alta concentração de CCNs,

¹ Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia

² Cooperative LBA Airborne Regional Experiment

respectivamente (Squires, 1956). Já na estação seca, o aerossol é predominantemente de queimada (Guyon *et al*, 2004).

A figura 1.1 apresenta os focos mensais de queimada (fonte CPTEC³/INPE⁴) em fevereiro e setembro de 2006. Observa-se que durante o mês de setembro (estação seca no Brasil central) os focos são em maior número e a maioria deles encontra-se na região de transição entre floresta e cerrado. Por outro lado, em Roraima observam-se mais queimadas em fevereiro, que corresponde à estação seca naquele Estado.

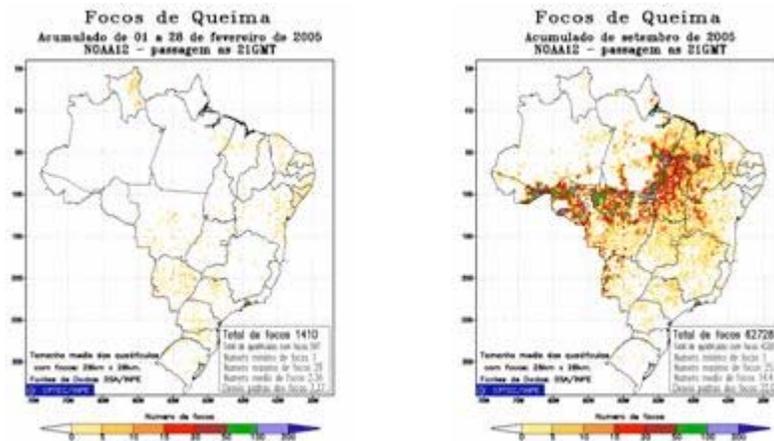


Figura 1.1: Focos de queimada para em fevereiro e setembro de 2006 (CPTEC/INPE).

O aumento nas emissões de aerossol devido às atividades humanas na Região Amazônica pode ter um impacto mais intenso no clima que emissões em outras regiões continentais (Roberts *et al*, 2001). Freitas *et al* (2005) e Gevaerd (2005) identificaram, através de experimentos numéricos, o transporte de material particulado e gases produzidos por queimadas para regiões distantes do local de origem. A ocorrência de altas temperaturas durante a fase de queima, juntamente com as circulações associadas à formação de nuvens, como a entrada de uma frente fria, favorecem o movimento

³ Centro de Pesquisas e Estudos Climáticos

⁴ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

ascendente e podem ser responsáveis pela elevação destes poluentes até a alta troposfera, a partir de onde podem ser transportados para regiões distantes das fontes emissoras devido às maiores velocidades do vento na alta troposfera. Esta combinação das emissões e movimentos ascendentes com os processos de transporte atmosférico, portanto, contribuem para que a queimada adquira efeitos em escala continental ou até mesmo global.

Trabalhos recentes do LBA mostram que as grandes emissões de partículas de aerossol produzidas por queimadas alteram os mecanismos de formação e crescimento de nuvens e os padrões de precipitação, podendo suprimir a formação de nuvens rasas e atrasar ou até mesmo inibir a precipitação em grandes áreas afetadas pelas emissões de queimadas, que podem estar a centenas ou milhares de quilômetros das emissões (Artaxo, 2004). A figura 1.2 apresenta a atmosfera em Ji-Paraná – Rondônia – em setembro de 2002 em dois dias diferentes. Na primeira foto observa-se a diminuição na visibilidade em relação à segunda foto, devido à espessa camada de aerossol presente, atenuando a radiação solar incidente.



Figura 1.2: Fotos tiradas durante a estação de transição seca-chuvosa, em 2002 na cidade de Ji-Paraná, RO, nos dias 21/09 e 30/09/2002, respectivamente.

Segundo Dutton (1993), a irradiância atmosférica é uma das principais componentes do balanço energético à superfície, sendo capaz de controlar o ciclo diurno de temperaturas existentes na interface ar-solo. As alterações nos fluxos de radiação causadas pelos aerossóis podem modificar a temperatura da superfície e, conseqüentemente, alterar os fluxos de calor sensível e latente nas camadas mais baixas da atmosfera. Isto pode modificar o perfil vertical de temperatura, conseqüentemente afetando a estabilidade atmosférica, a altura da camada limite planetária, a circulação regional e as taxas de evaporação, de formação de nuvens e de precipitação (Yu *et al.*, 2003; Ramanathan *et al.*, 2001).

Kaufmann (1995) observou que o balanço de radiação e o ciclo hidrológico podem ser afetados indiretamente pelas emissões de queimadas, através de alterações na microfísica e na dinâmica da formação de nuvens. Uma maior disponibilidade de núcleos de condensação de nuvem e gelo na atmosfera promove mudanças no espectro de gotas de nuvem (Andreae *et al.*, 2004; Koren *et al.*, 2004; Rosenfeld, 1999, Cotton e Pielke, 1996). Aumento na concentração de aerossol resulta em aumento na concentração de CCNs, aumentando o número de gotas de nuvem e, conseqüentemente, diminuindo o tamanho destas (Twomey, 1974). Além disto, gotas menores em grande quantidade ocasionam uma maior refletividade da radiação solar (resfriamento da atmosfera) e a menor probabilidade de ocorrência de chuva, já que gotículas muito pequenas não tendem a se aglutinar e formar gotas que precipitem (Freitas *et al.*, 2005a). Além disto, com a redução da radiação incidente em superfície, um dos possíveis efeitos é o de restringir a formação de células convectivas inibindo a formação de nuvens (Longo *et al.*, 2004). Estes efeitos causados pelo aerossol são conhecidos como “efeitos indiretos” (Feingold *et al.*, 2002).

Penner *et al.* (2004) examinaram o efeito do aerossol nas propriedades ópticas das nuvens através de medidas realizadas em dois sítios experimentais, um apresentando uma atmosfera limpa, localizado no Alasca, e um outro em Oklahoma, com alta concentração de aerossol. Para isto, eles determinaram qual a espessura óptica de nuvem necessária para que a radiação fosse atenuada até atingir o valor medido em superfície. Usaram um modelo de parcela de nuvem (*cloud parcel model*) para simular as propriedades ópticas da nuvem que produziu estes valores de espessura óptica. Concluíram que para o caso de uma boa concordância entre as simulações e a radiação observada em superfície, o efeito indireto do aerossol tem influência significativa nos fluxos de radiação.

1.2. Efeitos do aerossol em parâmetros convectivos

Estudos realizados por Fu e Li (2004) com dados de cinco anos de reanálises do ECMWF⁵ sugerem que a transição da estação seca para chuvosa no sudeste da Amazônia é iniciada por acréscimos no fluxo de calor latente à superfície. Estes fluxos rapidamente reduzem o CINE (Convective Inhibition Energy) e aumentam o CAPE (Convective Available Potential Energy), parâmetros estes importantes para o ciclo de vida da convecção (Betts *et al.*, 1996) podendo inclusive afetar a quantidade de chuva observada.

Lin *et al.* (2006) realizaram um estudo utilizando dados de espessura óptica obtidos pelo MODIS⁶, dados do radar de precipitação a bordo do satélite TRMM⁷ e o índice CWF

⁵ Europe Centre for Medium Range Weather Forecasts

⁶ The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

(Cloud Work Function), obtido das reanálises do NCEP⁸. O CWF foi introduzido por Arakawa e Schubert (1974) como uma medida da força de flutuação total nas nuvens. O índice CWF é semelhante ao comumente usado CAPE, mas conta também com o efeito do entranhamento na redução da força de flutuação (Emanuel, 1994; Pan e Wu, 1995). Eles realizaram este estudo para os meses de agosto a outubro nos anos de 2000 e 2003. Os resultados obtidos apresentam um acréscimo na precipitação para valores médios e baixos de CWF em situações de atmosfera poluída, enquanto os casos com CWF alto apresentam decréscimo na precipitação com a espessura óptica.

Em uma situação onde prevaleça crescimento de gotas e gotículas na nuvem por difusão ao invés do crescimento por coalescência ocorre inibição da precipitação, permitindo à água líquida ascender até a fase mista, onde exerce duas funções: pode contribuir para a flutuação da nuvem e fortalecimento das correntes ascendentes pelo calor latente de congelamento e pode contribuir para o crescimento de partículas de gelo (Williams *et al*, 2002). Esses autores observaram que tempestades geradas em atmosfera altamente poluída mostram evidências de supressão de coalescência em toda a parte quente da nuvem.

Kaufman e Koren (2006) realizaram um estudo dos efeitos do aerossol na cobertura de nuvem usando medidas de espessura óptica da AERONET⁹. A AERONET mede a atenuação da radiação solar para situações sem nuvem, assim, ausência de medidas indica a presença de nuvens. Eles concluíram que a cobertura de nuvens aumenta para maiores concentrações de aerossol na coluna atmosférica. Por outro lado, em um estudo mais recente, Koren *et al* (2008) descreveram a retroalimentação

⁷ Tropical Rainfall Measuring Mission

⁸ National Centers for Environmental Prediction

⁹ Aerosol robotic Network

(*feedback*) positiva da absorção de aerossol e fração de nuvem da seguinte forma: a absorção da radiação por aerossol aquece a camada de aerossol e resfria a superfície, estabilizando as baixas camadas da atmosfera e reduzindo a umidade relativa e os fluxos de superfície. Este efeito reduz a formação de nuvens. Redução na cobertura de nuvens expõe grandes áreas da camada de aerossol à radiação direta do sol, produzindo um aquecimento maior desta camada, reduzindo mais ainda a formação de nuvens. Este *feedback* positivo é balanceado apenas quando a superfície é suficientemente aquecida para desestabilizar o perfil de temperatura e transferir a umidade concentrada em sua proximidade para os níveis mais altos da atmosfera, promovendo a formação de nuvens. Eles concluíram que o aerossol pode tanto aumentar a altura e fração de nuvem (um resultado de efeitos microfísicos) como inibir a formação de nuvens tanto em fração de cobertura como em altura (um resultado da absorção de aerossol). Estes dois processos são sobrepostos, e afetam nuvens de diversos tamanhos. A fração inicial também possui um papel importante na determinação do balanço entre os dois efeitos. Campos com extensa cobertura de nuvens serão mais afetados pela microfísica (aumento), enquanto campos com poucas nuvens tendem a ser fortemente inibido pela absorção de radiação pelo aerossol.

1.3. Constituição dos aerossóis

Os aerossóis podem ser constituídos por partículas, por exemplo, de sulfatos que predominantemente espalham a radiação, ou por partículas de carbono grafítico (Black Carbon – BC) que absorvem radiação aquecendo a atmosfera (Artaxo *et al*, 2006; Guyon *et al*, 2002). Aerossóis de queimada tem uma assinatura similar à do aerossol biogênico,

exceto por ser enriquecido com material absorvedor, especialmente o BC (Guyon *et al*, 2004). Andreae e Crutzen (1997) reportaram que, durante a estação chuvosa, quando 90% da massa de aerossol Amazônico consiste de aerossol orgânico, uma parcela significativa é formada por BC, similar ao aerossol de queimada da estação seca. Apesar disto, as emissões de BC apresentam valores maiores na estação seca e uma de suas fontes é a queima de biomassa (Artaxo *et al*, 2006). Partículas novas de BC tendem a ser higroscópicas, mas, conforme se tornam mais velhas, passam a apresentar características hidrofílicas (Conant *et al*, 2002).

Absorção por aerossol aquece o ar, altera a estabilidade atmosférica e os movimentos verticais. Isto afeta a circulação de larga escala e o ciclo hidrológico, com efeitos climáticos regionais significativos. Menon *et al* (2002) modelaram a absorção por BC na China e Índia e observaram um aquecimento de 0,5 K na região do Saara e Canadá e concluíram que como não havia alteração na quantidade de aerossol nestas regiões, o aquecimento era devido à advecção do ar aquecido na troposfera na região da China/Índia e posterior transporte dinâmico para estas regiões. Eles realizaram 2 experimentos numéricos, um completo e um segundo excluindo o BC e observaram diferenças significativas tanto no resfriamento na região fonte de aerossol como no aquecimento na região do Saara e Canadá. Podgorny *et al* (2000) encontraram uma redução na forçante radiativa no topo da atmosfera e na superfície, contra um aumento na coluna atmosférica (-4, -16 e 12 W/m², respectivamente) para uma região sobre o Oceano Índico na presença de aerossol. O forte efeito da absorção de aerossol no balanço radiativo da atmosfera não ocorre somente na região do Oceano Índico: Hignett *et al* (1999) chegaram a uma conclusão semelhante para o Oceano Atlântico e Procópio *et al* (2003) encontraram resultado similar também na região amazônica.

Guyon *et al* (2004) quantificaram as fontes de aerossol na estação seca e chuvosa para dois sítios experimentais em Rondônia e identificaram a parcela espalhadora e absorvedora destes aerossóis. Eles realizaram medidas em três níveis e observaram forte contribuição da queima de biomassa na formação de BC e, conseqüentemente, na absorção de radiação.

1.4. Objetivos

Conforme indicado na revisão acima, os aerossóis têm um papel importante no balanço de energia à superfície, no aquecimento de camadas atmosféricas e na microfísica de nuvens, podendo alterar o clima local definido em termos de temperatura e de precipitação. Esses efeitos têm sido observados em diferentes locais e épocas do ano, no mundo todo. No sentido de contribuir para a documentação dos possíveis efeitos dos aerossóis nas variáveis meteorológicas em superfície, especificamente na precipitação, o objetivo deste trabalho é estabelecer relações empíricas entre a chuva e a espessura óptica para duas regiões na Amazônia onde há dados disponíveis para essa análise. O intuito é verificar como as variações de espessura óptica podem estar relacionados com os regimes de precipitação, bem como as conseqüências para o clima local e regional.

2. Fundamentação teórica

Neste capítulo são discutidos os principais conceitos necessários para o estudo da radiação atmosférica, bem como sua interação com aerossóis presentes na atmosfera, além de alguns conceitos termodinâmicos e microfísicos que são o objeto de estudo deste trabalho. Como referência, foram utilizados os livros didáticos do Rogers e Yau (1996), Wallace e Hobbs (2006), Ahrens (2002), Liou (2004), Coulson (1975), Brasseur e Solomon (1986), Pruppacher (1997) e Thomas e Stammnes (1999), além de notas de aula e apostilas das disciplinas do DCA/IAG/USP.

2.1. Constituintes atmosféricos:

A atmosfera terrestre é composta por um grupo de gases, com alta concentração e baixa variabilidade e outro com concentração bem mais variável. O ar seco, em sua maioria é formado por N_2 (nitrogênio, aproximadamente 78%), O_2 (oxigênio, aproximadamente 21%) e Ar (argônio, aproximadamente 1%). Dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), ozônio (O_3) e os clorofluorcarbonos (CFCs) são os gases responsáveis pelo efeito estufa, e compõem o restante (aproximadamente

0,1%) da atmosfera. O vapor d'água (H_2O) também é um gás de efeito estufa, com concentração altamente variável, chegando a ocupar até 4% do volume de ar. A atmosfera contém também partículas sólidas e líquidas, denominadas aerossóis atmosféricos. A concentração destes constituintes minoritários varia muito no tempo e no espaço e, apesar de possuir uma concentração bem baixa quando comparados ao O_2 e N_2 , alguns deles (em especial o H_2O) exercem um papel muito importante no balanço de energia na Terra. Os sub-itens a seguir discutem a produção e remoção dos constituintes atmosféricos.

2.1.1. Gases atmosféricos

O O_2 é produzido através da fotossíntese das plantas e removido pela respiração das mesmas. Já o N_2 tem sua produção através da queima de biomassa e desnitrificação, sendo removido e depositado na superfície por bactérias fixadoras de nitrogênio e por relâmpagos.

Os gases de efeito estufa são de extrema importância para a existência de vida na Terra. Se não houvesse o efeito estufa, a temperatura no globo seria em torno de $-18^\circ C$. Eles absorvem radiação e evitam que parte dela seja perdida para o espaço (figura 2.1). Entre eles temos o H_2O , que é produzido através da evaporação da água líquida da superfície e evapotranspiração, entre outras. Sua concentração é muito variável tanto espacial como temporalmente, sendo mais elevada na região do Equador e sobre grandes fontes como os oceanos e florestas tropicais úmidas. Ele constitui um fator determinante no balanço hidrológico e no balanço de energia e sobre a Terra. Das

regiões tropicais a energia liberada na condensação do vapor d'água é exportada para outras regiões através de células de circulação (célula de Hadley).

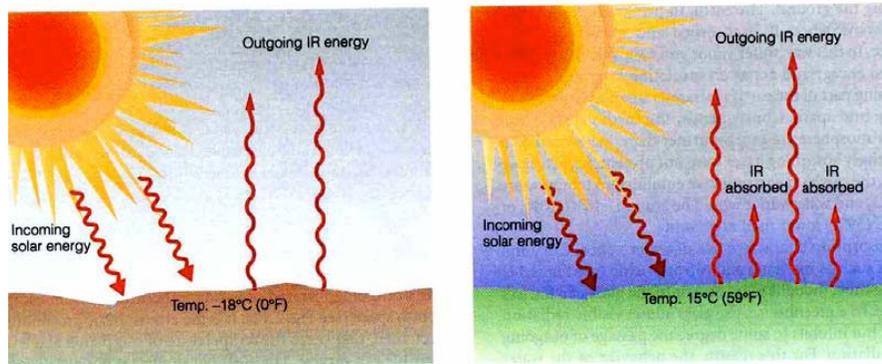


Figura 2.1: Atmosfera com e sem efeito estufa, respectivamente (Ahrens, 2002)

Outros importantes gases de efeito estufa são o CO_2 e o CH_4 . O CO_2 teve um aumento significativo de sua concentração nos últimos 300 anos (aproximadamente 25%), associado à ação antropogênica via queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso do solo (desmatamento por exemplo). Seu ciclo natural majoritário é via fotossíntese e respiração. Já o CH_4 apresenta um aumento de 140% desde 1750, devido a ações antropogênicas, como cultivo de arroz, processos de digestão em animais herbívoros domesticados, aumento na população de cupins devido ao desmatamento, além da liberação de metano na perfuração de minas de carvão, óleo e gás natural.

2.1.2. Aerossóis atmosféricos

O aerossol é definido como partículas sólidas ou líquidas em suspensão em um meio gasoso e, no caso do aerossol atmosférico, na atmosfera. Ele pode ter sua origem através de fontes naturais, como suspensão de poeira do solo, grãos de pólen, spray

marinho, erupções vulcânicas, queimadas naturais e conversão gás-partícula ou por fontes antropogênicas, com destaque para queima de combustíveis fósseis, processos industriais, poeira de ruas (pavimentadas ou não) e queima de biomassa.

Uma vez liberados na atmosfera pela produção primária ou por conversão gás-partícula, os aerossóis são dispersados por processos de advecção, convecção e turbulência. São, então, transformados e removidos por processos químicos e físicos envolvendo nuvens, precipitação, assim como em processos em céu livre de nuvens. Durante o tempo de ida do aerossol na atmosfera, podem ocorrer conversões gás-partícula e mistura de aerossóis e diferentes fontes que mudam as propriedades químicas, físicas e ópticas do aerossol original. Do ponto de vista atmosférico as partículas mais importantes são as que têm um tempo de residência na atmosfera grande o suficiente para interagir com a radiação. As partículas de aerossol emitidas pelas queimadas, tem um tempo de residência na atmosfera da ordem de uma semana (Kaufman, 1995) e, durante a estação seca, compõem uma espessa camada de fumaça sobre as regiões Norte e Centro Oeste do Brasil (figura 1.2).

A Figura 2.2 indica a forçante radiativa média do sistema climático terrestre no ano 2005, relativo ao ano 1750, para as diferentes componentes que afetam o sistema climático terrestre (IPCC¹⁰, 2007). Uma forçante positiva leva ao aquecimento do planeta (em vermelho), enquanto uma negativa esfria a baixa atmosfera, e está expressa em azul na figura 2.2.

¹⁰ *Intergovernmental Panel on climate change*

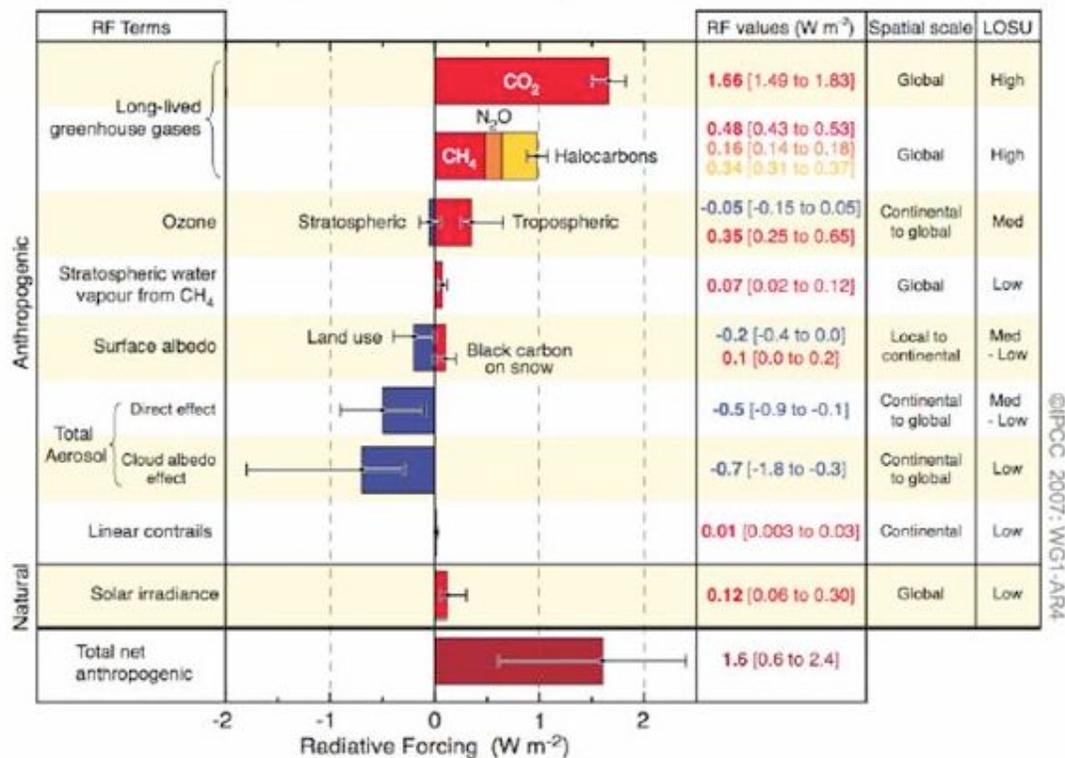


Figura 2.2: Forçante radiativa média do sistema terrestre para o ano 2005 em relação a 1750 (fonte IPCC 2007).

2.2. Processos radiativos

O perfil vertical de temperatura na atmosfera (figura 2.3) é predominantemente uma função de processos radiativos, que aquece as camadas mais baixas através da transferência de calor. É possível observar um declínio de temperatura com a altura nos primeiros níveis. Esta região é denominada troposfera. A troposfera é limitada pela tropopausa. Logo acima temos um perfil de aquecimento com a altura, em uma região denominada estratosfera. Este elevamento na temperatura se deve à absorção de radiação pelo ozônio presente nestes níveis. Na mesosfera ocorre novamente um resfriamento, devido à diminuição de ozônio nesta camada.

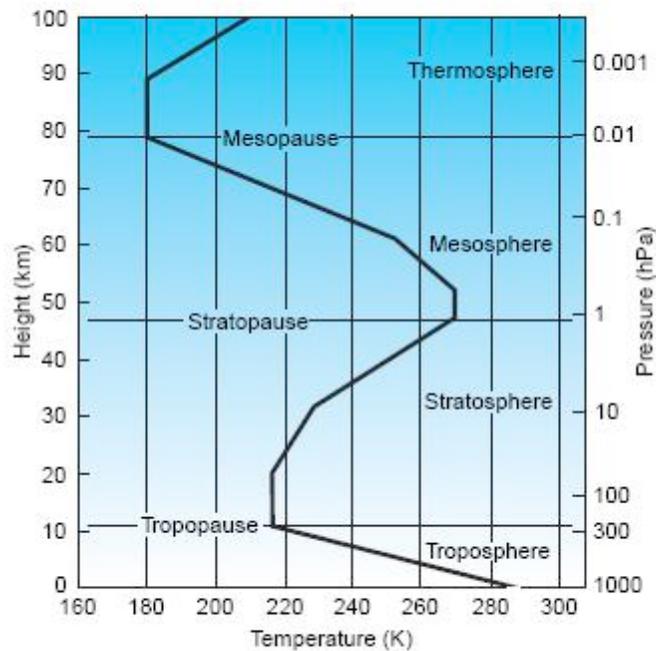


Figura 2.3: Perfil médio de temperatura da atmosfera (fonte Wallace e Hobbs, 2006).

2.2.1. Espectro eletromagnético

A radiação atmosférica pode ser descrita como um conjunto de ondas eletromagnéticas se propagando com a velocidade da luz ($c = 2,998 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ no vácuo). Assim como qualquer tipo de onda com velocidade de propagação conhecida, a frequência (f), o comprimento de onda (λ) e o número de onda (ν), isto é, o número de ondas por unidade de comprimento na direção de propagação, são interdependentes, como pode ser observado nas equações 1 e 2.

$$\nu = \frac{1}{\lambda} \quad (1)$$

e

$$f = cv = \frac{c}{\lambda} \quad (2)$$

Na literatura, o espectro eletromagnético é dividido em regiões (figura 2.4): região de raios gama, com $\lambda < 1nm$; de raio X, com $1nm < \lambda < 0,01\mu m$; os raios ultravioleta, com $0,01 < \lambda < 0,4\mu m$; espectro do visível, com $0,4 < \lambda < 0,7\mu m$; do infravermelho, com $0,7 < \lambda < 100\mu m$; de microondas, que se estende desde $1mm$ até $1m$. A região do infravermelho é subdividida em dois intervalos, o infravermelho próximo, entre $0,7\mu m$ e $3,5mm$, e o infravermelho térmico, entre $3,5mm$ e $100mm$ (Thomas e Stamnes, 1999)

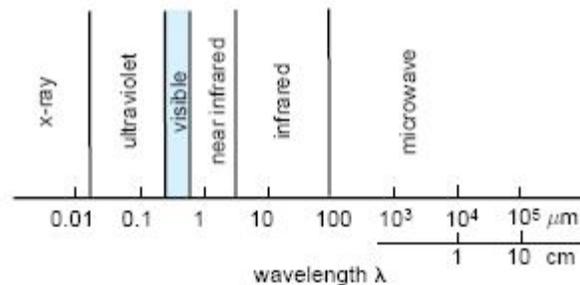


Figura 2.4: O espectro eletromagnético (fonte Wallace e Hobbs, 2006)

2.2.2. Radiação de corpo negro

A quantidade de energia espectral emitida por um corpo é uma função de sua temperatura. Existe um máximo de radiação emitida por um corpo a uma certa temperatura, denominada radiação de corpo negro. Corpo negro é como se denomina um meio ou substância que absorve toda a radiação incidente nele, independente do comprimento de onda e direção de incidência, sem que nenhuma parte desta radiação seja refletida ou transmitida. Uma outra característica de corpo negro é que ele emite a

quantidade máxima possível de radiação em qualquer temperatura e comprimento de onda. A radiância espectral para um comprimento de onda λ (energia por unidade de área, por unidade de tempo, por unidade de ângulo sólido) emitida por um corpo negro depende unicamente de sua temperatura, como descrito pela lei de Planck (equação 3):

$$B_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{\lambda KT}\right) - 1 \right]} \quad (3)$$

onde $B_{\lambda}(T)$ é a radiância espectral emitida ($Wm^2 sr^{-1} \mu m^{-1}$), T a temperatura do corpo negro (K), h é a constante de Planck ($h = 6,626 \cdot 10^{-34} J.s$), c é a velocidade de propagação da luz no vácuo ($\approx 3 \cdot 10^8 m.s^{-1}$) e k a constante de Boltzman ($k = 1,381 \cdot 10^{-23} J.K^{-1}$). Através desta equação podemos observar que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral.

Diferenciando a função de Planck com relação ao λ e igualando a zero obtém-se a equação (4), que define o comprimento de onda de emissão máxima de um corpo negro ($\lambda_{máx}$). A partir desta equação podemos observar uma das propriedades da função de Planck, na qual o comprimento de onda referente ao seu ponto de máximo é inversamente proporcional à sua temperatura, conhecida como Lei de deslocamento de Wien. Assim, quanto maior a temperatura de um corpo, menor será o comprimento de onda para o qual ele emite radiação máxima (figura 2.4).

$$\lambda_{máx} = \frac{2897}{T} \quad (4)$$

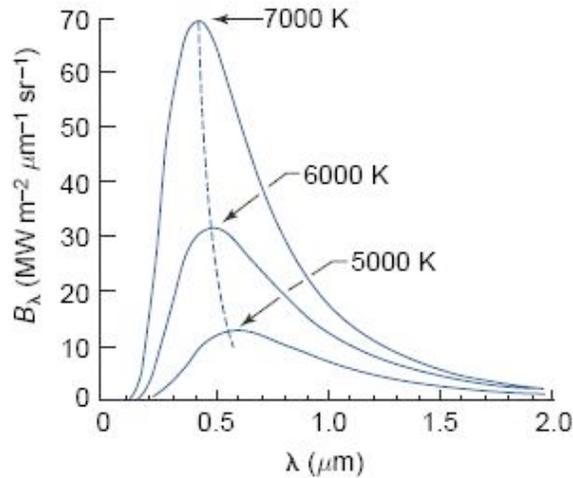


Figura 2.5: Espectro de emissão de corpo negro e temperatura absoluta associada como função do comprimento de onda (fonte Wallace e Hobbs)

Na realidade, não existem corpos negros na natureza, mas vários corpos apresentam comportamentos muito próximos aos deles pelo menos em alguns comprimentos de onda.

Uma outra lei referente aos corpos negros é a lei de Stefan-Boltzman, obtida através da integração da função de Planck (B_λ) em todo o domínio de comprimento de onda (equação 5) e de ângulo sólido, que demonstra que a densidade de fluxo energético de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência da temperatura.

$$F = \sigma T^4 = \frac{2\pi^5 K^4 T^4}{15c^2 h^2} \quad (5)$$

2.2.3. Absorção e espalhamento de radiação

Ao atravessar a atmosfera, a radiação pode interagir com os seus constituintes sofrendo espalhamento ou sendo absorvida por eles. Os processos de absorção e

espalhamento são processos físicos fundamentais associados à luz e sua interação com a matéria, sendo as principais causas de atenuação de radiação na atmosfera. O processo de absorção remove energia radiativa do feixe incidente, transformando-a em outras formas de energia, em sua maioria energia térmica. Já no processo de espalhamento, a energia que incide em uma direção é espalhada ou desviada para outras direções, produzindo radiação difusa.

A absorção de uma camada infinitesimal é proporcional à quantidade de moléculas por unidade de área que absorvem a radiação ao longo de um caminho. A presença de espécies absorvedoras ocorre em toda a atmosfera terrestre, sendo os comprimentos de onda mais curtos do ultravioleta absorvidos na mesosfera (acima de 60 km), os intermediários na estratosfera (entre 20-30 km, pelo ozônio) e a radiação infravermelha na baixa estratosfera e troposfera. Absorção de radiação consiste na conversão da luz incidente em energia térmica. A atenuação da radiação por este processo tem consequências climáticas importantes (Andreae e Crutzen, 1997; IPCC 2007).

O espalhamento da radiação pelos aerossóis depende bastante do tamanho da partícula, sendo maior o efeito quando o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente são da mesma ordem. O efeito de espalhamento por aerossóis sobre a radiação infravermelha é geralmente fraco devido ao pequeno tamanho da partícula comparado ao comprimento de onda da radiação terrestre.

Para quantificar a atenuação de radiação em um meio contendo um material opticamente ativo, define-se a espessura óptica (equação 6).

$$\tau_{\lambda} = \int \sigma_{\lambda} N(s) ds \quad (6)$$

onde σ_{λ} é a seção transversal de extinção, ds o caminho de integração e $N(s)$ a

densidade numérica por volume de átomos ou moléculas opticamente ativos [partículas cm^{-2}].

A espessura óptica indica a quantidade de material absorvedor e espalhador opticamente ativos encontrados no caminho atravessado pelo feixe de radiação, sendo uma grandeza adimensional. É expressa como a integral ao longo do caminho óptico do produto da quantidade total de moléculas presentes no meio e a seção transversal de extinção para cada comprimento de onda.

2.2.4. Lei de Beer-Lambert-Bouguer

A lei de Beer-Lambert-Bouguer descreve a atenuação de radiação eletromagnética ao atravessar um meio contendo material ópticamente ativo, ou seja, a atenuação devida à absorção e espalhamento de radiação.

Seja L_λ a radiação incidente em um volume de comprimento ds e $L_\lambda + dL_\lambda$ a radiação que sai deste volume, temos:

$$dL_\lambda = -b_{ext,\lambda} L_\lambda ds \quad (7)$$

onde $b_{ext,\lambda}$ é o coeficiente de extinção. Integrando da posição s_2 até s_1 temos:

$$L_{\lambda s_2} = L_{\lambda s_1} \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} b_{ext,\lambda} ds\right) = L_{\lambda s_1} \exp^{-\delta_\lambda} \quad (8)$$

Onde δ_λ é a profundidade óptica de extinção, ou seja, a integral do coeficiente de extinção em um caminho ds . Assim:

$$L_{\lambda}(s_2) = L_{\lambda}(s_1) \exp(-\delta_{\lambda}) = L_{\lambda}(s_1) \exp\left(-\frac{\tau_{\lambda}}{\mu_0}\right) \quad (9)$$

Onde μ_0 é o cosseno do ângulo zenital (ângulo entre a vertical do local e o sol) e τ_{λ} é a espessura óptica.

2.3. Termodinâmica da atmosfera

2.3.1. Lei dos gases ideais

Experimentos em laboratório demonstram que a pressão, o volume e a temperatura de qualquer material estão relacionadas por uma equação de estado em uma extensa área de condições. Para o ar atmosférico, podemos supor que tanto para cada componente separadamente como para a mistura, eles obedecem a lei dos gases ideais.

$$p = \rho RT$$

onde R é uma constante específica para cada tipo de gás e é inversamente proporcional ao seu peso molecular. Introduzindo o conceito de volume específico (α) podemos reescrever a equação acima como:

$$p\alpha = RT \quad (10)$$

Uma mistura de gases obedece à lei de Dalton, onde a pressão parcial exercida por cada constituinte da mistura é igual à pressão exercida por ele se ocupasse sozinho o volume todo. Assim, para a mistura de ar seco e vapor d'água temos volume específico

e a pressão do ar seco (α_d e p_d) e, para do vapor d'água (α_v e e). Podemos reescrever a equação do gás ideal como

$$p_d \alpha_d = R_d T \quad (11)$$

$$e \alpha_v = R_v T \quad (12)$$

onde $R_d = 287 JK^{-1} Kg^{-1}$ e $R_v = 461,5 JK^{-1} Kg^{-1}$. Assim:

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{M_v}{M_d} = 0,622 = \varepsilon \quad (13)$$

2.3.2. 1ª Lei da Termodinâmica

Supondo um sistema fechado, isto é, um sistema no qual o total de matéria, independente da fase, se mantém constante, pela primeira lei da termodinâmica a energia interna do sistema se conserva e, desta forma:

$$dq - dw = du \quad (14)$$

onde du é a variação na energia interna total do sistema, dw o trabalho realizado por ele e dq a variação na quantidade de calor do sistema. Assim, a variação na energia interna de um sistema é igual a diferença na quantidade de calor interna no sistema e o trabalho realizado por ele.

Considerando que o trabalho é o produto da força pelo deslocamento e a força ($dw = F dx$) e, para o caso de um volume de ar, a força corresponde ao produto da pressão pela área onde ela se aplica ($dw = p A dx = p dV$), e tratando-se de uma unidade de massa podemos reescrever a equação acima como:

$$dq = du + p d\alpha \quad (15)$$

onde $d\alpha$ representa a variação no volume específico do sistema.

Supondo que uma pequena quantidade de calor dq é fornecida a uma unidade de massa de um material e, como consequência, a sua temperatura varia de dT para $T + dT$ sem que nenhuma mudança de fase ocorra, a razão $\frac{dq}{dT}$ é denominada calor específico (c) e é uma característica do material. Se o volume do material se mantém constante, é definido c_v como

$$c_v = \left(\frac{\partial q}{\partial T} \right)_{v-\text{const}}$$

Desta forma, se o volume de material é mantido constante, $dq = du$ e

$$c_v = \left(\frac{\partial u}{\partial T} \right)_{v-\text{const}}$$

Conforme a lei de Joule, quando um gás ideal se expande sem realizar trabalho externo e sem trocar calor com o meio, sua temperatura se mantém constante, bem como sua energia interna. Desta forma, a energia interna de um gás ideal é independente do volume quando a temperatura se mantém constante e sendo assim, c_v é constante. Portanto podemos escrever

$$du = c_v dT$$

E a equação da 1ª lei da termodinâmica pode ser escrita como

$$dq = c_v dT + p d\alpha$$

Na atmosfera, porém, é relativamente complicado acompanhar processos que ocorrem em volume constante. Normalmente as variáveis utilizadas e medidas são a temperatura e pressão. Desta forma, se partirmos da equação 15 e assumirmos que

além de temperatura a pressão se mantém constante, podemos reescrever aquela equação como:

$$dq = du + d(p\alpha) = d(u + p\alpha) = dh$$

onde $h \equiv u + p\alpha$ é conhecida como entalpia. Usando a definição de entalpia (h) e sabendo que se a pressão for mantida constante e não tiver troca de calor $dq = 0$, a entalpia se conserva:

$$dh = du + p d\alpha + \alpha dp$$

Isolando du e substituindo na equação 15 temos uma forma alternativa da 1ª lei da termodinâmica:

$$dq = dh - \alpha dp \quad (16)$$

De maneira semelhante à nossa definição de calor específico em volume constante, podemos também definir o calor específico a pressão constante como sendo:

$$c_p = \left(\frac{dh}{dT} \right)_{p-\text{const}}$$

Utilizando esta definição na equação (16), obtemos:

$$dq = c_p dT - \alpha dp \quad (17)$$

2.3.3. Temperatura virtual (T_v)

Temperatura virtual é a temperatura que o ar seco deveria ter para atingir a mesma densidade que o ar úmido a uma mesma pressão. Como a mistura de ar seco e

úmido é menos densa que o ar seco a uma mesma temperatura e pressão, a T_v é sempre maior que a temperatura real.

Utilizando a lei de Dalton:

$$p = p_d + e$$

E, portanto:

$$\rho = \rho_d + \rho_v$$

Combinando as equações 11 e 12 e usando o valor definido em 13 podemos reescrever a equação acima como

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left[1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon) \right]$$

Definindo temperatura virtual como

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{e}{p} (1 - \varepsilon)} \quad (18)$$

Temos

$$p = \rho R_d T_v \quad (19)$$

2.3.4. Equação hidrostática

A pressão atmosférica a uma altura qualquer da atmosfera se deve a força por unidade de área exercida pela coluna de ar acima dela. Desta forma, a pressão decresce com a altura. A força que atua numa fina camada de ar empurrando-a para cima devido ao decréscimo de pressão com a altura está, em geral, em balanço com a força da

gravidade que empurra-a para baixo. Se as duas forças são iguais, dizemos que a atmosfera está em equilíbrio hidrostático. Para derivar a equação do balanço hidrostático, consideremos uma coluna de ar de área horizontal unitária (figura 2.6).

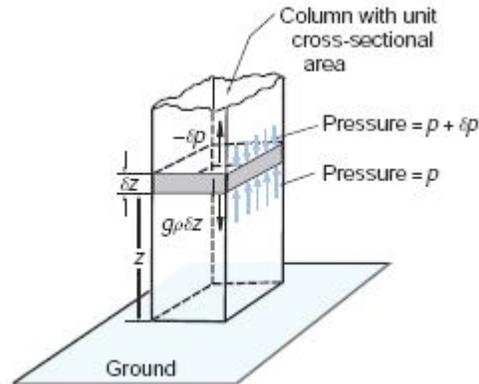


Figura 2.6: Balanço de forças em uma atmosfera sem aceleração vertical, ou seja, em balanço hidrostático (fonte Wallace e Hobbs, 2006)

Para uma atmosfera em balanço hidrostático, o balanço das forças verticais atuantes é:

$$-\delta p = g\rho\delta z$$

Ou, tomando o limite para $dz \rightarrow 0$:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (20)$$

Ou, ainda, usando o volume específico

$$g dz = -\alpha dp \quad (21)$$

Se a pressão a uma altura z é p , temos, pela equação 20, acima de um ponto fixo na atmosfera:

$$-\int_{p(z)}^{\infty} dp = \int_z^{\infty} g\rho dz$$

Mas como $p(\infty) = 0$

$$p(z) = \int_z^{\infty} g\rho dz \quad (22)$$

Ou seja, a pressão a uma altura z é igual ao peso da coluna do ar acima dela por unidade de área na horizontal. Se a massa de atmosfera fosse igualmente distribuída sobre o globo mantendo sua topografia em sua atual forma, a pressão ao nível do mar será $p = 1,013 \times 10^5 Pa$ ou $p = 1013 hPa$, que é referida como 1 atmosfera ($p = 1 atm$).

2.3.5. Temperatura potencial (θ)

Para introduzir o conceito de temperatura potencial, é importante introduzir, primeiramente o conceito de parcela de ar. Considerando um pequeno volume de ar que:

- a) é termicamente isolado do meio ao seu redor, isto é, todos os processos que ocorrem com ele são adiabáticos (não há variação de calor dentro do volume);
- b) se move tão lentamente que a sua energia cinética é uma parcela desprezível de sua energia total.

Ao volume de ar com estas características dá-se o nome de parcela de ar.

A temperatura potencial corresponde à temperatura que uma parcela de ar teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente de seu nível original até um nível de referência (em geral $1000 hPa$).

Para uma transformação adiabática $dq = 0$ e a primeira lei da termodinâmica (equação 15) fica:

$$c_p dT - \alpha dp = 0$$

Substituindo a equação 10 temos:

$$\frac{c_p}{R} \frac{dT}{T} - \frac{dp}{p} = 0$$

Integrando de p_0 , onde $T = \theta$, até p e tomando a exponencial temos a equação da temperatura potencial (equação 23), também conhecida como equação de Poisson

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (23)$$

Assumindo que $R \cong R_d = 287 JK^{-1} Kg^{-1}$ e que $c_p \cong c_{pd} = 1004 JK^{-1} Kg^{-1}$, temos que $\frac{R}{c_p} = 0,286$. A temperatura potencial, por ser um parâmetro conservativo (na ausência de condensação), é muito usada em termodinâmica da atmosfera, desde que os processos possam ser aproximados para adiabáticos e portanto é uma constante essencial, como a densidade para fluidos incompressíveis.

Quando ocorre condensação, o parâmetro conservativo passa a ser a temperatura potencial equivalente (θ_e), porque há liberação de calor latente e por esta razão a definição da energia interna muda. Quando uma parcela não saturada ascende, ela se resfria a uma taxa de aproximadamente $9,8 K.Km^{-1}$, bem mais rápido que o ambiente ao seu redor, que tem uma taxa de $6,5 K.Km^{-1}$. Quando o vapor d'água se condensa, a taxa de resfriamento da parcela passa a ser menor que a do ambiente devido à liberação de calor latente, e a parcela pode em algum momento se tornar mais quente que o ambiente, o que favorece a ascensão. Caso este ponto exista, ele é denominado

NCE (Nível de Convecção Espontânea) e o ponto, mais acima, quando ela volta a ser mais fria que o ambiente é chamado de NPE (Nível de Perda de Empuxo).

2.3.6. CAPE

As condições necessárias para a formação de convecção profunda são:

a) existência de instabilidade condicional. A instabilidade condicional está associada à disponibilidade de energia para a parcela, inicialmente estável, atingir o NCE, tornar-se instável. Uma das formas de gerar esta instabilização é quando ocorre um forçamento de movimento vertical levantando a parcela até o NCE, como a passagem por uma região de montanha por exemplo;

b) uma camada limite com considerável disponibilidade de umidade e

c) convergência de baixos níveis ou alguma forma de levantamento capaz de liberar esta instabilidade condicional.

A convecção se sustenta na energia potencial própria da estratificação de temperatura e umidade. Esta energia recebe o nome de CAPE (Convective Available Potential Energy). O CAPE representa a energia cinética máxima (na vertical e por unidade de massa) que uma parcela adquire ao atingir o nível de perda de empuxo (NPE) e é dado por:

$$CAPE = R_d \int_{NPE}^{NCE} (T_v' - T_v) d \ln p \quad (24)$$

onde T_v' é a temperatura virtual da parcela, T_v a do ambiente e g a gravidade. A figura 2.7 apresenta um diagrama termodinâmico denominado Skew T-Log p.

Nela, o CAPE aparece como a integral limitada pelas linhas do perfil do ambiente (a esquerda) até o caminho percorrido pela parcela (a direita) entre os dois limites da integral desde nível de convecção espontânea NCE (LFC, do inglês *Level of Free convection*) até o NPE (EL, do inglês *Equilibrium Level*).

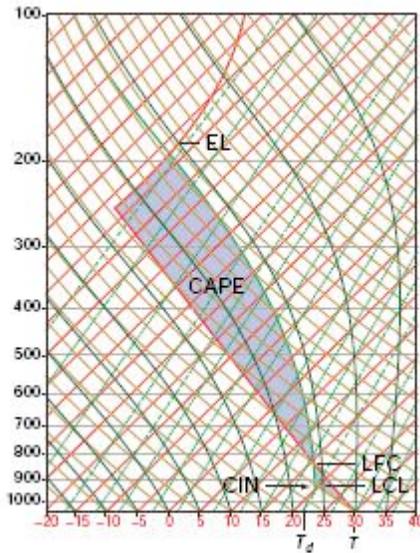


Figura 2.7: Sondagem atmosférica hipotética ilustrando o conceito de CAPE (fonte Wallace e Hobbs, 2006)

2.3.7. A equação da termodinâmica

Os movimentos atmosféricos são governados não só pela dinâmica do movimento, mas também por processos termodinâmicos, como os representados na primeira lei da termodinâmica.

Partindo da 1ª lei da termodinâmica (equação 17), para um processo não adiabático, onde $dq \neq 0$:

$$Jdt = c_p dT - \alpha dp$$

onde J representa o aquecimento diabático ($JKg^{-1}s^{-1}$) e dt um intervalo infinitesimal de tempo. Dividindo por dt , rearranjando e fazendo algumas substituições, obtemos a equação da energia termodinâmica:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{kT}{p} \omega + \frac{J}{c_p}$$

onde $\omega = dp/dt$ e $k = R/c_p = 0,286$.

A partir desta equação, podemos fazer a expansão para obter a razão de mudança de temperatura na forma Euleriana (ou "variação local"):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla_h T + \left[\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{\alpha}{c_p} \right] \omega = \frac{J}{c_p} \quad \text{Equação 25}$$

1 2 3 4

A equação 25 é denominada equação da termodinâmica e pode ser dividida em 4 termos: de variação local de temperatura (1), advecção horizontal de temperatura (2), termo omega, que envolve a advecção vertical e o termo de deslocamento vertical da parcela (3) e o termo de aquecimento diabático (4), que está associado a uma fonte de calor.

2.4. Microfísica de nuvens

2.4.1 Nuvens quentes

Na atmosfera, as gotas de nuvem se formam sobre aerossóis em suspensão. Estas partículas são chamadas de núcleos de condensação (CCN). A taxa com que as gotas se formam é determinada pelo número destes núcleos presente. A formação de gotas a partir do vapor em um ambiente puro (sem aerossóis), o qual requer uma supersaturação, (umidade relativa acima de 100%) é conhecido como nucleação homogênea. Este processo não é muito importante na atmosfera por exigir valores extremamente altos de supersaturação, impossíveis de serem atingidos em ambiente natural. Na atmosfera predomina a nucleação heterogênea, que requer núcleos de condensação sobre os quais as gotas se desenvolvem.

Na nucleação homogênea as gotas são formadas por colisões aleatórias entre as moléculas de água. Uma gota de nuvem será estável se o tamanho dela exceder um determinado valor crítico. Na média, gotas maiores que um tamanho crítico crescem enquanto as menores decaem. O que determina este tamanho crítico é o balanço entre as razões de crescimento e decaimento. Para a nucleação homogênea da água pura a razão de crescimento depende da pressão parcial de vapor d'água nos arredores porque isto determina a razão com que estas moléculas colidem com a gota. O processo de decaimento (evaporação) depende fortemente da temperatura da gota e de sua tensão superficial. Moléculas na superfície da gota devem obter energia suficiente para superar as forças de ligação se estas estão escapando. Se o equilíbrio entre o líquido e o vapor é estabelecido, a razão de condensação e evaporação é exatamente balanceada e a pressão de vapor é igual para o equilíbrio, chamada de pressão de vapor de saturação. A saturação é definida como a situação de equilíbrio no qual as taxas de evaporação e condensação são iguais. Entretanto, para gotas pequenas onde a barreira de energia livre é alta, a fase de transição não ocorre geralmente no equilíbrio de saturação da

água. Em outras palavras, se uma amostra de ar úmido for esfriada adiabaticamente ao ponto de equilíbrio de saturação da água, não deve-se esperar a formação de gotas no ar. Na verdade, as gotas de água começam a condensar a partir do vapor de água pura somente quando a umidade relativa alcançar algumas centenas acima de 100%.

Para o caso da nucleação heterogênea, os aerossóis podem ser classificados de acordo com a sua afinidade com a água como: higroscópico, neutro e hidrofóbico. Para o caso de aerossóis higroscópicos, os quais são solúveis e tem afinidade com a molécula de água, a supersaturação necessária é bem menor que para o caso neutro (aproximadamente o mesmo que para o caso da nucleação homogênea) e para o caso de aerossol hidrofóbico (ainda maior que no caso homogêneo). Uma substância não volátil dissolvida tende a diminuir a pressão de vapor de equilíbrio do líquido.

Núcleos de condensação relativamente grandes podem crescer a tamanhos de gotas de nuvem. À medida que o ar úmido é esfriado em levantamento adiabático, a umidade relativa se aproxima dos 100%. A presença então de mais partículas higroscópicas começa a servir como centros de condensação. Se o levantamento do ar úmido continuar, a super-saturação será produzida pelo esfriamento e será usada pela condensação no núcleo de condensação. Na atmosfera terrestre normalmente há quantidade suficiente de núcleos que não permitem a super-saturação crescer a valores acima de 1%.

Quando a condensação ocorre, a taxa de crescimento inicial das gotículas é grande, mas diminui rapidamente porque o vapor d'água disponível é facilmente consumido pelo grande número de gotículas em competição. O resultado é a formação de uma nuvem com muitas gotículas de água, todas tão minúsculas que permanecem suspensas no ar. Mesmo em ar muito úmido o crescimento destas gotículas de nuvem

por condensação adicional é lento. Além disso, a imensa diferença de tamanho entre gotículas de nuvem e gotas de chuva (são necessárias aproximadamente um milhão de gotículas de nuvem para formar uma só gota de chuva) sugere que a condensação sozinha não é responsável pela formação de gotas suficientemente grandes para precipitar.

Uma nuvem é composta de gotas bem pequenas, usualmente com uma concentração de várias centenas por centímetro cúbico e com raio de $\approx 10\mu m$. Esta estrutura é extremamente estável. As gotas mostram pequena tendência a se juntarem. A precipitação se desenvolve quando a população de gotas torna-se instável, e algumas gotas crescem partir das outras. Existem dois mecanismos o qual a micro-estrutura da nuvem pode se instabilizar, a primeira é a colisão seguida da junção das gotas de água (coalescência). O segundo mecanismo requer a interação entre gotas de água e cristais de gelo e, portanto, está confinado às nuvens frias e será discutido mais adiante.

Colisões podem ocorrer a partir de diferentes respostas das gotículas com as forças: gravitacional, elétrica e aerodinâmica. O efeito gravitacional predomina nas nuvens: gotas grandes caem mais rápido que as pequenas, logo passando e capturando uma fração das gotículas que ficam ao longo do seu caminho. O efeito elétrico e turbulento necessário para produzir um número comparável de colisões, é muito maior que o usual existente na natureza, apesar de que campos elétricos intensos em tempestades possam criar efeitos locais significativos. Uma vez que a gota cai, ela irá colidir com somente uma fração das gotículas em seu caminho porque algumas gotículas serão expelidas pelo fluxo de ar em volta da gota. A razão entre o número de colisões e

o número de gotas que são carregadas é chamado de eficiência de colisão. A eficiência de colisão depende do tamanho da gota coletora e do tamanho das gotículas coletadas.

A colisão não garante coalescência, pois quando um par de gotas colide várias interações são possíveis. Elas tanto podem se rebater como coalescer e se separar ou coalescer e permanecer unidas. Uma outra situação é quando elas coalescem e se quebram em várias gotículas menores. Para tamanhos menores que $100\mu\text{m}$ em raios as interações de colisão e coalescência são as mais importantes.

Dessa maneira podemos definir a eficiência de coalescência como sendo a razão do número de coalescência pelo número de colisões. O crescimento de gotas pelo processo de colisão-coalescência é governado pela eficiência de coleta, que é o produto da eficiência de colisão e coalescência. Observações em laboratório indicam que a eficiência de coalescência ~ 1 e a eficiência de coleta é igual a de colisão.

2.4.2. Nuvens frias

Muitas nuvens se estendem a alturas superiores ao nível de 0°C , onde há a possibilidade de formação de cristais de gelo. Duas transições de fase podem gerar formação de gelo: o congelamento da gotícula líquida e/ou a deposição direta (sublimação) do vapor em uma fase sólida. Ambos são processos de nucleação e, em princípio, tanto nucleações homogêneas quanto heterogêneas são possíveis.

O processo de crescimento de um cristal de gelo pode ser tratado da mesma forma que as gotículas de água, basicamente difusão seguida de coagulação. Para os cristais, entretanto, o crescimento por difusão é mais significativo que para as gotículas

de nuvem em decorrência da diferença entre a pressão de vapor de saturação da água e do gelo.

De fato, água pura suspensa no ar não congela até atingir uma temperatura em torno de -40°C . A situação é análoga à formação de uma gotícula de água pura a partir da fase de vapor. Naquele caso era necessário haver super-saturação para que moléculas na fase de vapor se juntassem, através de colisões aleatórias para formar gotículas embriônicas de água suficientemente grandes para subsistir. Neste caso de congelamento deve haver baixa temperatura para que um embrião de gelo de tamanho suficiente seja formado pela agregação aleatória de um número suficiente de moléculas de água na gotícula.

Mas na natureza, observa-se que cristais de gelo usualmente aparecem em um número apreciável em nuvens quando a temperatura está abaixo de -15°C , sugerindo a ocorrência de nucleação heterogênea (figura 2.8). A água se congela via contato com a maioria dos materiais (núcleos de gelo) à uma temperatura maior que -40°C e, portanto, a deposição pode ocorrer para valores bem menores de super-resfriamento e super-saturação do que os necessários para a nucleação homogênea.

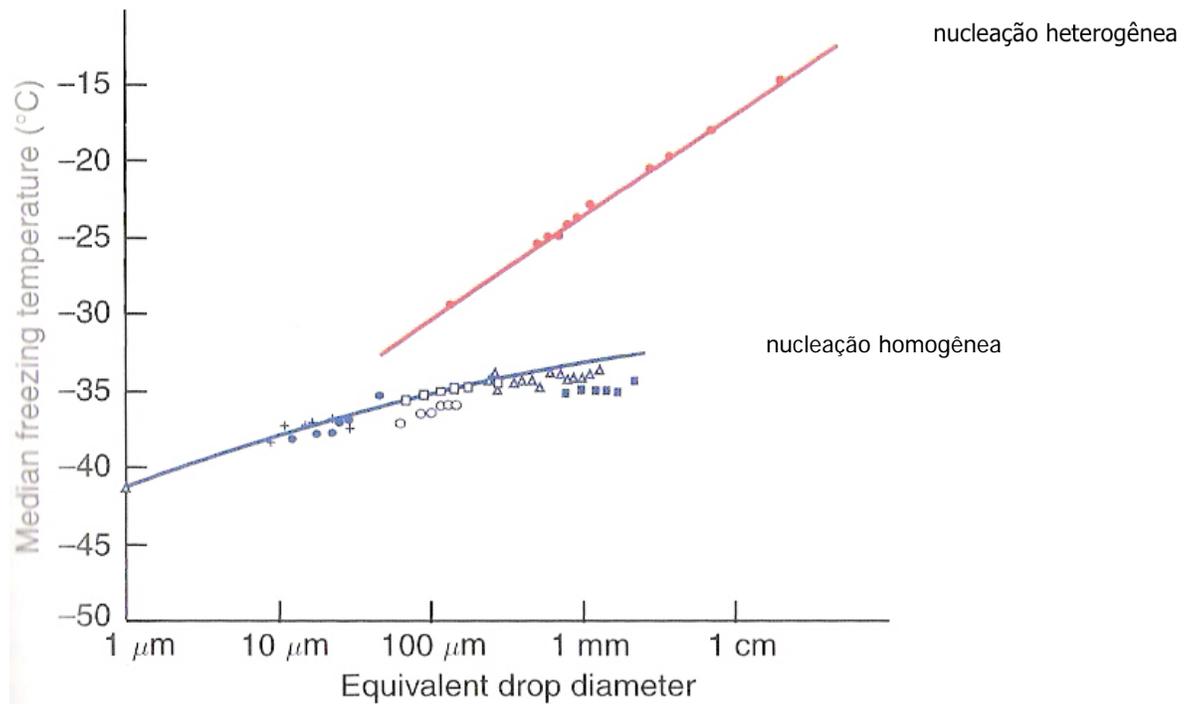


Figura 2.8: Temperatura média de congelamento da água em função do diâmetro da gota para casos de nucleação homogênea e heterogênea (Fonte Wallace e Hobbs, 2006).

Três modos de ativação são reconhecidos para o congelamento de núcleos:

- alguns núcleos podem servir primeiro como centros de condensação e, então, como núcleos de congelamento;
- alguns promovem o congelamento no instante em que entra em contato com a gota superresfriada;
- alguns causam congelamento após serem embutidos à gotícula.

Uma partícula qualquer pode servir como núcleo de gelo de diferentes maneiras, dependendo das condições do ambiente e do estágio da nuvem. O crescimento de cristais de gelo em nuvem pode ocorrer por difusão ou deposição direta, acreção ou por agregação.

Como o nível de super-saturação em relação ao gelo pode ser grande, o crescimento de cristais de gelo é geralmente rápido o suficiente para gerar cristais

suficientemente grandes para precipitarem. Durante sua descida, estes cristais de gelo crescem à medida que interceptam gotículas superresfriadas de nuvem que congelam sobre eles. Este processo é conhecido como acreção, que leva a estruturas com orlas de gotículas congeladas. O granizo é um caso extremo de crescimento de partículas de gelo por acreção. Ele consiste de uma série de camadas quase concêntricas. É produzido somente em cumulonimbus, onde as correntes ascendentes são fortes e há suprimento abundante de água superresfriada. O granizo começa como pequenos embriões de gelo que crescem coletando gotículas superresfriadas enquanto caem através das nuvens. Se encontram uma forte corrente ascendente, eles podem ser levantados novamente e recomeçar a jornada para baixo. Cada viagem através da região de água superresfriada da nuvem pode representar uma camada adicional de gelo.

Os cristais de gelo podem crescer também colidindo e aderindo uns aos outros, formando cristais maiores, que são os flocos de neve. Este processo é conhecido como agregação. Partículas de gelo podem colidir umas com as outras devido às diferentes velocidades de queda.

A agregação depende fortemente da temperatura. Outro fator importante é a forma do cristal. Cristais como os dendritos, por exemplo, podem se agregar quando seus ramos se entrelaçam. Este fato é conhecido por experimentos realizados em laboratório e em observações dos flocos de neve naturais.

Um processo muito importante em nuvens frias é o Processo de Bergeron que aplica-se a hidrometeoros que estão em temperaturas abaixo de 0° C. Ele se baseia em duas propriedades interessantes da água. A primeira é a propriedade de que gotículas de nuvem não congelam a 0° C como já foi discutido anteriormente. Isto nos traz à segunda propriedade importante da água. A pressão de vapor de saturação sobre

cristais de gelo é muito menor que sobre gotículas de água superesfriada. Esta situação ocorre porque cristais de gelo são sólidos, o que significa que moléculas de água individuais no gelo são mantidas juntas mais firmemente que aquelas formando uma gotícula líquida. Portanto, é mais fácil para as moléculas de água escaparem de gotículas líquidas super-resfriadas. Por isto, as pressões de vapor de saturação são maiores sobre as gotículas líquidas super-resfriadas que sobre os cristais de gelo. Consequentemente, quando o ar está saturado ($UR=100\%$) em relação às gotículas líquidas, ele está super-saturado em relação aos cristais de gelo.

3. Dados e metodologia

3.1. Dados

Foram utilizados dados de espessura óptica de aerossol, além de dados de pluviômetros instalados em duas torres micrometeorológicas, uma delas localizada em uma região de pastagem no sudeste de Rondônia, na Fazenda Nossa Senhora (10,76 S, 62,36 W), que será chamada de agora em diante de Ji-Paraná, representa uma região de transição entre floresta e pastagem, e outra em uma reserva de pesquisa do INPA¹¹ (Instituto Nacional de Pesquisas amazônicas), denominada ZF-2 (Zona Franca 2) representando uma região onde o desmatamento não é intenso (2,36 S, 60,12 W), e que será referenciado daqui por diante como sítio de Manaus. A figura 3.1 apresenta a região onde estão instaladas as torres micrometeorológicas. Foram utilizados também dados de reanálise do modelo ETA/CPTEC¹² e *downscaling* obtido através do modelo BRAMS¹³ para a realização de estudos de caso em Ji-Paraná.

¹¹ Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

¹² Reanálise regional do modelo ETA

¹³ Brazilian Regional Atmospheric Modeling System



Figura 3.1: Localização dos sítios experimentais de Ji-Paraná e Manaus

3.1.1. Espessura óptica de aerossol

Os valores de espessura óptica foram obtidos através das medidas de fotômetros solares da rede da AERONET. O objetivo deste programa conduzido pela NASA¹⁴ é o de obter dados de propriedades ópticas dos aerossóis e validar os resultados obtidos via satélite. A AERONET é uma rede global de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto instalada ao nível da superfície e mantida pelo sistema de Observação da Terra da NASA e LOA-PHOTONS¹⁵. Este programa fornece uma série contínua de dados de acesso público de propriedades ópticas, radiativas e microfísicas dos aerossóis. Os equipamentos utilizados consistem em radiômetros espectrais automáticos (fotômetros solares), e medem a radiação direta e a espalhada, cujas

¹⁴ National Aeronautics and Space Administration

¹⁵ Laboratoire D'Optique Atmosphérique – UFR de Physique

medidas permitem monitoramento da espessura óptica dos aerossóis (AOT), entre outros produtos.

A AERONET possui alguns radiômetros espalhados pela Região Amazônica. Para este trabalho foram utilizados dados de dois sítios. O primeiro delas foi em Ouro Preto d'Oeste – RO ($10^{\circ}45' S$, $62^{\circ}21' W$), representando a região de Ji-Paraná, (figura 3.2-a). O segundo foi o de Balbina – AM ($01^{\circ}55' S$, $59^{\circ}29' W$), representando Manaus (figura 3.2-b). Para Ji-Paraná, os dados utilizados foram de 1999 até 2005 e para Manaus de 1999 a 2002, períodos estes disponibilizados na internet, na página da AERONET¹⁶.



Figura 3.2: Sítios experimentais de (a) Fazenda Nossa Senhora (representando Ji-Paraná) e (b) Balbina. (representando Manaus)

O radiômetro operado pela AERONET é o CIMEL CE-318. Segundo Holben *et al* (1998), é um radiômetro espectral motorizado, portátil, autônomo (alimentado por energia solar) e automático (figura 3.3). O radiômetro é constituído de sensores ópticos, uma caixa eletrônica e um robô. Aos sensores são acoplados colimadores, que consistem em um dispositivo construído a partir de material que absorva radiação, com o intuito de

¹⁶ <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

direcionar e suavizar os feixes radiativos. Estes, no caso, foram projetados para rejeitar luz difusa refletida pelas suas paredes. Este sensor está acoplado a um robô, que aponta a cabeça do sensor em direção ao sol, de acordo com uma rotina pré-programada. Este robô é movido por motores que se movimentam passo a passo em duas direções: do ângulo zenital e do ângulo azimutal. O radiômetro realiza duas medidas básicas, radiação direta do sol ou radiação difusa em uma seqüência programada. A radiação direta é medida em 8 bandas espectrais (340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm), determinadas através de filtros de interferência rotacionais contidos no sensor, requerendo aproximadamente 10 segundos cada medida. Uma seqüência pré-programada de medidas é realizada a partir das 7 da manhã, terminando as 7 da noite. A espessura óptica é calculada pela extinção espectral do feixe de radiação para cada comprimento de onda, baseada na lei de Beer-Lambert-Bouguer para a extinção de radiação (equação 9). Atenuação devida ao espalhamento Rayleigh (quando o diâmetro das moléculas é muito menor que o comprimento de onda da luz incidente) e absorção por ozônio e outros gases poluentes é estimada e removida para que se tenha somente a atenuação devida ao aerossol. Uma seqüência de três destas medidas é realizada com 30 segundos de espaçamento entre elas a cada 15 minutos em média.

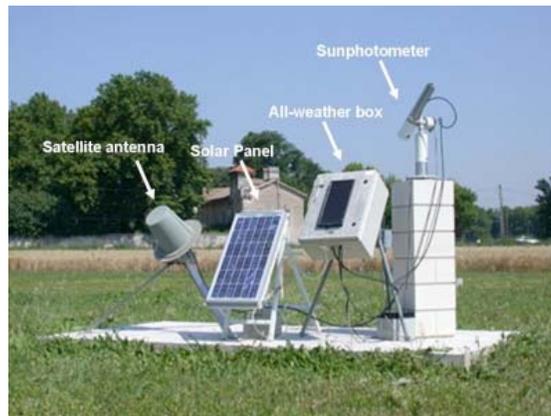


Figura 3.3: Radiômetro solar (fonte: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>)

3.1.2. Dados meteorológicos

Foram utilizados dados de precipitação obtidos através de pluviômetros instalados nas torres micrometeorológicas indicadas na fig. 3.1 e estimativa de precipitação do TRMM-3B42¹⁷ (Huffman *et al*, 2003). Os dados de satélite formam um núcleo de informações disponível para estimar a precipitação em uma escala global. A estimativa pode ser feita utilizando-se apenas um sensor, mas a utilização de dois sensores pode melhorar a acurácia, cobertura e resolução dos dados, que é o caso do TRMM-3B42.

Os dados são resultados da combinação dos sensores de microondas e o de infravermelho (temperatura de brilho do topo da nuvem). Os de microondas possuem uma forte conexão física com os hidrometeoros que resultam em precipitação na superfície. São diversos satélites de órbita baixa, mas cada satélite oferece uma amostragem muito esparsa tanto espacial quanto temporal de ocorrência de precipitação. Mesmo juntos, eles apresentam uma lacuna significativa na atual área de cobertura pelas estimativas por microondas. Já a estimativa via sensor infravermelho

¹⁷ <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged/mergeIRMicro/>

oferece uma excelente cobertura temporal e espacial. Atualmente o acesso a estes dados vem sendo altamente facilitado pelo CPC (Climate Prediction Center) do National Weather Service/NOAA¹⁸. A desvantagem nesta estimativa é que o sensor de temperatura de brilho mede a temperatura do topo da nuvem e estima a altura da nuvem. Arkin e Meisner (1987) mostraram que esta informação é fracamente correlacionada com a precipitação em pequena escala, mas relativamente bem correlacionada com largas escalas, da ordem de 2,5 ° x 2,5°.

As estimativas de precipitação produzidas pelo algoritmo do TRMM-3B42 possuem resolução temporal de 3 horas e são realizadas em três etapas: (1) a combinação das estimativas dos sensores de microondas, (2) criação de estimativas de infravermelho com as calibrações de microondas e (3) a combinação das duas estimativas.

Os demais dados foram obtidos através de reanálises do ETA/CPTEC (Aravequia *et al*, 2008), que representam uma análise objetiva, ou seja, na passagem de dados distribuídos aleatoriamente para dados em ponto de grade, utilizando dados de todas as fontes possíveis (METAR¹⁹, SYNOP²⁰, radiossonda, satélite, etc.). Uma outra fonte de dados utilizada foi o *downscaling* de reanálises do NCEP/NCAR²¹ (Kalnay *et al*, 1996). Estes dados serão descritos a seguir.

Para suprir a demanda de inúmeros projetos de pesquisa por dados meteorológicos, Aravéquia *et al* (2008) realizaram um experimento de reanálise regional, para se construir uma base de dados regular sobre a América do Sul. Eles utilizaram o sistema de assimilação de dados regional RPSAS²², desenvolvido no CPTEC

¹⁸ National Oceanic and Atmospheric Administration

¹⁹ Météorologique Aviation Régulière - Observações meteorológicas em aeroportos

²⁰ Surface Synoptic Observations

²¹ National Center for Atmospheric Research

²² Regional Physical Space Analysis System

com o apoio do Global Modeling and Assimilation Office-GMAO da NASA, com o modelo regional ETA (Messinger *et al*, 1998 e Black, 1994). A resolução da grade horizontal é de 40 Km, com 38 níveis verticais. As análises foram obtidas assimilando-se dados de satélite na forma de perfis recuperados de temperatura e umidade (retrievals ATOVS²³), dados de vento de satélite (CTW²⁴ e Quikscat), dados convencionais de superfície (SYNOP e bóias) além de dados de sondagens realizadas nos experimentos RACCI²⁵-LBA-2002 (Silva Dias *et al*, 2003) e SALLJEX²⁶-2002/2003 (Exchanges, 2004). As saídas são de 6 em 6 horas e o período é de 5 anos (200-2004) com informações detalhadas de superfície e ar superior sobre a América do Sul (Aravéquia *et al*, 2008).

Uma análise observacional mais detalhada (estudo de casos) foi feita utilizando a base de dados coletada nos experimentos RACCI e SMOCC²⁷ onde se podia encontrar além de imagens de satélite nos canais visível, diversas variáveis provenientes de *downscaling* da Reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay *et al*, 2001). O *downscaling* da reanálise (Soares Moreira e Silva Dias, 2004) foi feito utilizando o modelo BRAMS, e serve para melhorar a resolução espacial dos dados iniciais. No caso, os dados utilizados foram para a região de Ji-Paraná, e apresentavam uma resolução espacial final de 20 Km e temporal de 3 horas. A tabela 3.1 apresenta as parametrizações utilizadas no experimento.

²³ *Advanced TIROS Operational Vertical Sounder*

²⁴ *Cloud Track Wind*

²⁵ *Radiation, Cloud and Climate Interactions in the Amazonia*

²⁶ *South America Low Level Jet Experiment*

²⁷ *Smoke aerosols, clouds, rainfall and climate*

Tabela 3.1: Parametrizações utilizadas para a rodada de downscaling das reanálises do modelo NCEP/NCAR.

Parâmetros NUD	Opção utilizada 3600 s
Coordenada vertical	Primeiro ΔZ com 50 m e coordenada shaved_eta
Parametrização de cumulus	Esquema Grell e Devenyi (2002)
Shallow Cumulus	Souza e Silva (2003)
Microfísica	Walko et al. (1995) e Meyers et al. (1997)
Unidade do solo	Gevaerd e Freitas (2006)
Radiação (onda curta e onda longa)	Chen e Cotton (1983)
SST	Interpolação otimizada da TSM da NOAA (Reynolds et al. 2002).
Vegetação	Leaf 3 (Walko et al, 2000)
Classes de uso de solo	USGS (United States Geological Survey)
NDVI	MODIS (http://www.cptec.inpe.br/brams/in_data_ndvi_modis.shtml)
Textura de solo	FAO (Food Agriculture Organization)
Topografia	USGS (United States Geological Survey)

3.2. Metodologia

Os dados de espessura óptica de aerossol apresentam medidas apenas na ausência de nuvens. As medidas de AOT são realizadas a cada 15 minutos aproximadamente e, portanto, para um dia sem nuvens, são apresentadas aproximadamente 40 medidas. Assim, para que se considerasse o efeito do aerossol, foram introduzidos alguns critérios para a seleção de dias.

A questão principal é que para analisar o efeito dos aerossóis na precipitação é preciso considerar a natureza de cada um dos dados. Os dados de aerossóis são instantâneos mas são descartados na presença de chuva. Por outro lado, os dados de chuva são acumulados durante períodos pré-definidos, e no caso deste estudo são dados acumulados diários. Assim, para avaliar a relação entre as concentrações de aerossóis e as chuva diárias, consideraram-se as medidas de aerossóis no período

matutino como representativos da atmosfera em que ocorreram chuvas no resto do dia. Foram, então, selecionados apenas os dias em que havia mais de 10 medidas realizadas até às 15 UTC.

Após essa seleção, uma primeira etapa realizada foi a análise da série de dados de AOT para as duas localidades, com o intuito de verificar a distribuição de espessura óptica de aerossol. Após a determinação do comportamento médio em cada uma das localidades, os dados de AOT foram separados em 5 categorias (técnica dos quantis – Xavier *et al*, 2002), contendo 20% dos dados em cada uma delas. A partir daí, foi feita a análise do comportamento das médias das outras variáveis associadas a estes dias contidos em cada categoria. Para o caso das variáveis meteorológicas, outra consideração feita foi que o período noturno sofre a influência da espessura óptica observada no dia anterior. Desta forma, os dados meteorológicos foram defasados de 6 horas, ou seja, a média diária foi feita para o período de 06h às 05h30m do dia seguinte. As análises foram feitas para a média diária de precipitação (do pluviômetro e estimativa via TRMM para Ji-Paraná – para Manaus os dados disponíveis de estimativa coincidem com os de AOT apenas para parte do ano de 2002, limitando as análises), direção média (positiva ou negativa) das componentes zonal e meridional da velocidade do vento em 850 hPa, direção média do vento vertical em 700 hPa (ascendente ou descendente), CAPE e aquecimento diabático. Para o caso da estimativa de precipitação e dados de reanálises, as análises foram feitas para uma caixa compreendida entre aproximadamente 61°-62° W e 11°-12° S representando Ji-Paraná e outra entre 60°-61° W e 2°-3° S representando Manaus.

Em uma segunda etapa, os dados foram separados em categorias de CAPE e estudado o comportamento da espessura óptica de aerossol dentro de cada uma delas.

Seguindo a metodologia utilizada por Lin *et al* (2006), os dados foram separados em três categorias de CAPE e, dentro de cada uma das categorias foi feita uma separação em mais três categorias de AOT, ou seja, para cada categoria de CAPE foi feita uma análise separadamente. Nesta análise, os dados foram separados em 3 categorias de espessura óptica e, a partir daí, foi estudada a precipitação associada aos dias contidos nesta categoria.

A partir dos dados de espessura óptica, CAPE e precipitação foram selecionados dias para estudos de caso nas duas localidades. Para Ji-Paraná a escolha se baseou nos valores de AOT e CAPE, buscando-se casos com altos valores dos dois parâmetros, representando dias com alta atenuação de radiação e, simultaneamente, com bastante energia disponível para a convecção. Já em Manaus, foram escolhidos dias com altos valores de AOT. A justificativa para essas escolhas será vista mais adiante.

4. Resultados

Neste capítulo são discutidos os resultados obtidos. Na primeira parte são apresentadas as discussões para as análises empíricas das séries temporais, onde são inicialmente verificados os comportamentos da espessura óptica para as duas localidades estudadas, Ji-Paraná e Manaus. Nessa análise os dados passam por diferentes classificações envolvendo parâmetros meteorológicos e a espessura ótica dos aerossóis para determinar relações empíricas.

Na segunda parte são apresentados estudos de caso em que as diversas relações são exploradas para uma análise mais detalhada dos resultados obtidos na primeira parte.

4.1. Análises das séries temporais

Para iniciar as análises, foram estudados os histogramas de frequência relativa de espessura óptica para as duas localidades Ji-Paraná e Manaus, em termos de totais anuais (Fig. 4.1) e separados em estação seca, de maio a outubro (Fig. 4.2), e chuvosa, de novembro a abril (Fig. 4.3) em categorias igualmente espaçadas de AOT (valores

médios diários). Podemos observar que em Manaus o máximo se encontra entre 0,10 e 0,19 tanto para os totais anuais como para as duas estações. No caso de Ji-Paraná, apesar de apresentar um máximo para esse mesmo intervalo - para os totais anuais e para a estação seca – a distribuição de frequências apresenta-se mais larga, com um segundo máximo relativo para $AOT > 1$, que representam uma atmosfera bem poluída. Nota-se que em Manaus apenas a estação chuvosa apresenta um máximo relativo para $AOT > 1$.

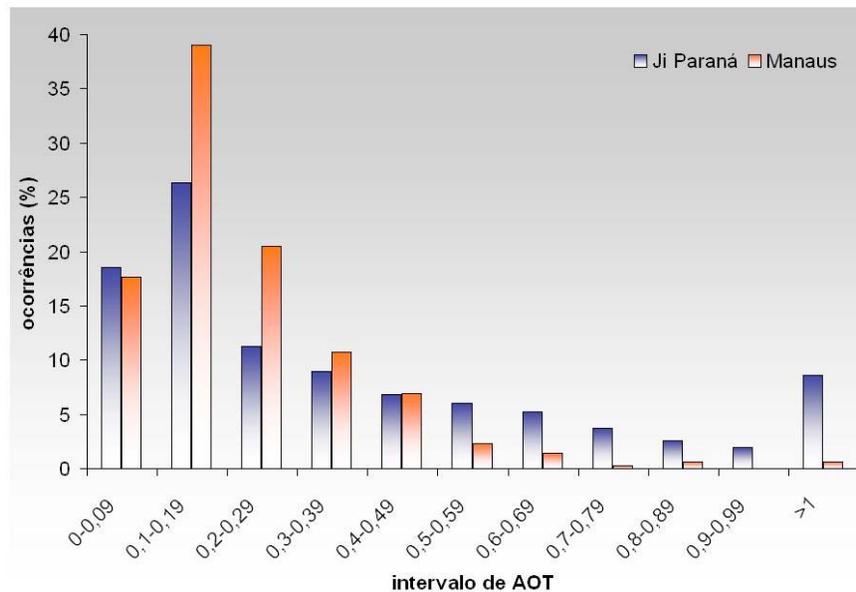


Figura 4.1: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná.

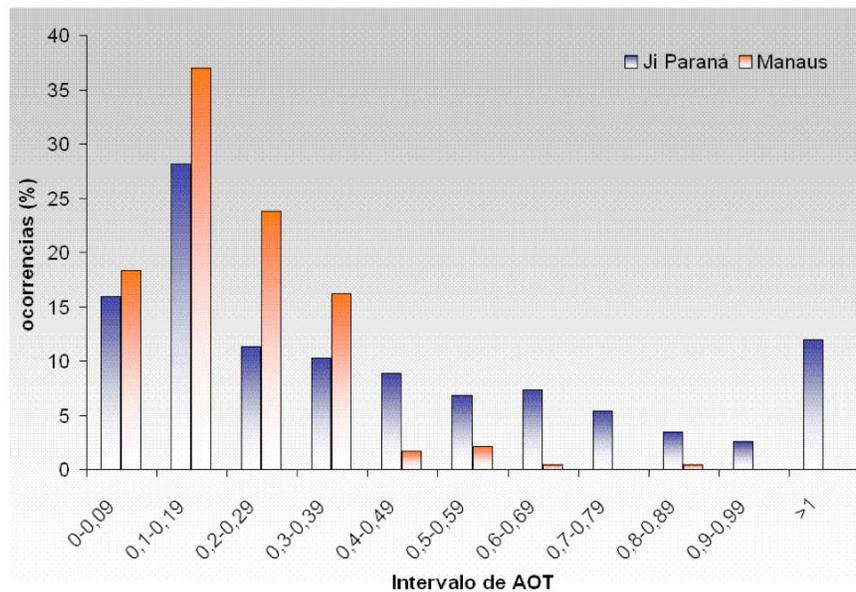


Figura 4.2: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná para a estação seca.

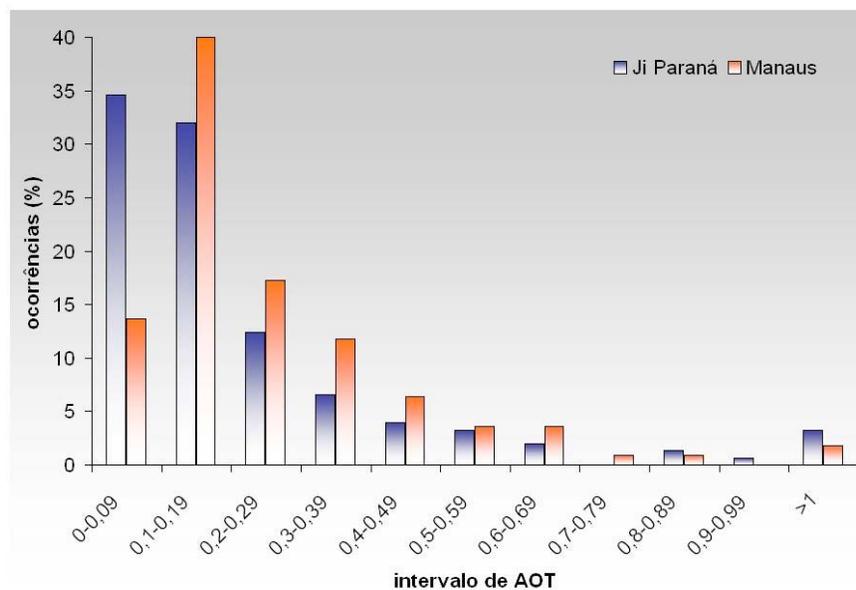


Figura 4.3: Frequência de ocorrência de cada intervalo de AOT para todo o período de 1999 a 2002 para Manaus e 1999 a 2005 para Ji-Paraná para a estação chuvosa.

A tabela 4.1 apresenta os valores médios diários de AOT, as medianas e o desvio padrão para as duas localidades, ressaltando a atmosfera com tendência bem mais

poluída em Ji-Paraná que em Manaus para a estação seca. Já na estação chuvosa, Manaus apresenta, na média, valores mais elevados do que na estação seca, além de ter valores mais altos de AOT do que Ji-Paraná na estação chuvosa.

A mediana representa a medida da localização do centro da distribuição. Já a média o valor médio da distribuição. O desvio padrão representa uma medida da dispersão da amostra, e foi calculado através da seguinte equação:

$$\sigma = \sqrt{\left(\frac{\sum (x + \bar{x})^2}{n - 1} \right)} \quad (26)$$

Tabela 4.1: Média, mediana e desvio padrão dos dados de AOT para Ji-Paraná e Manaus.

	Manaus			Ji Paraná		
	Seca	Chuvosa	total	Seca	Chuvosa	total
Média	0.210	0.275	0.225	0.457	0.239	0.403
Mediana	0.180	0.194	0.184	0.307	0.138	0.241
Desvio padrão	0.130	0.279	0.169	0.448	0.300	0.419

Os dados foram em seguida separados em categorias de AOT definidas de tal forma que cada uma das categorias tivesse o mesmo número de dados, no caso o mesmo número de dias. A tabela 4.2 apresenta o número de casos e intervalos de AOT para cada categoria nas duas localidades sendo que para Manaus, como havia apenas 3 anos de dados de AOT, as análises que não envolvam diretamente a precipitação serão feitas para os dias em que havia medida de AOT segundo a condição definida anteriormente, aumentando o número de casos em cada categoria de 28 para 68. As análises realizadas considerando os dias com dados de pluviômetro estarão indicados por *.

A figura 4.4 apresenta os valores médios de AOT em cada categoria para as duas localidades quando utilizados os dados anuais, indicado por a, e separados em estação

seca, indicado por s, e chuvosa, indicado por c. Observa-se que para Ji-Paraná os valores são bem mais elevados que em Manaus, chegando à categoria 5 a apresentar valores de AOT médios acima do dobro da categoria 5 em Manaus. Além disto, Ji-Paraná apresenta uma variabilidade bem maior entre a categoria mais limpa e mais poluída e também entre os resultados para a estação seca e chuvosa, indicando uma maior sazonalidade na AOT. Podemos observar na Tabela 4.1 que Manaus apresenta na categoria 4 o valor máximo próximo da metade do correspondente em Ji-Paraná, demonstrando um padrão de poluição bem menor, onde apenas 1/5 dos dias apresentam AOT acima de 0,32, enquanto Ji-Paraná tem mais do que 2/5.

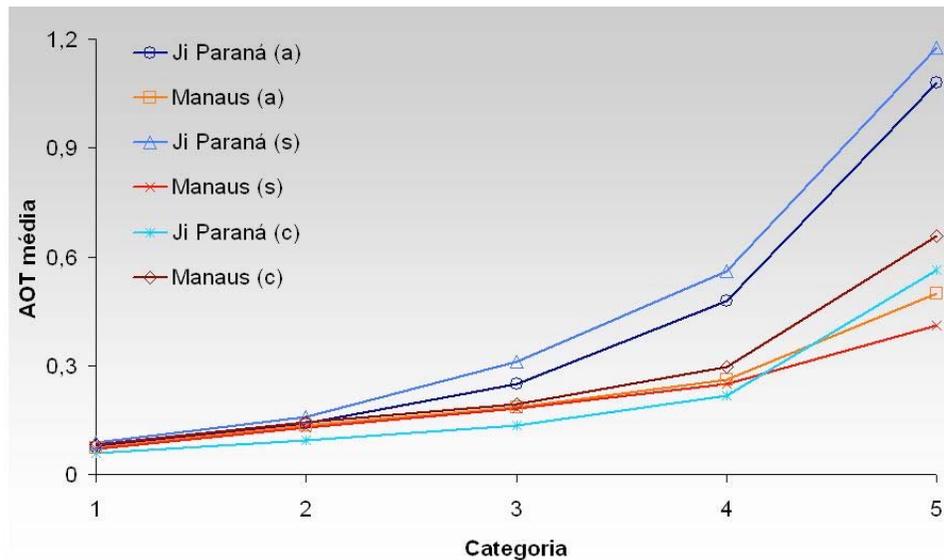


Figura 4.4: Valores de AOT médio para cada categoria definida com número igual de casos.

Tabela 4.2: Número de casos, AOT mínima e AOT máxima em cada uma das 5 categorias, para Ji-Paraná, Manaus com dados de Aot e com dados de AOT e precipitação (*).

	Ji-Paraná			Manaus			Manaus*		
	Casos	AOT _{mín}	AOT _{máx}	Casos	AOT _{mín}	AOT _{máx}	Casos	AOT _{mín}	AOT _{máx}
CAT 1	102	0.023	0.106	69	0.037	0.109	28	0.037	0.087
CAT 2	102	0.109	0.177	68	0.109	0.160	28	0.087	0.145
CAT 3	102	0.178	0.350	68	0.160	0.210	28	0.146	0.195
CAT 4	101	0.357	0.623	68	0.213	0.317	28	0.197	0.316
CAT 5	101	0.624	2.923	68	0.320	1.953	28	0.343	1.895

4.1.1. Ventos

Para cada categoria de AOT definida em 4.1, foi feita uma análise das direções predominantes do vento em 850 hPa, ou seja, do número de eventos de leste, de oeste, de sul e de norte contidos em cada uma delas. Constatou-se que há uma grande predominância de ventos de leste em Manaus, apresentando-se apenas um evento com vento de oeste (figura não apresentada), o que é esperado devido à presença constante dos ventos alísios. Já para Ji-Paraná (figura 4.5) a maior parte das ocorrências encontram-se abaixo dos 50% para vento de leste, indicando a predominância de vento de oeste até a categoria 4, apesar dos valores se encontrarem bem perto dos 50%. Na categoria 5 aumenta a predominância de vento de oeste para o caso anual e seco, enquanto na estação chuvosa os eventos passam a ser preferencialmente de leste. Este mesmo resultado foi obtido por Williams *et al.* (2002), que observou que na estação chuvosa, para ventos em 850 hPa, os eventos em regimes de leste estão associados à fortes correntes ascendentes, grandes concentrações de aerossol e ampla ocorrência de relâmpagos, enquanto os associados a regimes de oeste apresentam características típicas de sistemas oceânicos, ou seja, de atmosfera limpa.

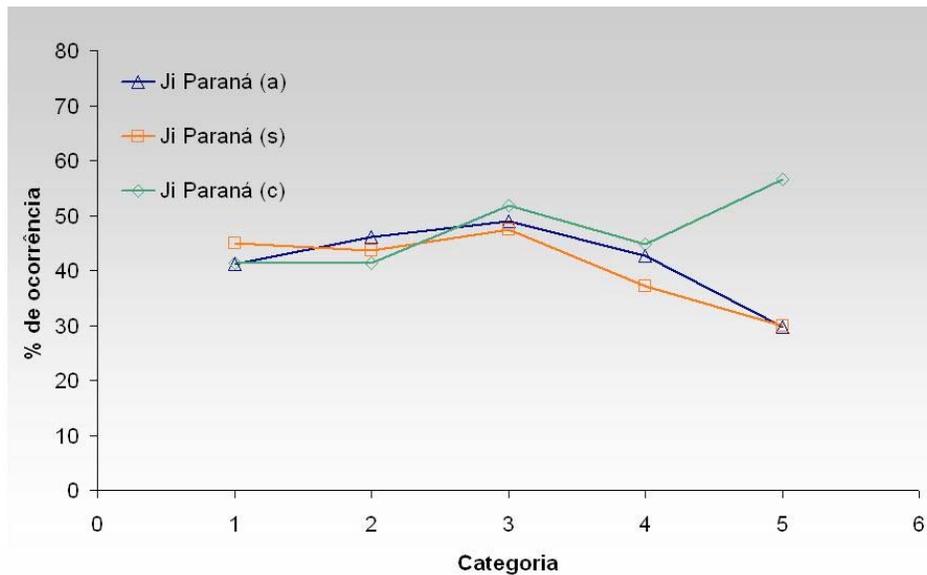


Figura 4.5: Parcela de número de dias predominância de vento de leste para cada categoria de AOT da Tabela 4.1 em Ji-Paraná.

Para o vento meridional, temos um aumento no número de ocorrência de vento de sul para categorias mais poluídas em Ji-Paraná, contra uma diminuição em Manaus (figura 4.6). Uma possível causa de ser a ocorrência de ventos de sul associados a uma maior espessura óptica é o transporte de material de queimada proveniente do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Para os casos de estação seca (figura 4.7), o padrão é o mesmo em Ji-Paraná enquanto para Manaus não há um padrão definido.

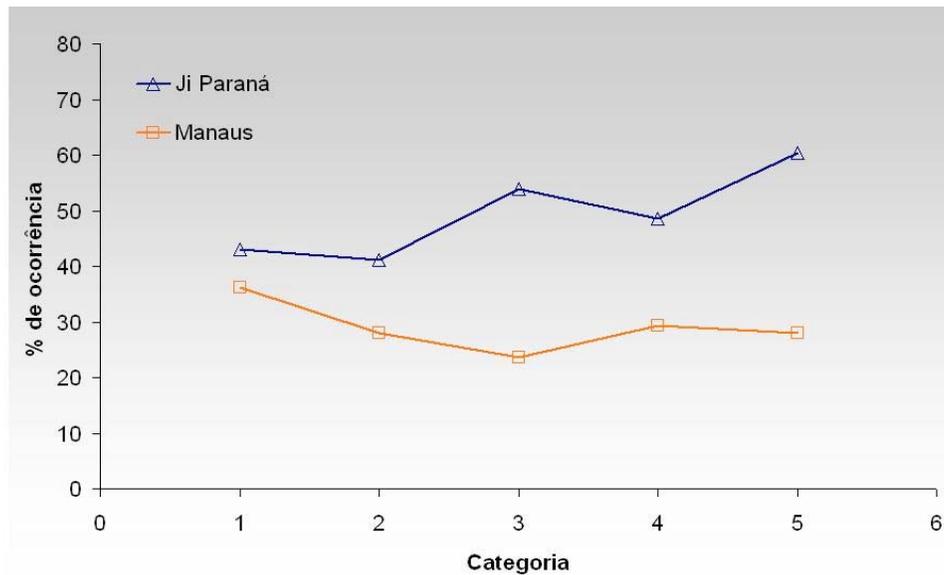


Figura 4.6: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período anual.

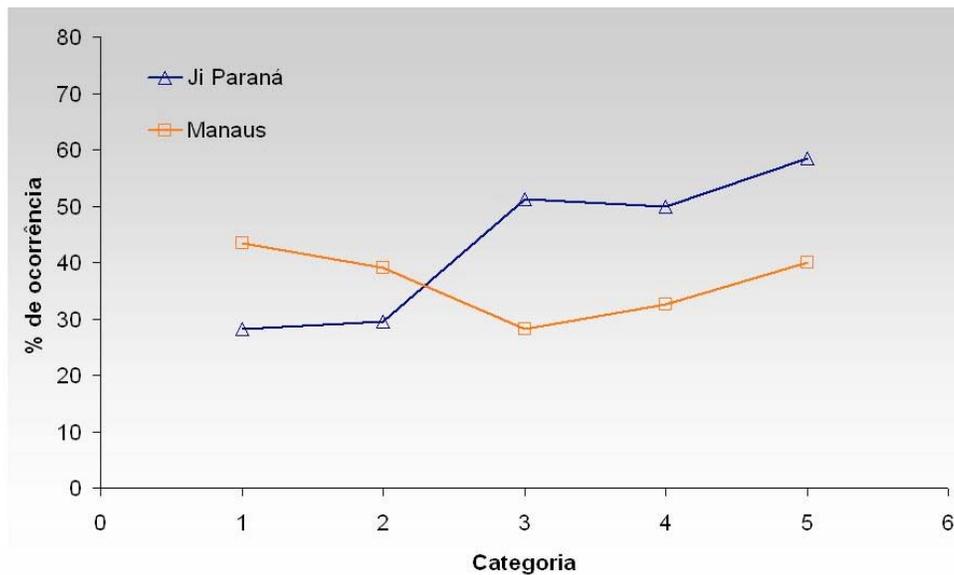


Figura 4.7: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período seco.

Para a estação chuvosa (figura 4.8), Ji-Paraná apresenta predominância de ventos de sul em todas as categorias, com máximo na categoria 4, onde os valores de espessura óptica ficam em torno de 0,22 e, portanto, não representam exatamente uma

atmosfera poluída, podendo, portanto, estar associado à presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (Herdies *et al*, 2002). Um outro indício disto é que o máximo da precipitação ocorre nesta categoria para a estação chuvosa em Ji-Paraná, tendo uma média de 4,8 mm contra 3,7 mm na categoria 5 (figura não apresentada).

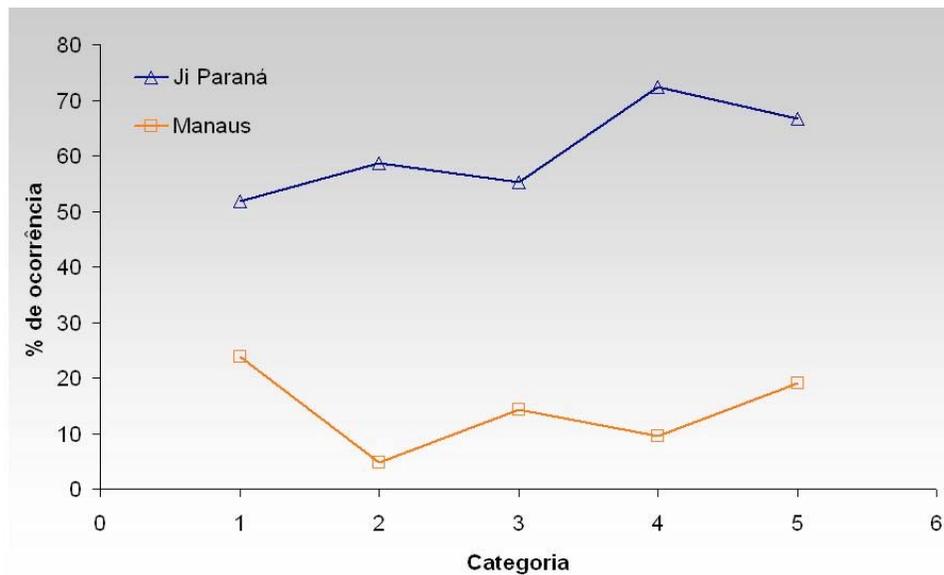


Figura 4.8: Parcela de número de dias predominância de vento de sul para cada categoria para o período chuvoso.

A velocidade vertical em coordenadas de pressão, denominada omega, indica movimento ascendente para valores negativos e descendente para valores positivos. O omega em 700 hPa foi estudado como indicador de estabilidade: no caso de uma atmosfera com movimentos subsidentes em 700 hPa há em geral a formação de uma inversão térmica indicando situação de estabilidade termodinâmica. No caso de haver movimentos ascendentes em 700 hPa, ou seja omega negativo, há uma associação com levantamento de grande escala e uma situação em que podem formar-se nuvens em grandes áreas numa situação considerada instável. O mesmo procedimento utilizado

para os ventos horizontais foi utilizado aqui. Os resultados são apresentados na figura 4.9 e indicam uma predominância de movimento subsidente em todas as situações para Ji-Paraná, com um comportamento semelhante em todas as categorias na estação seca e nos dados anuais (em torno de 65% das ocorrências) e apresentando um decaimento com a categoria apenas para a estação chuvosa, indicando que em categorias mais poluídas há uma diminuição na estabilidade com a categoria. Já em Manaus (figura 4.10) temos um comportamento indefinido na estação chuvosa, apresentando um mínimo não muito significativo na categoria 4. Na estação seca e no total anual Manaus apresenta um padrão similar ao de Ji-Paraná, variando apenas a magnitude (valores em torno de 50% para movimento subsidente em todas as categorias).

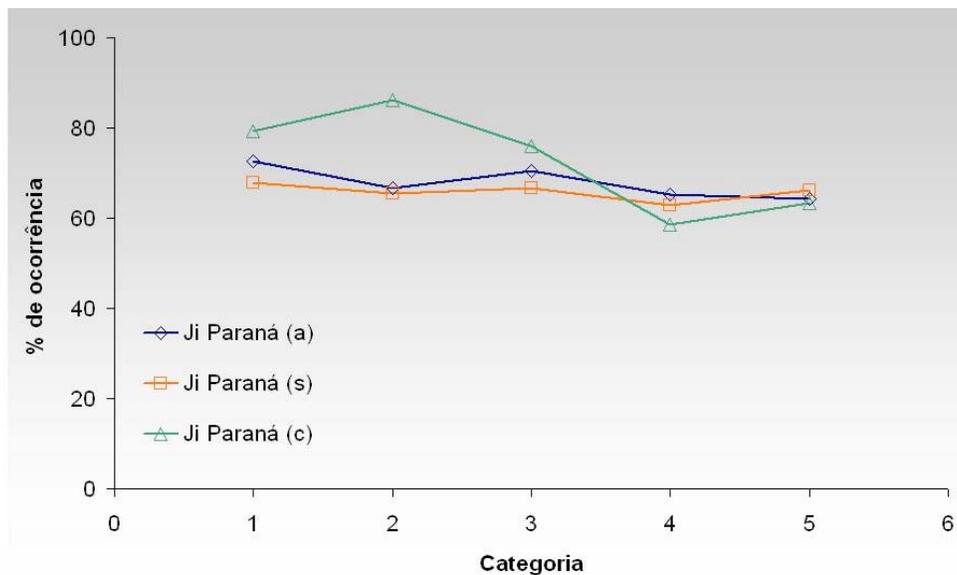


Figura 4.9: Parcela de número de dias com predominância de subsidência em 700 hPa para cada categoria de AOT da tabela 4.1 em Ji-Paraná.

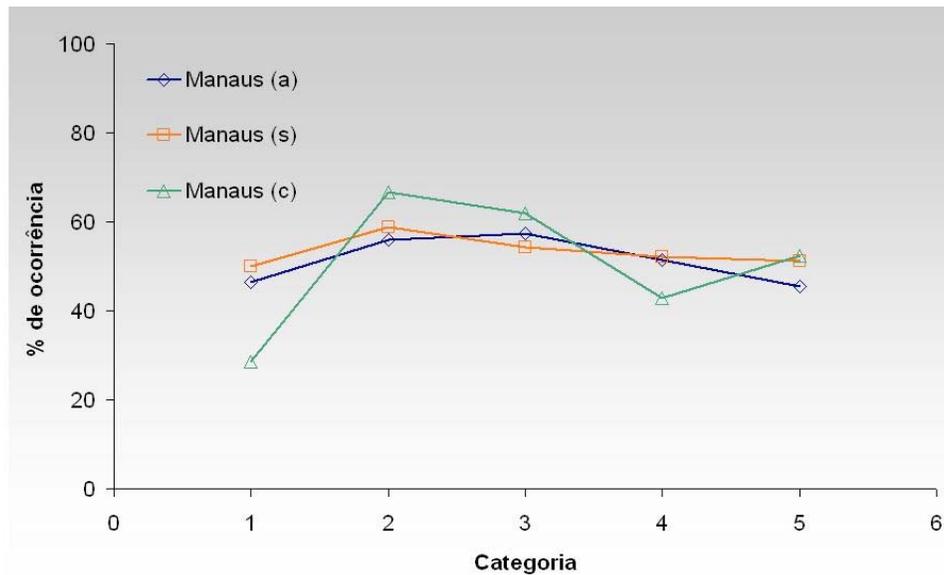


Figura 4.10: Parcela de número de dias com predominância de subsidência em 700 hPa para cada categoria de AOT da tabela 4.1 em Manaus.

4.1.2. Precipitação

Para análise da intensidade de precipitação associada às categorias de AOT deve-se lembrar, antes de tudo, que quando chove não se pode medir a AOT. Assim os dados de AOT e de chuva num mesmo dia se referem a períodos distintos do dia. Por exemplo, na parte da manhã quando ainda não começou a chover obtém-se o valor de AOT. No período da tarde, ocorrendo chuva tem-se o total do dia. Se por outro lado o dia permanecer chuvoso de manhã e à tarde, não há medida de AOT e o caso não é considerado.

A figura 4.11 apresenta a porcentagem da precipitação total observada em cada categoria de AOT da tabela 4.1 para os dados dos pluviômetros nas torres e também, no caso de Ji-Paraná, para estimativas de satélite - TRMM. Observa-se que para os dados

do pluviômetro em Ji-Paraná ocorre um aumento da precipitação com a categoria, enquanto em Manaus o máximo encontra-se na categoria 4. Para a estimativa do TRMM não há um padrão definido. Para Manaus, ocorre um máximo na categoria 4, a mesma onde há um mínimo de subsidência na estação chuvosa (figura 4.10).

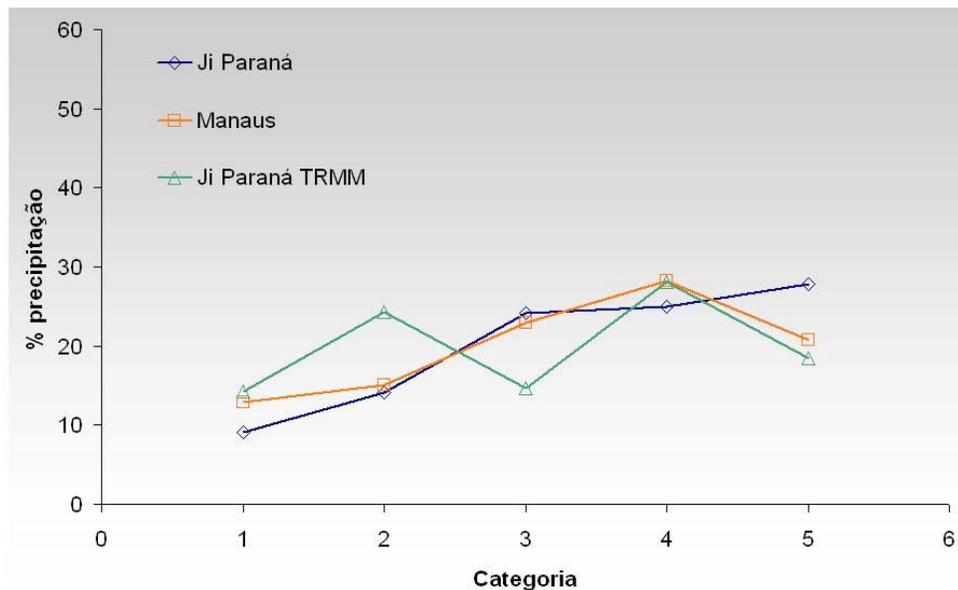


Figura 4.11: Parcela do total de precipitação anual (mm) para cada categoria em relação ao total geral observado para Ji-Paraná com dados de pluviômetro e estimativa de satélite e para Manaus*.

Separando-se os dados da estação seca (figura 4.12), temos o máximo bastante destacado na categoria 4 para o pluviômetro em Ji-Paraná, onde os valores de AOT podem ser considerados relativamente altos (entre 0,44 e 0,74). Já para os dados do TRMM há um comportamento com pouca variação entre as categorias. Em Manaus os máximos se encontram nas categorias mais altas.

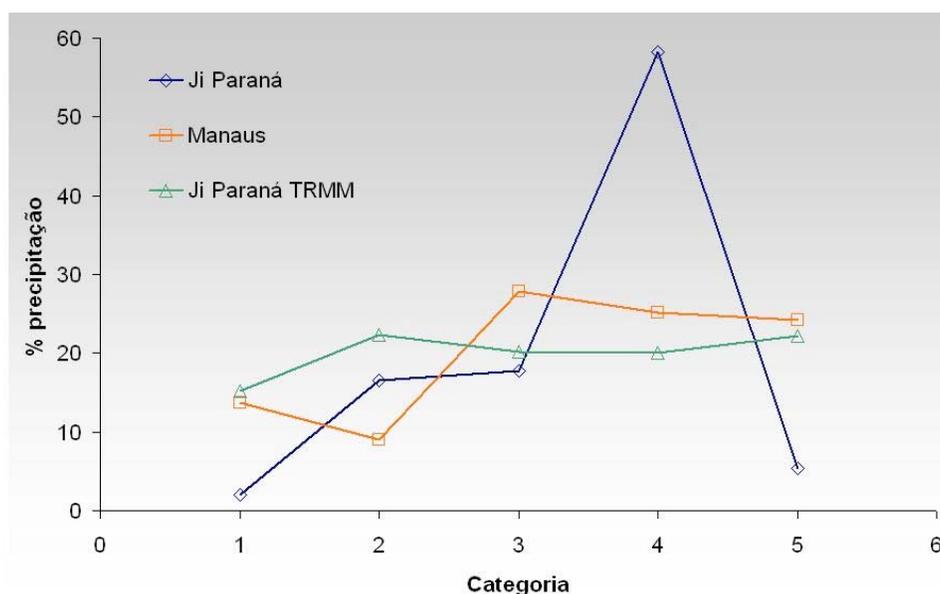


Figura 4.12: Parcela do total de precipitação na estação seca (mm) para cada categoria em relação ao total geral observado, ou seja, a sua soma corresponde a 100% da amostra total para a estação seca.

Tabela 4.3: Intervalo de AOT, número de dias com precipitação, total de precipitação e total de precipitação em eventos com mais de 10 mm para Ji-Paraná e Manaus para totais anuais.

Ji Paraná					Manaus				
AOT _{mín}	AOT _{máx}	ndias	ppt(mm)	>10mm	AOT _{mín}	AOT _{máx}	ndias	ppt(mm)	>10mm
0.023	0.106	9.0	60.2	26.4	0.037	0.087	13.0	36.7	0.0
0.109	0.177	10.0	93.3	70.7	0.087	0.145	11.0	42.8	0.0
0.178	0.350	15.0	160.4	117.6	0.146	0.195	15.0	65.2	12.0
0.357	0.623	8.0	165.5	155.3	0.197	0.316	18.0	80.0	15.4
0.624	2.923	8.0	184.4	173.8	0.343	1.895	16.0	59.0	13.8

Para verificação da intensidade dos eventos ocorridos foi feita a análise do total de chuva e do número de dias com precipitação acima de 10 mm (tabela 4.3). A figura 4.13 apresenta a porcentagem da precipitação de cada categoria atribuída a eventos com mais de 10 mm de precipitação nas duas regiões e acima de 20 mm para Ji-Paraná. Observa-se que para Ji-Paraná quase toda a precipitação das categorias mais poluídas ocorre em eventos mais intensos (aproximadamente 95% nas categorias 4 e 5 em eventos somando mais de 10 mm e em torno de 70% para eventos com mais de 20

mm). Já em Manaus os valores são bem mais baixos, indicando que a maior parte da chuva ocorreu em eventos com menos de 10 mm de precipitação diária. Analisando separadamente a estação seca (figura 4.14) temos a maior parte da precipitação ocorrendo em casos com mais de 10 mm de precipitação para todas as categorias, exceto na 1 em Ji-Paraná, onde não há nenhum evento, enquanto Manaus apenas as categorias 3 e 4 apresentam casos deste tipo. Isto indica uma propensão a eventos mais intensos em atmosferas mais poluídas. Um ponto importante a ser observado é que, em Ji-Paraná, apenas 2 eventos com mais de 50 mm somaram 133 mm na categoria 4. Estes foram os dois únicos eventos com esta magnitude e ambos ocorreram na estação seca.

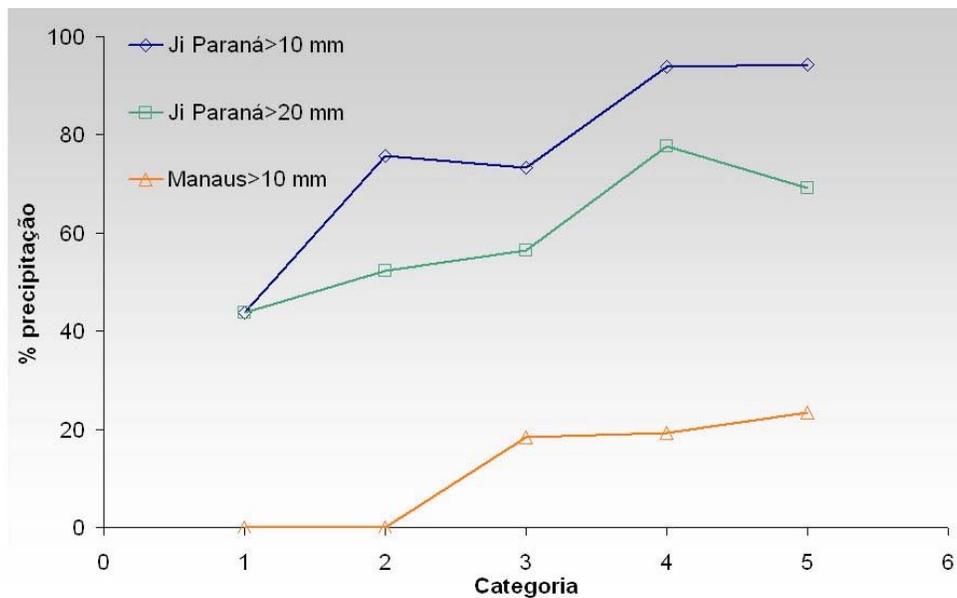


Figura 4.13: Parcela do total de precipitação maior que 10 mm em relação ao total observado na categoria para o período anual.

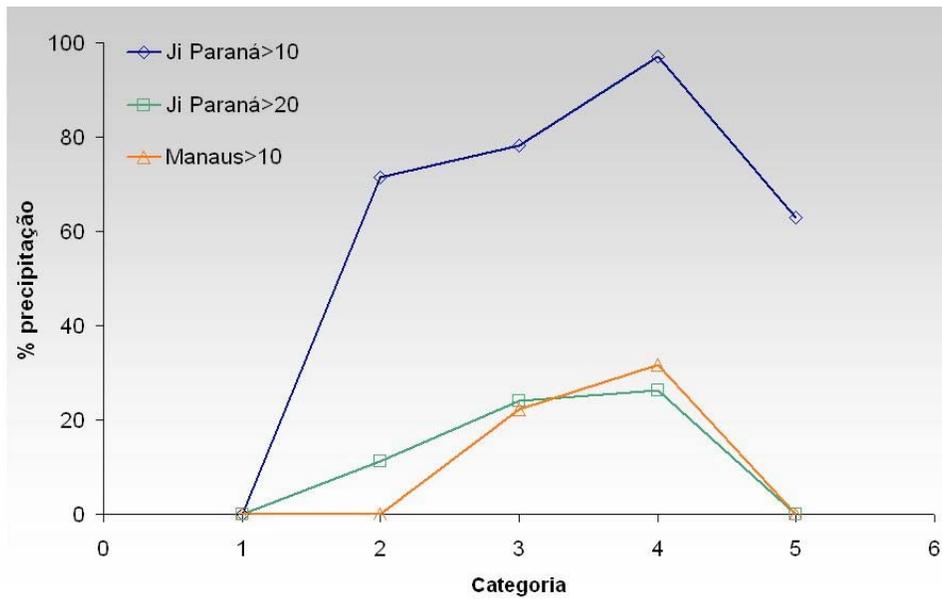


Figura 4.14: Parcela do total de precipitação maior que 10 mm em relação ao total observado na categoria para a estação seca.

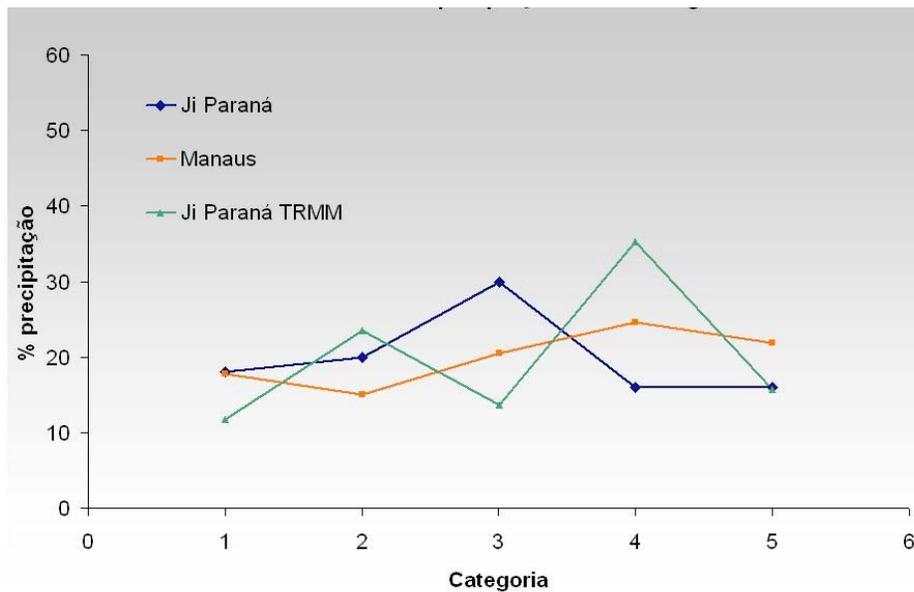


Figura 4.15: Parcela de número de dias com precipitação maior que 1 mm em relação ao total geral para o período anual.

Já para a análise do número de dias com precipitação apenas Manaus apresenta um padrão ligeiramente crescente tanto para o caso anual (figura 4.15) como para a estação seca (figura 4.16). Para os dados anuais em Ji-Paraná, considerando que quase

toda a precipitação ocorre em eventos com mais de 10 mm nestas categorias (figura 4.13) e que apenas 10% dos dias de chuva encontram-se nela, podemos concluir que os eventos são realmente intensos.

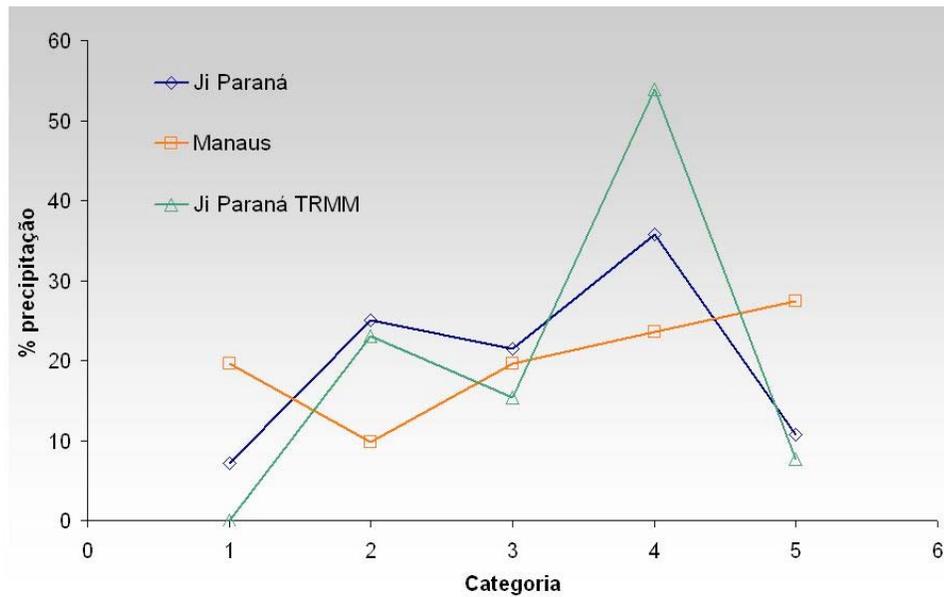


Figura 4.16: Parcela de número de dias com precipitação maior que 1 mm em relação ao total geral para todo o período seco.

4.1.3. Parâmetros convectivos

No estudo de parâmetros convectivos foram analisados os quantis de CAPE e aquecimento diabático. O CAPE indica a energia disponível no ambiente para formação de convecção e o aquecimento diabático representa a presença de fontes de calor, que pode ser uma fonte de calor sensível (algum material absorvendo radiação e reemitindo-a na forma de calor) ou de calor latente (na formação de gotas de nuvem ou gelo, por exemplo, energia térmica é liberada pelo sistema).

A figura 4.17 apresenta os resultados obtidos para aquecimento diabático médio em 700 hPa em Ji-Paraná. Podemos observar um comportamento estritamente positivo, indicando a presença de uma fonte de calor neste nível, enquanto em Manaus o comportamento oscila entre positivo e negativo na média anual. Já na estação chuvosa em Manaus os valores são sempre positivos. Isto já é esperado pois neste período ocorre a formação de nuvens com muito mais frequência que nas outras épocas do ano e estas podem atuar como fonte de calor latente.

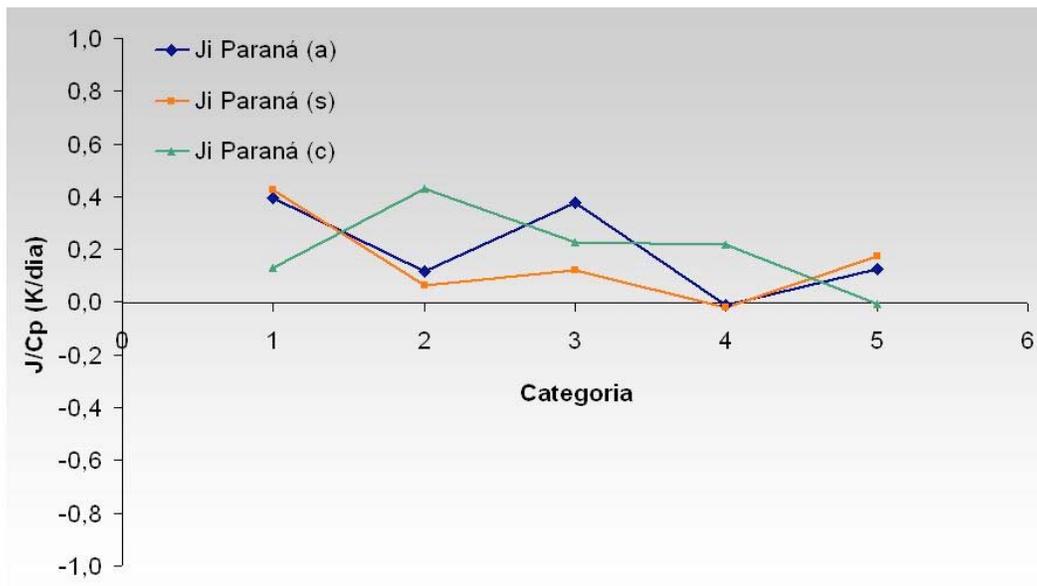


Figura 4.17: Aquecimento diabático médio em 700 hPa para cada categoria em Ji-Paraná.

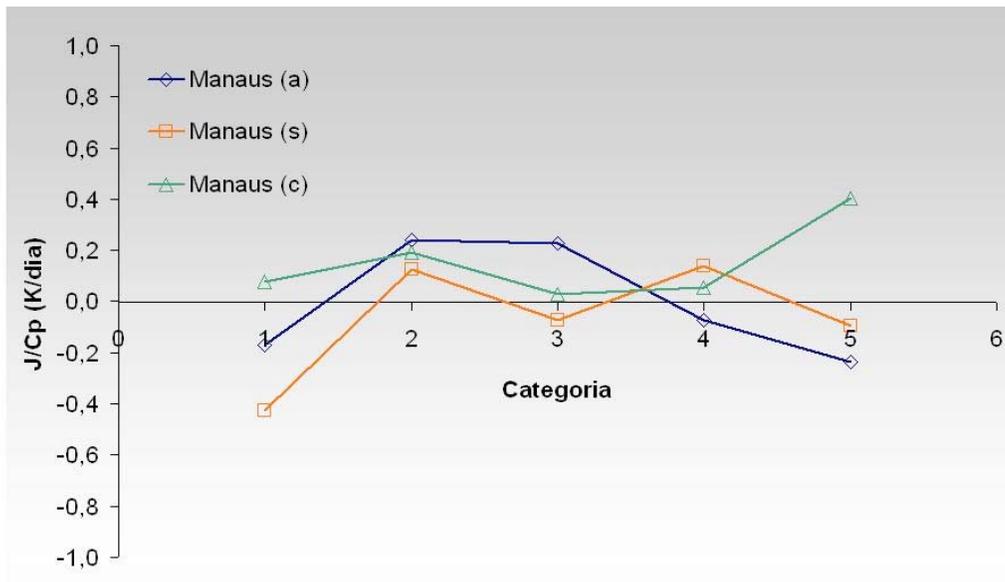


Figura 4.18: Aquecimento diabático médio em 700 hPa para cada categoria em Manaus.

A figura 4.19 apresenta os resultados obtidos para o valor médio de CAPE nas duas regiões. Observa-se que os valores máximos estão nas categorias mais poluídas em Ji-Paraná. Já em Manaus a estação chuvosa (c) não apresenta um padrão definido, enquanto o período seco (s) e anual (a) apresentam um padrão próximo ao de Ji-Paraná, apesar das diferenças nas magnitudes (Manaus é mais elevado). Uma das causas desta diferença de magnitude pode ser o fato de Manaus se localizar em uma latitude bem mais próxima ao Equador que Ji-Paraná, sofrendo influência da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) principalmente na estação chuvosa, quando ela se desloca mais para o Hemisfério Sul.

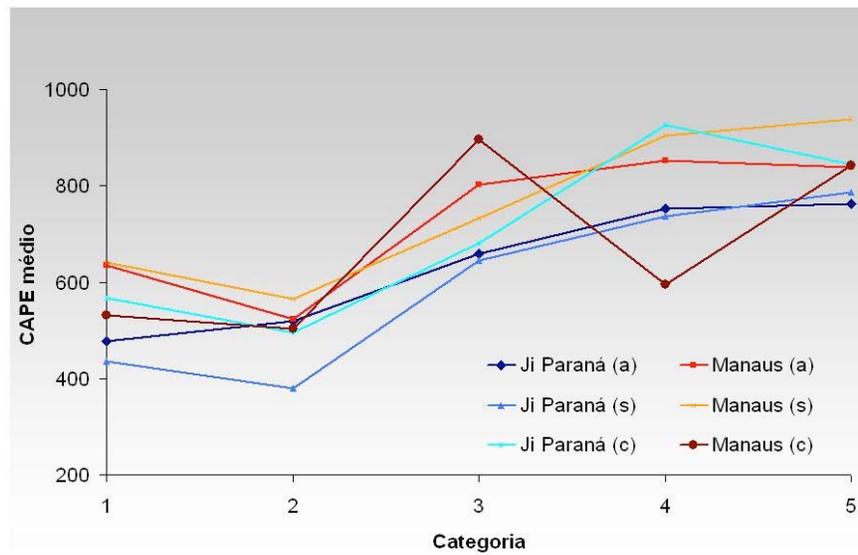


Figura 4.19: CAPE médio para cada categoria de AOT.

A figura 4.20 apresenta os valores médios diários de AOT para a separação em 5 categorias de CAPE. Observa-se que na estação seca e no total anual, Ji-Paraná apresenta valores de AOT aumentando com o CAPE. Isto indica que em situações com alta disponibilidade de energia para a formação de convecção a espessura óptica fica em torno de 0,5, característica de uma atmosfera poluída. Já Manaus apresenta máximos discretos na categoria intermediária, tanto na análise anual como na estação chuvosa. Na estação seca a tendência é levemente crescente, apresentando pouca variação entre a AOT média na categoria 1 e 5.

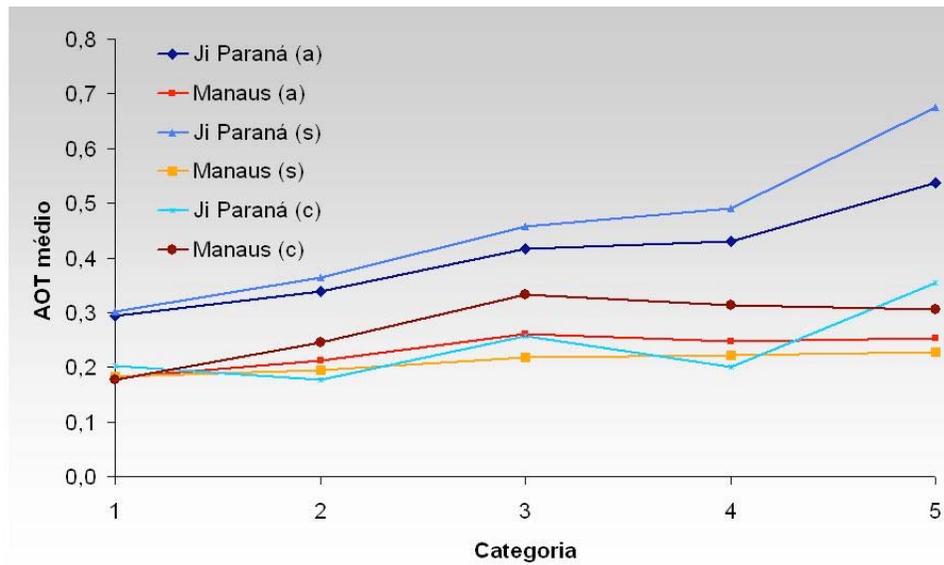


Figura 4.20: AOT médio para cada categoria de CAPE.

Seguindo a linha de Lin *et al*, 2006, os dados foram separando em três categorias associadas aos valores de CAPE (tabela 4.4). Podemos observar nas duas regiões um aumento da espessura óptica associada a um aumento na precipitação para as categorias com maiores valores de CAPE, mais intensamente em Ji-Paraná. Isto indica uma tendência de atmosfera em níveis mais poluídos associada a valores elevados de energia disponível para convecção, além de uma maior precipitação observada. Em uma segunda etapa, os dados de cada categoria de CAPE foram separados em três subcategorias de AOT, usando a mesma metodologia já descrita. Temos, para Ji-Paraná (tabela 4.5), um decréscimo da precipitação com a AOT no caso de CAPE mais baixo contra um aumento na categoria de CAPE mais elevado, enquanto na categoria intermediária o máximo fica na categoria 2. Em Manaus (tabela 4.6), as três categorias de CAPE apresentam aumento de precipitação associado a aumento na espessura óptica. Apesar disto, nas categorias 1 e 3 o intervalo de AOT é muito menor que em Ji-Paraná. A figura 4.21 realça estes resultados.

Tabela 4.4: Número de casos e AOT e precipitação média associada a cada uma das três categorias de CAPE em Ji-Paraná e em Manaus

	Ji Paraná					Manaus*				
	Casos	CAPE _{mín}	CAPE _{máx}	AOT	PPT pluv	Casos	CAPE _{mín}	CAPE _{máx}	AOT	PPT pluv
CAT 1	170	0.0	163.8	0.315	1.1	47	0.1	416.0	0.183	1.4
CAT 2	170	168.2	843.5	0.400	1.5	47	423.9	1046.9	0.247	2.1
CAT 3	169	844.5	3076.3	0.494	3.1	48	1054.1	2336.7	0.253	2.3

Tabela 4.5: Categorias de AOT calculadas dentro de cada categoria de CAPE da tabela 3 para Ji-Paraná e precipitação média associada.

	Ji Paraná								
	CAT 1 de CAPE			CAT 2 de CAPE			CAT 3 de CAPE		
	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT
CAT 1 AOT	0.044	0.123	1.3	0.037	0.149	0.7	0.038	0.199	1.2
CAT 2 AOT	0.123	0.322	1.8	0.149	0.493	2.3	0.215	0.493	3.5
CAT 3 AOT	0.328	1.479	0.0	0.495	2.186	1.7	0.516	2.923	4.7

Tabela 4.6: Categorias de AOT calculadas dentro de cada categoria de CAPE da tabela 3 para Manaus e precipitação média associada.

	Manaus								
	CAT 1 de CAPE			CAT 2 de CAPE			CAT 3 de CAPE		
	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT	AOT _{mín}	AOT _{máx}	PPT
CAT 1 AOT	0.037	0.109	1.1	0.042	0.098	1.2	0.068	0.164	1.7
CAT 2 AOT	0.109	0.177	1.0	0.099	0.266	2.4	0.164	0.263	2.1
CAT 3 AOT	0.178	0.672	2.1	0.269	1.895	2.8	0.276	0.640	3.2

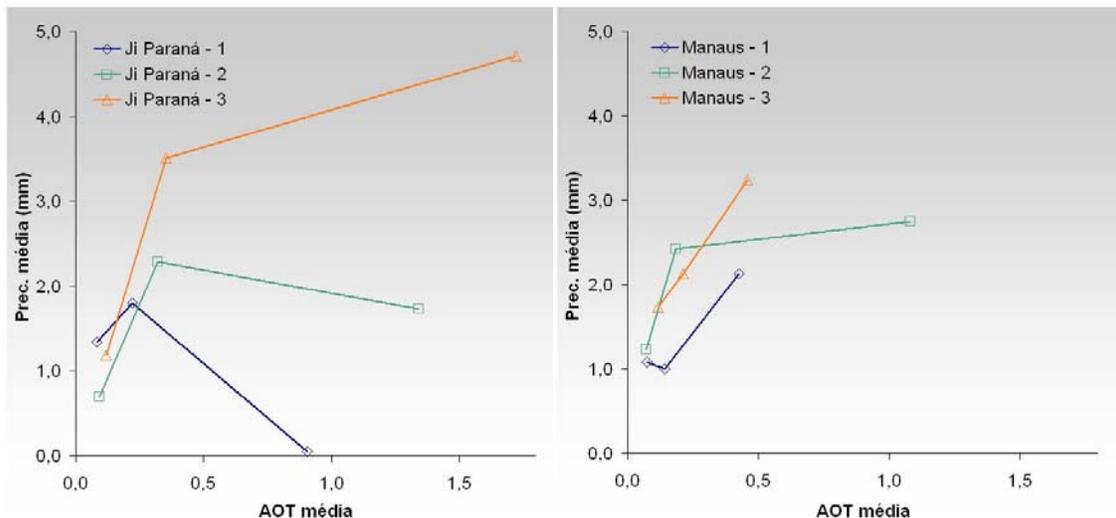


Figura 4.21: Precipitação média para valores médios de AOT em cada uma das três categorias de CAPE em Ji-Paraná e em Manaus.

4.2. Estudos de Caso

4.2.1 Manaus

Como em Manaus os dias com maiores valores de AOT encontravam-se na estação chuvosa, diferente do que se espera, foram escolhidos os dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001, que apresentavam altos valores de espessura óptica, apesar de representarem o início da estação chuvosa. O dia 24, apesar de apresentar um valor relativamente baixo, encontra-se na categoria 4 para Manaus, tanto para a estação chuvosa quanto para a seca. O intuito foi verificar o que poderia levar a valores mais elevados quando se esperava uma atmosfera menos poluída. A tabela 4.7 apresenta os dias escolhidos e valores médios de CAPE, aquecimento diabático, direção preferencial das três componentes do vento e precipitação associadas à eles.

Podemos observar que os valores de CAPE aumentam com a AOT. O movimento vertical é ascendente nos três dias, indicando uma instabilidade, segundo conceito utilizado para análises empíricas e os dias 25 e 26 apresentam precipitação como pode ser observado também na série diária de precipitação para estes dias (figura 4.22). Os valores do eixo x são referentes a hora local e, desta forma, podemos observar que a precipitação ocorreu nos períodos tarde e noite. A figura 4.23 apresenta a série temporal de AOT para os três dias em estudo, onde pode-se observar medidas relativamente contínuas como já era esperado pela condição imposta na escolha dos dias para análise. Os valores são relativamente baixos no dia 24, enquanto nos dias 25 e 26, os valores são mais elevados.

Tabela 4.7: Dias escolhidos para estudo em Manaus, e respectivas espessuras ópticas, CAPE, aquecimento diabático em 700 hPa médios, direção preferencial do vento meridional e zonal em 850 hPa, omega em 700 hPa e precipitação média.

Data	aot	cape	J/Cp (700)	V	U	Omega	Prec.
24/nov	0.291	410.8	-0.2	de norte	de leste	asc.	0.0
25/nov	0.691	1424.2	-1.4	de sul	de leste	asc.	1.4
26/nov	0.693	1780.4	1.2	de norte	de leste	asc.	8.6

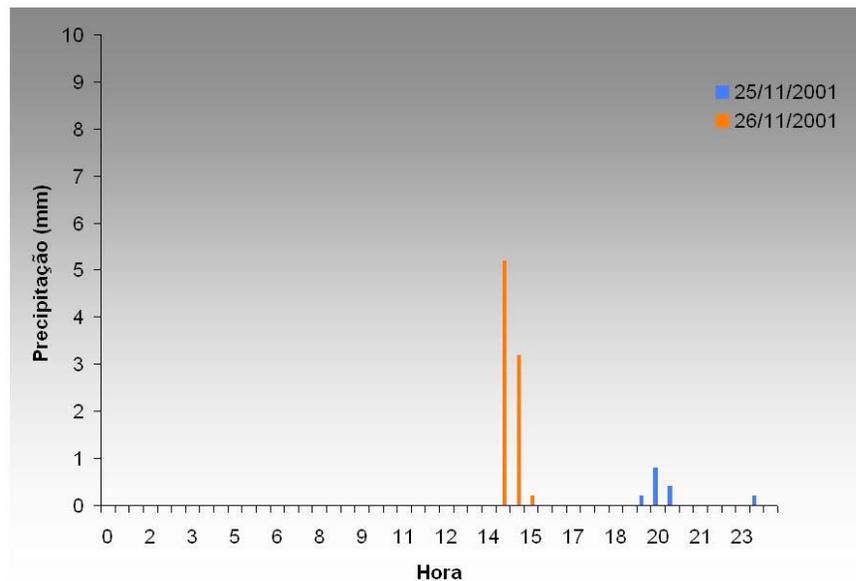


Figura 4.22: Série temporal de precipitação nos dias 25 e 26 de novembro de 2001

Foi então explorada a possibilidade de que os valores mais altos de AOT estivessem sendo produzidos não por aerossóis mas sim por nuvens altas. Para verificação da presença de nuvens, foi utilizada a série temporal da radiação de onda curta incidente (ROCI_n). A oscilação observada no gráfico representa a passagem de nuvens, ou seja, para um dia sem nuvens a curva seria suave sem variações bruscas de hora a hora.

A figura 4.25 apresenta as imagens de satélite no canal do visível para os três dias, em horários coincidentes com as medidas do fotômetro. Podemos observar a presença de nuvens nos três dias, indicando uma possível influência destas nos resultados de AOT,

apesar de estarem ocorrendo medidas do fotômetro. Para uma melhor análise foram utilizados dados de refletância de cirrus, em uma área entre 63 e 62 oeste e 3 e 2 sul, calculados com dados do MODIS²⁸ (figura 4.26). Os resultados são apresentados como razão entre a radiação incidente em um corpo e a radiação refletida por ele, e indicam a presença de cirrus nos três dias, principalmente no dia 25, onde também se observam os maiores valores de AOT (figura 4.23).

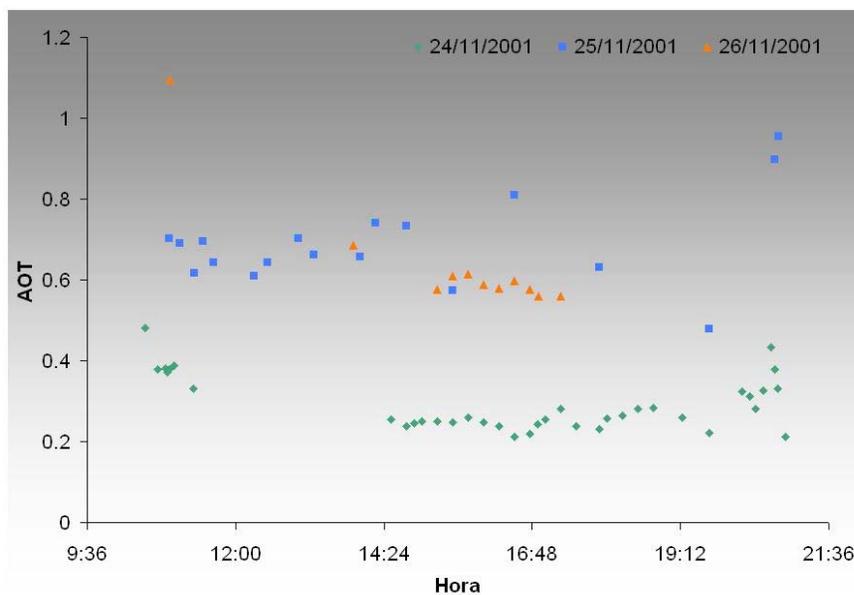


Figura 4.23: Série temporal de AOT nos dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001

²⁸ <http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/>

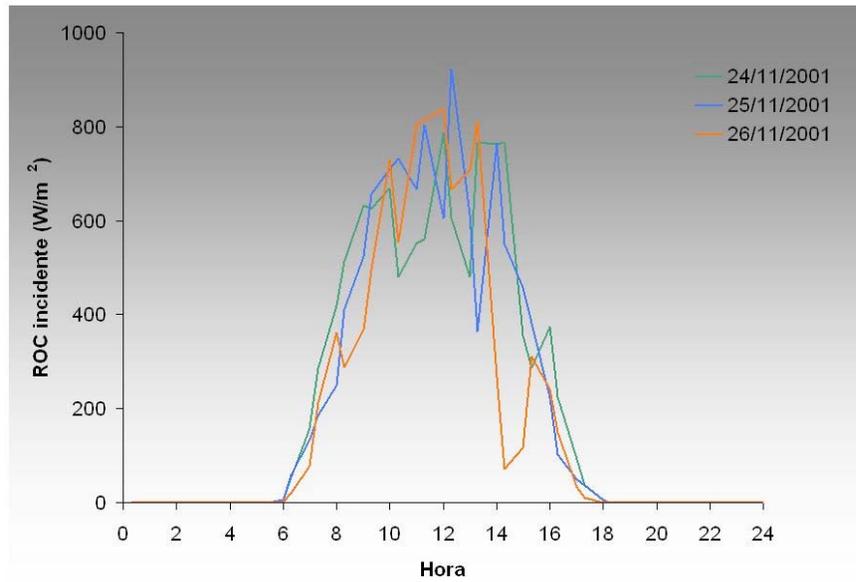


Figura 4.24: Série temporal de ROC incidente nos dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001

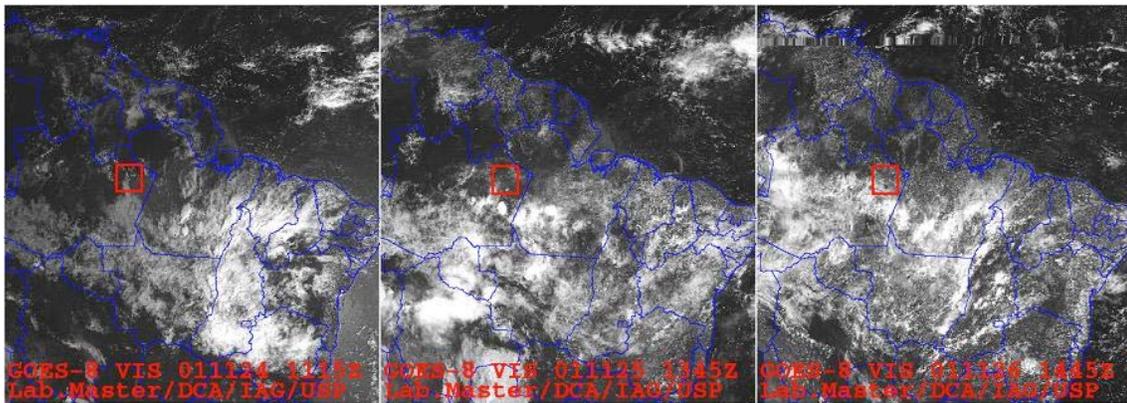


Figura 4.25: Imagens de satélite no canal do visível para os dias 24, 25 e 26 de novembro de 2001, a região em vermelho é a região de análise.

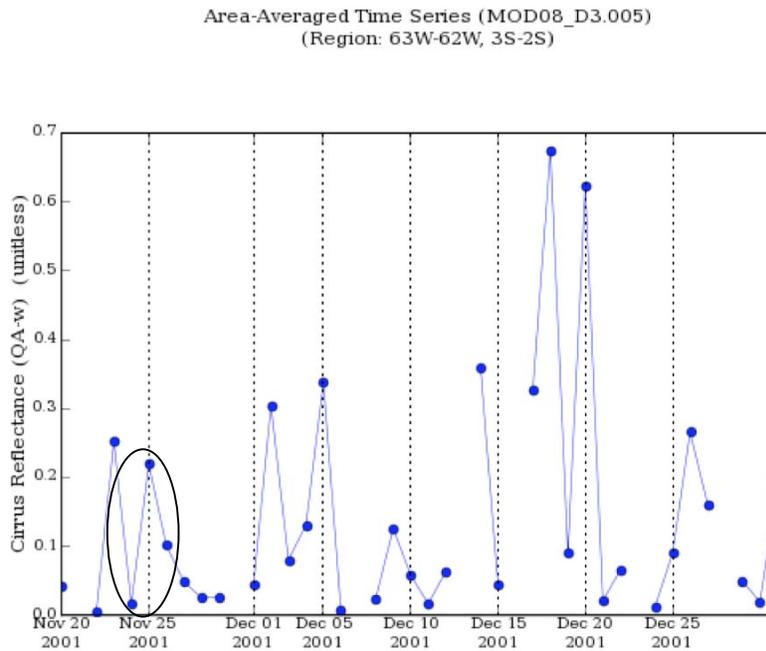


Figura 4.26. Série temporal de refletância de cirrus em Manaus.

Estes resultados indicam a possível influência de espessura óptica de nuvem nos valores medidos, já que na estação chuvosa espera-se uma menor espessura óptica média. Explica-se assim estes resultados aparentemente anômalos e relativamente altos obtidos para a AOT na estação chuvosa. (vide figura 4.4).

4.2.2. Ji-Paraná

Para os estudos de casos em Ji-Paraná, foi selecionada, da mesma forma, uma sequência de dias com altos valores de AOT apresentando ou não precipitação no período da tarde, mas também com altos valores de CAPE. A figura 4.27 apresenta a série temporal de espessura óptica e de CAPE (os valores de CAPE foram divididos por 100 e os de AOT multiplicados para que ambos ficassem na mesma magnitude de

valores, recurso apenas para facilitar a visualização simultânea). Através desta série, foram escolhidos os dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002, por apresentarem-se em uma sequência com valor relativamente alto dos dois parâmetros. Através da tabela 4.8 podemos observar os valores de AOT, CAPE, aquecimento diabático, a direção preferencial das três componentes do vento e a precipitação obtida com dados do pluviômetro e por estimativas do TRMM. Observa-se que o CAPE começa em torno de 1000 no dia 1, aumenta no dia 2 e decai no dia 3. A AOT apresenta um comportamento crescente no período.

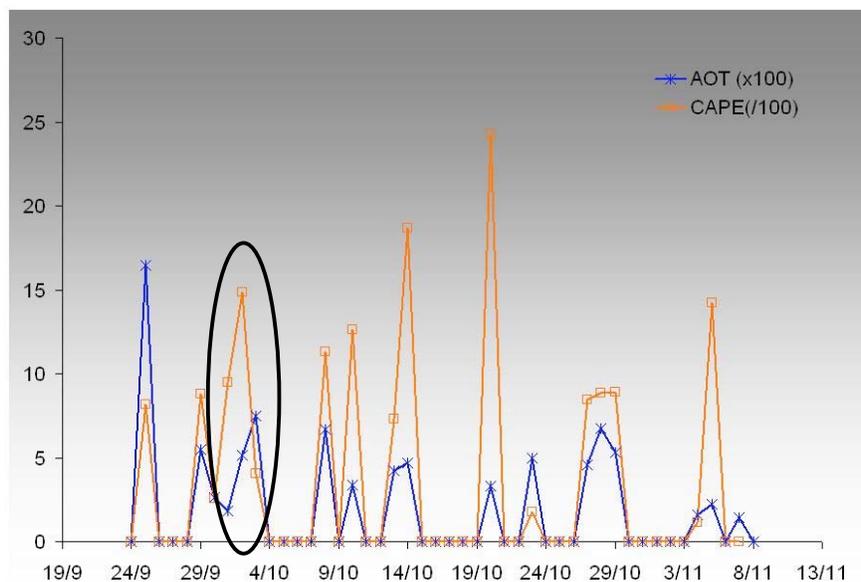


Figura 4.27: Série temporal de AOT e CAPE para Ji-Paraná.

Tabela 4.8: Dias escolhidos para estudo em Ji-Paraná, e respectivas espessuras ópticas, CAPE, aquecimento diabático em 700 hPa médios, direção preferencial do vento meridional e zonal em 850 hPa, omega em 700 hPa e precipitação média via pluviômetro e via estimativa de satélite.

Data	aot	cape	J/Cp (700)	V	U	Omega	ppt pluv	ppt trmm
1/out	0.184447	946.879	3.031425	de sul	de leste	asc.	0	0.0
2/out	0.516	1487.1	0.8	de sul	de leste	asc.	0	0.0
3/out	0.746	407.4	0.3	de sul	de leste	asc.	0	6.3

Segundo a metodologia de Lin *et al* (2006), o dia 1 e 2/10/2002 encontram-se na categoria de maior CAPE, e, dentro destas categorias, o dia 1 está na categoria intermediária de AOT e o dia 2 na mais poluída. Já o dia 03/10/2002 encontra-se na categoria mais poluída para valores intermediários de CAPE. Desta forma, temos representação de três situações diferentes em uma sequência de dias. A figura 4.28 apresenta a série temporal de espessura óptica para os três dias. Podemos observar uma possível presença de nuvens no período da tarde para os três casos através das falhas nas medidas de AOT, fato que não ocorre no período da manhã, onde as medidas são contínuas, conforme condição discutida no item 3.2.

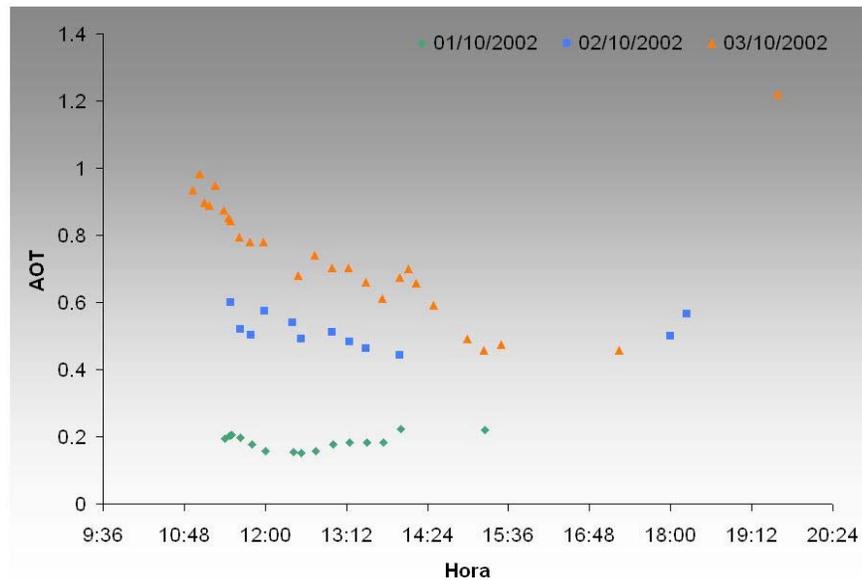


Figura 4.28: Série temporal de AOT para os dias 01, 02 e 03 outubro de 2002.

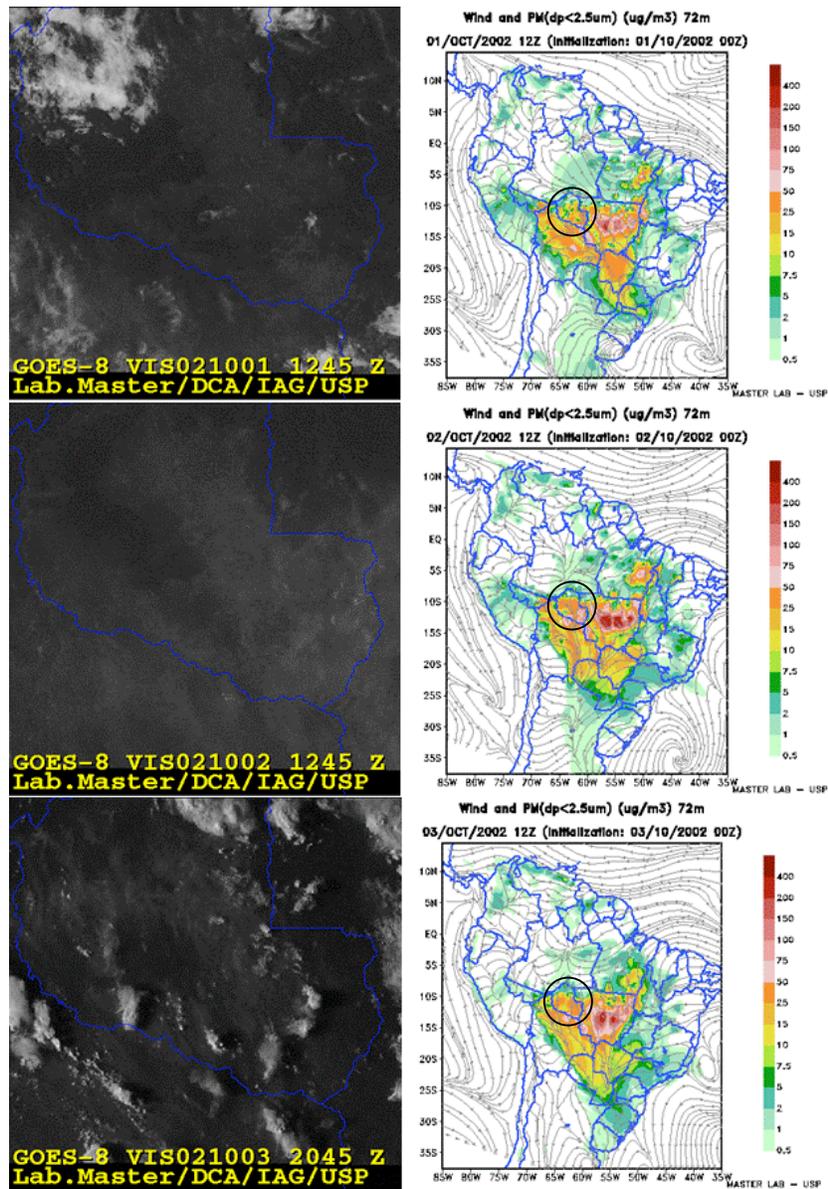


Figura 4.29: Imagens de satélite e campos de vento e material particulado com diâmetro menor que 2,5 μm para os dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002. o estado de Rondônia está circulado.

As figuras de 4.29 apresenta as imagens de satélite e os campos de vento e concentração de material particulado $< 2,5 \mu\text{m}$, gerados pelo modelo CATT-BRAMS²⁹ de

²⁹ *Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*

acordo com descrição em Freitas *et al.* (2005b). O intuito foi verificar se ocorria ausência de nuvens na região em torno do fotômetro e também a presença de material particulado nos três casos. Observa-se que realmente não há nuvens nos dias 1 e 2 nos horários onde há medidas de AOT. Para o dia 3 a única imagem disponível é para o fim da tarde e apresenta presença de nuvens. Quanto ao material particulado, podemos observar concentrações relativamente altas nos três casos para toda a região de Rondônia.

Utilizando os dados de análise meteorológica em pontos de grade obtidos pelo *downscaling* da análise do NCEP (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) foi plotado o perfil de aquecimento diabático (K/dia) obtido como resíduo da equação da termodinâmica (termo 4 da equação 25), que representa uma fonte (sumidouro) de calor, no caso de ter valores positivos (negativos) e de velocidade vertical do vento (m/s) (figura 4.30). O intuito foi verificar até que nível o material poderia subir na atmosfera (perfil de vento vertical) e se ele poderia funcionar como uma fonte de calor através do processo de absorção/emissão de radiação (aquecimento diabático). As análises são consideradas em uma caixa entre 11 e 10,5°S, 62,5 e 62°W.

Para a fonte de calor, podemos observar que em todos os perfis, apesar da ausência de nuvens, há um aquecimento desde a superfície até em torno de 700 hPa, apresentando inclusive um máximo neste nível. Observando os perfis de velocidade vertical do vento, podemos verificar que o aquecimento coincide com a camada onde a velocidade vertical do vento é positiva, ou seja, o movimento é ascendente. Logo acima, passa a ser subsidente, funcionando como um tampão na atmosfera e não permitindo que o material passe deste nível.

Com esta informação, foi feita a separação da equação da termodinâmica em 4 termos: de advecção horizontal de temperatura, termo omega (que envolve a advecção vertical e o termo de flutuação da parcela), de variação local de temperatura e de aquecimento diabático, conforme pode ser observado na equação 25. Para a advecção horizontal de temperatura (termo 2) os valores obtidos foram muito pequenos e, portanto, considerados insignificantes. A figura 4.32 apresenta os termos de variação temporal de temperatura (termo 1) e de movimento vertical da parcela (termo 3). Podemos observar que a variação local tem valores positivos nos níveis mais baixos enquanto o termo de movimento vertical contribui negativamente para o aquecimento. Isto é coerente com os perfis de omega, já que nos níveis onde havia aquecimento a velocidade vertical era positiva, indicando um movimento ascendente e, conseqüentemente, um resfriamento devido à expansão da parcela. A variação local seria então o termo de maior influência e possivelmente estava associada à presença de um aquecimento devido à absorção de radiação por aerossol atmosférico, reemitindo em forma de calor esta radiação (figura 4.31), tendo em vista a ausência de nuvens.

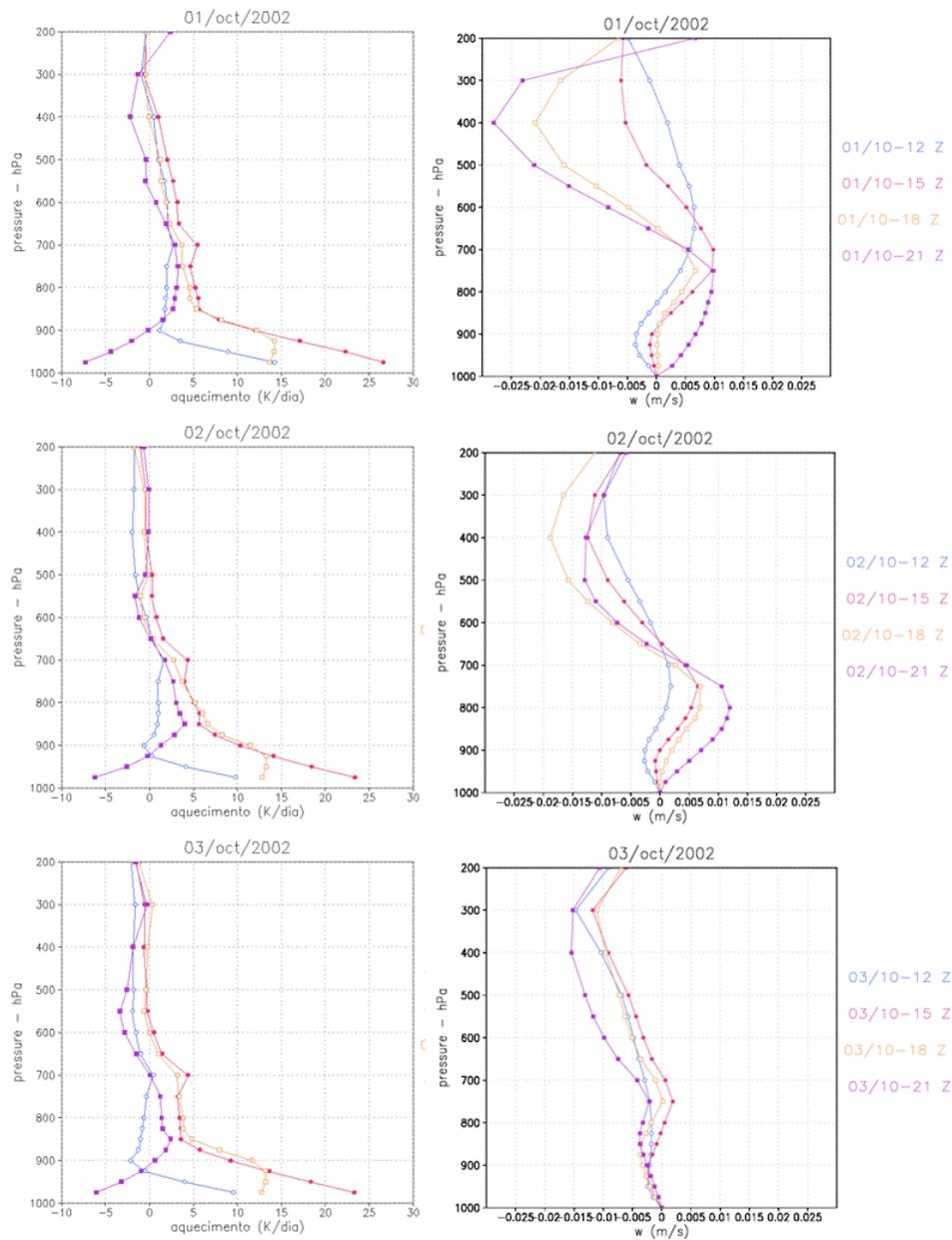


Figura 4.30: Perfis verticais de aquecimento diabático e velocidade vertical do vento para Ji-Paraná nos dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002.

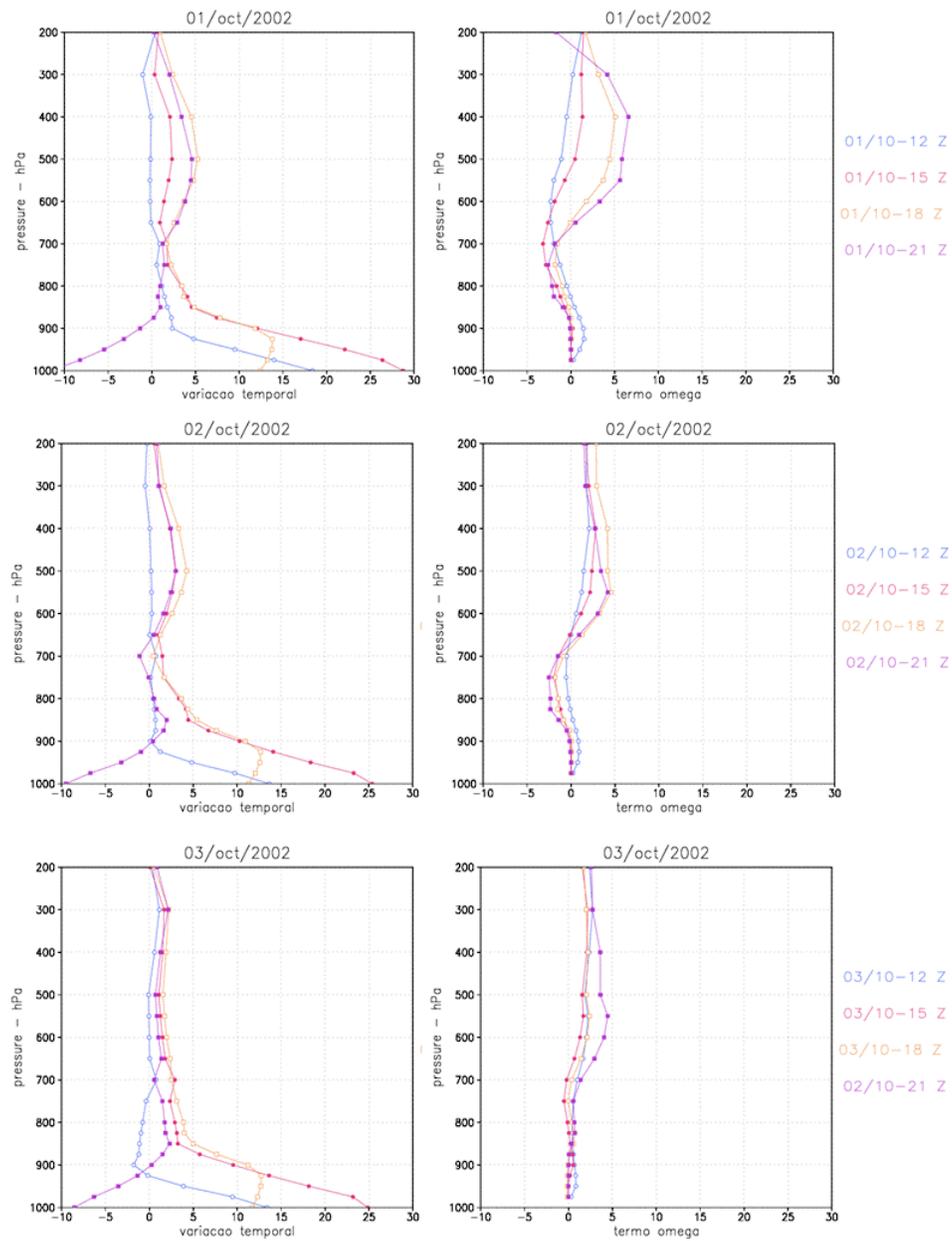


Figura 4.31: Perfis verticais dos termos de variação temporal de temperatura e omega da, que engloba a flutuação da parcela e advecção vertical de temperatura em Ji-Paraná para os dias 1, 2 e 3 de outubro de 2002.

5. Conclusões

Utilizando os dados de espessura óptica (AOT) em dois sítios na Amazônia, foi possível verificar a distribuição de aerossol para estas duas regiões distintas. Uma representava uma área ainda com bastante cobertura de floresta (Manaus) e a outra, uma região de transição entre floresta e pastagem (Ji-Paraná), bastante sujeita às ações antropogênicas. Foi feita a separação em cinco categorias de médias diárias de aerossol, contendo cada uma delas o mesmo número de dias e analisado o comportamento das médias de algumas variáveis meteorológicas.

O que se observou foi um comportamento bem mais sazonal na região de Rondônia, transição entre floresta e pastagem em relação à espessura óptica. Notou-se também que os valores máximos para Manaus se aproximavam dos valores médios para Ji-Paraná. Além disto, observou-se uma relação bem mais intensa entre a quantidade de aerossol e a precipitação na região de Ji-Paraná, onde o aumento na espessura óptica está associado a um aumento nas precipitações .

Em Manaus notou-se que na estação chuvosa há uma contaminação da AOT por nuvens cirrus o que deve ser levado em conta em análises dessa variável.

Em Ji-Paraná a relação entre AOT e chuva ocorre principalmente na estação seca, onde o aerossol de queimada faz com que os valores de espessura óptica atinjam

máximos em torno de 1,7, o que não é comumente observado na região de Manaus. Um ponto interessante é que o número de dias com chuva decai com a espessura óptica, enquanto o percentual da chuva ocorrida em eventos com mais de 10 mm de precipitação aumenta, chegando a quase 100%, o que indica uma maior ocorrência de eventos mais intensos. Para a estação seca, este máximo/mínimo de chuva/número de dias com chuva ocorre na categoria 4, onde a espessura óptica fica entre 0,36 e 0,62, o que já representa uma atmosfera poluída. Estes resultados são coerentes com os obtidos para as análises de CAPE, onde também há um padrão de aumento com a espessura óptica inclusive para os casos de dados anuais e período chuvoso. Analogamente, na separação em categorias de CAPE e análise da espessura óptica associada a eles ocorre um aumento de aerossol para valores de CAPE mais elevado nestes casos.

Em uma análise de categorias de AOT dentro de categorias de CAPE pré-separadas pudemos observar que em Ji-Paraná, dentro da categoria de maior CAPE, a precipitação está associada a maiores valores de espessura óptica. Isto sugere que em atmosferas com maiores valores de energia disponível para a formação de convecção, há uma correlação positiva entre o aerossol e a precipitação. Esta relação entre a AOT e a chuva, no caso do CAPE mais elevado, pode ser devida tanto ao favorecimento da precipitação em atmosferas mais poluídas como ao período de transição da estação seca para a chuvosa. Na transição, a atmosfera começa a passar para uma condição mais convectiva, mas a barreira que tem que ser vencida para atingir o NCE é muito alta, dificultando a formação de chuva. Quando a parcela consegue quebrar esta barreira, formam-se tempestades muito intensas, o que também é observado no número de eventos de chuva para as categorias mais poluídas em Ji-Paraná. Para uma conclusão

mais específica de causa e efeito neste caso, seria necessário um estudo com modelagem.

Nos casos estudados para Ji-Paraná pudemos observar o confinamento de aerossol em níveis abaixo de 700 hPa, já que até este nível o vento vertical é ascendente e acima dele subsidente, funcionando, através da formação de uma região de grande estabilidade e possivelmente uma inversão térmica, como uma tampa fechando a camada abaixo dele. Esta camada, abaixo de 700 hPa, apresenta aquecimento, possivelmente associado à presença de aerossol de queimada absorvendo e reemitindo radiação. Esta fonte foi detectada através da análise do resíduo da equação da termodinâmica, que representa o termo do aquecimento diabático. Separando os termos da equação, observa-se que o termo de maior contribuição positiva é o de variação local de temperatura, reafirmando a suposição de aerossol funcionando como uma fonte emissora de calor.

Algumas relações do vento com os aerossóis mostraram que em Ji-Paraná o vento de sul está associado a aumento de AOT – ou seja associado a transporte das regiões mais poluídas do sul. No caso de Manaus, a predominância é de vento de norte e não há um padrão definido entre as categorias.

No que diz respeito às perspectivas para trabalhos futuros, é importante a realização de estudo similar ao realizado, mas utilizando conjuntos de pluviômetros, além da inclusão de mais regiões para análise, como o Mato Grosso por exemplo, onde as queimadas são bem intensas no período seco. Uma possibilidade para utilização de mais de um pluviômetro seria a utilização de redes operacionais (INMET, ANA, SIPAM). Além disto, uma série temporal mais longa de AOT e de precipitação e demais variáveis de superfície permitiria estudos mais significativos do ponto de vista estatístico. Um

outro aspecto a ser abordado é o estudo utilizando modelagem, com o intuito de verificar que tipo de relação causa-efeito existe realmente entre o aerossol e a precipitação. Neste caso é possível isolar o efeito termodinâmico e do aerossol.

Referências Bibliográficas

Ahrens, D.C. *Meteorology today: an introduction to the weather, climate and the environment*, West Publishing Company, USA, 1988.

Andreae, M. O.; Crutzen, P. J.: Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. *Science*, v. 276, p.1052-1058, 1997.

Andreae, M. O.; Rosenfeld, D.; Artaxo, P.; Costa, A. A.; Frank, G. P.; Longo, K. M.; Silva Dias, M. A. F. Smoking, rain and clouds over the Amazon. *Science*, v. 303, p. 1337-1342, 2004.

Arakawa, A.; Schubert, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I, *J. Atmos. Sci.*, v. 31, p. 674– 701, 1974.

Aravéquia, J. A. ; Herdies, D. L. ; Sapucci, L. F. ; Andreoli, R. V. ; Ferreira S.H.S. ; Gonçalves, L. G.G. Reanálise Regional 2000-2004 sobre a América do Sul com o Modelo RPSAS/ETA: Descrição do Experimento e dos Produtos Derivados. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 32, p. 71-77, 2008.

Arkin, P.A.; Meisner, B. N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.*, v. 15, n. 1, p. 51-74, 1987.

Artaxo, P.; Maenhaut; W.; Storms H.; R. Van Grieken. Aerosol characteristics e sources for the Amazon Basin during the wet season. *J Geophys. Res.*, v. 95, n. D10, p. 16971-16985, 1990.

Artaxo, P.; Hansson, H-C. Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. *Atmospheric Environment*, v. 29, n. 3, p. 393-402, 1995.

Artaxo, P.: The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin, in McClain, M. E., Victória, R. L., Richey, J. E. (Eds). *The biogeochemistry of the Amazon basin*. Oxford University Press, p. 42-52, 2001.

Artaxo, P. A composição da atmosfera amazônica e suas implicações climáticas. *LBA Folha Amazônica*, Ano 6, 12, Julho 2004.

Artaxo, P.; Gatti, L. V.; Leal, A. M. C.; Longo, K. M.; Freitas, S. R.; Lara, L. L.; Pauliquevis, T. M.; Procópio, A. S.; Rizzo, L. V. Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *ACTA Amazônica*, vol. 35 (2), p. 185-196, 2005.

Artaxo, P.; Oliveira, P. H.; Lara, L. L.; Pauliquevis, T. M.; Rizzo, L. V.; Pires Junior, C.; Paixão, M.; Longo, K. M.; Freitas, S.; Correia, A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3, p. 168-189, 2006

Betts, A. K., Ball, J. H., Beljaars, A. C. M., Miller, J. M., Viterbo, P. A.: The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3), pp. 7209-7225, 1996.

Black, T. L. The new NMC mesoscale ETA model: description and forecast examples. *Weather and Forecasting*, v. 9, p. 256-278, 1994.

Brasseur, G.; Solomon, S. *Aeronomy of the middle atmosphere*. Dordrecht, Netherland: D. Reidel Publishing, 1986.

Chen, C.; Cotton, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, v. 25, p. 289-321, 1983

Conant, W. C.; Nenes, A.; Seinfeld, J. H. Black carbon radiative heating effects on cloud microphysics and implications for the aerosol indirect effect: 1. Extended Köhler theory. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D21, p. 4604, 2002.

Cotton, W.; Pielke, R. *Human Impacts on Weather and Climate*, New York: Cambridge University Press, 1996.

Coulson, K. L.: *Solar and terrestrial Radiation: Methods and measurements*. New York: Academic, 1975, 322 p.

Dutton, E. G.: An extended comparison between LOWTRAN-7 computed and observed broadband thermal irradiances: global extreme and intermediate surface conditions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 10, p. 326-336, 1993.

Echalar, F.; Artaxo, P.; Martins, J. V.; Yamasoe, M.; Gerab, F.; Maenhaut, W.; Holben, B. Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, p. 31849-31864, 1998.

Emanuel, K. A. *Atmospheric Convection*, New York: Oxford Univ. Press, 1994.

Exchanges: South America Low Level Jet Experiment – SALLJEX: 29, 9(1). http://eprints.soton.ac.uk/19310/01/ex_29.pdf (acessado em 06/08/2007), 2004

Feingold, G.; Kreidenweis, S. M. Cloud processing of aerosol as modeled by large eddy simulation with coupled microphysics and aqueous chemistry. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D23, p. 4687, 2002.

Freitas, S. R.; Longo, K. M.; Silva Dias, M. A. F.; Silva Dias, P. L. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. *Estudos Avançados*, v. 19 (53), 2005a.

Freitas, S. R.; Longo, K.; Silva Dias, M. A. F.; Silva Dias, P. L.; Chatfield, R.; Prins, E.; Artaxo, P.; Grell, G.; Recuero, F. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, Kluwer Academic Publishers, Vol. 5, pp. 135-167, 2005b.

Fu, R.; Li, W.: The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, v. 78, p. 97-110, 2004.

Gandu, A.; Silva Dias, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998.

Gevaerd, R.: Estudo da redistribuição 3-D de gases e aerossóis de queimadas em Roraima 1998, Dissertação de mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2005.

Gevaerd, R.; Freitas, S. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera - parte I: descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3A, p. 59-73, 2006.

Grell, G. A.; Devenyi, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, v. 29, n. 14, 2002.

Guyon, P.: Chemical and physical properties of Amazonian aerosol particles. Ph.D. Thesis, Johannes Gutenberg-Universität Mainz and Université de Paris VII-Denis Diderot, Mainz and Paris, URL: <http://ArchiMeD.uni-mainz.de/pub/2003/0035>, 220 pp., 2002.

Guyon, P.; Graham, B.; Roberts, G. C.; Mayol-Bracero, O. L.; Maenhaut, W.; Artaxo, P.; Andreae, M. Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. *Atmospheric Environment*, v. 38, n. 7, p. 1039-1051, 2004.

Harriss, R. C.; Garstang, M.; Wofsy, S. C.; Beck, S. M.; Bendura, R. J.; Coelho, J. R. B.; Drewry, J. W.; Hoell, J. M.; Matson, P. A.; Molion, R. J.; McNeal, L. C. B.; Navarro, R. L.; Rabine, V.; Snell, R. L. The Amazon Boundary Layer Experiment: Wet season 1987. *Journal of Geophysical Research*, v. 95, n. 16, p. 721-17,736, 1990.

Herdies, D. L.; da Silva, A.; Silva Dias, M. A. F.; Nieto Ferreira, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D20, p. 8075, 2002.

Hignett, P. H.; Taylor, J. P.; Francis, P. N.; Glew, M. D. Comparison of observed and modeled direct aerosol forcing during TARFOX. *Journal of Geophys. Res.*, v. 104, n. D2, p. 2279-2287, 1999.

Holben, B. N.; Eck, T. F.; Slutsker, I.; Tanré, D.; Buis, J. P.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J. A.; Kaufman, Y. J.; Nakajima, T.; Lavenu, F.; Jankowiak, I.; Smirnov, A. AERONET: A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing Environment*, v. 66, p. 1-16, 1998.

Huffman, G. J.; Adler, R. F.; Stocker, E. F.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J. Analysis of TRMM 3-hourly multi-satellite precipitation estimates computed in both real and post-real time. In: AMS Annual Meeting, 83., 2003. Proceedings... Long Beach: 12th Conf. on Sat. Meteor. and Oceanog., 2003.

Ichoku, C.; Remer, L. A.; Kaufman, Y. J.; Levy, R.; Chou, D. A.; Tanré, D.; Holben, B. N. MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. *Journal Geophys. Res.*, v. 108, n. D13, p. 8499, 2003.

IPCC. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.

Kalnay, Eugenia, *et al.* The NCEP/NCAR 50 Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 82, n. 2, pp. 247-267, 2001.

Kaufman, Y. J. Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing. In: *Aerosol Forcing of Climate*. Ed. By R. J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley & Sons Ltd., 1995.

Kaufman, Y. J., Koren, I.: Smoke and Pollution Aerosol Effect on Cloud Cover. *Science*, v, 313, 2006.

Koren, I.; Kaufman, Y.; 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.; Martins, J. V.; Remer, L. A.; Afargan, H. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. *Science*, v. 321, p. 946-949, 2008.

Lin, J. C.; Matsui, T.; Pielke, R. A.; Kummerow, C. Effects of biomass-Burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. *Geophys.Res.*, v. 111, n. D19, p. 204, 2006.

Liou, K. N.: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Second Edition, USA: Academic Press, 2002.

Longo, K.; Freitas, S.; Silva Dias, M. A. F.; Chatfield, R.; Silva Dias, P. L. Numerical modelling of the biomass burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics

structure of the atmosphere and convective precipitation. *8th International Global Atmospheric Chemistry Conference*, Christchurch, Nova Zelândia, 2004.

Martins, J. A. Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca. 179 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo. 2006

Menon, S.; Hansen, J.; Nazarenko, L.; Luo, Y. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, v. 297, p. 2250-2253, 2002.

Mesinger, F.; DiMego, G.; Kalnay, E.; Shafran, P.; Ebisuzaki, W.; Jovic, D.; Woollen, J.; Mitchell, K.; Rogers, E.; Ek, M.; Fan, Y.; Grumbine, R.; Higgins, W.; Li, H.; Lin, Y.; Manikin, G.; Parrish, D.; Shi, W. North America regional reanalysis. *Bull. Amer. Soc.*, v. 87, n. 3, p. 343-360, 2006

Meyers, M. P.; Walko, R. L.; Harrington, J. Y.; Cotton, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, v. 45, p. 3-39. 1997

Nepstad, D. C.; Carvalho, G.; Barros, A. C.; Alencar, A.; Capobianco, J. P.; Bishop, J.; Moutinho, P.; Lefebvre, P.; Silva Jr, U. L.; Prins, E. Road paving, fire regimes feedbacks, and the future of the Amazon forests. *Forest Ecology and Management*, v. 154, n. 3, p. 395-407, 2001.

Nobre, C. A.; Luizão, F.; Victoria, R. L.; Silva Dias, P. L.; Silva Dias, M. A. F.; Artaxo, P. The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia (LBA). LBA – Plano experimental conciso. INPE, Cachoeira Paulista, SP, Brazil. 1996.

Pan, H.-L.; Wu, W. S. Implementing a mass flux convection parameterization package for the NMC medium-range forecast model, NMC Off. Note, 409, 40 pp., Natl. Cent. for Environ. Predict., Camp Springs, Md. [Available from NCEP/ EMC, 520 Auth Road, Camp Springs, MD 20764.] 1995.

Penner, J. E.; Dong, X.; Chen, Y. Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect. *Nature*, 427, 15 de Janeiro, 2004.

Podgorny, I. A.; Conant, W.; Ramanathan, V.; Satheesh, S. K. Aerosol modulation of atmospheric and surface solar heating over the tropical Indian Ocean. *Tellus*, n. 52B, p. 947–958, 2000.

Procopio A. S.; Remer, L. A.; Artaxo, P.; Kaufman, Y. J.; Holben, B. N. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia, *Geophysical Research Letters*, v. 30 (24), p. 2265, 2003.

Pruppacher, H., Klett, J. D.: Microphysics of cloud and Precipitation. Ed. 2. Dordrecht, Netherlands: Kluwer, 1997.

Ramanathan, V.; Crutzen, P. J.; Rosenfeld, D. Aerosols, climate and the hydrological cycles. *Science*, v. 294, p. 2119-2124, 2001.

Reynolds, R. W.; Rayner N. A.; Smith, T. M.; Stokes, D. C.; Wang, W. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, v. 15, p. 1609-1625, 2001

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.*, v. 28, n. 14, p. 2807-2810, 2001.

Rogers, R. R. and Yau, M. K.: *A Short Course in Cloud Physics*. Third edition. New York: Butterworth Heinemann, 1996.

Rosenfeld, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, n. 20, p. 3101, 1999.

Silva Dias, M. A. F.; Fisch, G.; Plana-Fattori, A.; Silva Dias, P. L.; Machado, L. A.; Morales, C. R.; Manzi, A.; Yamasoe, M.; Marengo, J.; Ambrizzi, T.; Andreae, M. O.; Artaxo, P.; Freitas, S. R.; Longo, K. M.; Costa, A.; Betts, A.K.; Williams, E. Radiation, cloud, and climate interactions in SW Amazon during the DRY-TO-WET transition Season/LBA. EGS-AGUEUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003, *Geophys. 2003*

Soares-Filho, B. S.; Nepstad, D. C.; Curran, L. M.; Cerqueira, G. C.; Garcia, R. A.; Ramos, C. A.; Voll, E.; McDonald, A.; Lefebvre, P.; Schlesinger, P. Modelling conservation in the Amazon basin. *Nature*, v. 440, n. 23, p. 520-523, 2006.

Soares Moreira, D., Silva Dias, P. L.: September/October 2002 Meso-scale Reanalysis of the RACII campaign in Rondonia/Brazil. III Conferência Científica do LBA, Anais de Trabalhos Completos, Brasília, Brasil, 27-29 de julho de 2004.

Souza, E. P.; Silva, E. M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 33-42, 2003

Squires, P. The microstructure of cumuli in maritime and continental air, *Tellus*, v. 8, p. 443-444, 1956.

Thomas, G.E.; Stamnes, K. *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. New York: Cambridge University Press, 1999.

Twomey, S. Pollution and the Planetary albedo. *Atmos. Environ.*, v. 8, p. 1251-1256, 1974.

Xavier, T. M. B. S.; Silva, J. F.; Rebello, E. R. G. *A técnica dos quantis*. Brasília: Thesaurus Editora de Brasília Ltda, 2002, 483 p.

Walko, R. L.; Cotton, W. R.; Meyers, M. P.; Harrington, J. Y. New RAMS cloud parametrization Part I: the single-moment scheme. *Atmosp. Res.*, v. 38, p. 29-62, 1995.

Walko, R.; Band, L.; Baron, J.; Kittel, F.; Lammers, R.; Lee, T.; Ojima, D.; Pielke, R.; Taylor, C.; Tague, C.; Tremback, C.; Vidale, P. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modelling. *J. Appl. Meteor.*, v. 39, p. 931-944, 2000.

Wallace, J. M.; Hobbs, P. V. *Atmospheric Science – An introductory survey*. Academic Press, 2006, 483 p.

Williams, E.; Rosenfeld, D.; MAdden, N.; Gerlach, J.; Gears, N.; Atkinson, L.; Dunnemann, N.; Frostrom, G.; Antonio, M.; Biazon, B.; Camargo, R.; França, H.; Gomes, A.; Lima, M.; Machado, R.; Manhaes, S.; Nachtigall, L.; Piva, H.; Quintiliano, W.; Machado, L.; Artaxo, P.; Roberts, G.; Renno, N.; Blakeslee, R.; Bailey, J.; Boccippio, D.; Betts, A.; Wolff, D.; Roy, D.; Halverson, J.; Rickenbach, T.; Fuentes, J.; Avelino, E. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D20, p. 8082, 2002.

Yamasoe, M. A.; Kaufman, Y.; Dubovik, O.; Remer, L.; Holben, B.; Artaxo, P. E. Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from sun/sky measurements during SCAR-B. *J. of Geophys. Res.*, v. 103, n. D24, p. 31.893-31.902, 1998.

Yu, H.; Liu, S. C.; Dickinson, R. E. Radiative effects of aerosol in the evolution of the atmospheric boundary layer. *Journal of Geophys. Res.*, v. 107, 2003

