

Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca

Jorge Alberto Martins

TESE DE DOUTORADO
NOVEMBRO DE 2006



Departamento de Ciências Atmosféricas
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Dedico este trabalho a meu filho, Tales, e a esta doce e sempre encantadora mulher chamada Leila, que tem sido companheira, que tem sido mãe, que tem sorriso de sorrisos doces em todos os dias da realização deste doutorado e, como se não bastasse, ainda fez uma tese de doutorado como esta que dedico.

Este estudo foi realizado no contexto do projeto LBA (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia), sob orientação de Dr Fábio Luiz Teixeira Gonçalves e Dr^a Maria Assunção Faus da Silva Dias. Contou com o afastamento proporcionado pela Universidade Tecnológica Federal do Paraná e com o apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

Jorge Alberto Martins
jmartins@utfpr.edu.br
Departamento de Física
Universidade Tecnológica Federal do Paraná
86300-000 Cornélio Procópio, Paraná, Brasil

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero expressar minha inestimável gratidão aos meus orientadores, Dr. Fábio Luiz Teixeira Gonçalves e Dra Maria Assunção Faus da Silva Dias, pela oportunidade de realização deste projeto em uma área de pesquisa tão vislumbrante, as ciências atmosféricas, e em um tema tão intrigante, o efeito das atividades humanas no desenvolvimento da precipitação.

Agradeço a todos os docentes e técnicos da Universidade Federal Tecnológica do Paraná, que de alguma forma contribuíram para o afastamento de minhas atividades docentes naquela instituição. Agradeço em especial aos Prof. Hélio Saito, Ivo Aparecido Goulart e Márcio Jacometti.

Agradeço ao Max Planck Institute for Meteorology (MPI) e ZEIT Foundation Ebelin and Gerd Bucerius, Hamburg, pela oportunidade de estágio na International Max Planck Research School on Earth System Modelling (IMPRS-ESM). Agradeço a toda comunidade MPI, em especial ao Dr. Guy Brasseur (Diretor), pelo convite e pela atenção dedicada durante o estágio. Meus hábitos noturnos de trabalho permitiram de forma privilegiada uma proximidade com as idéias deste fabuloso homem da ciência, que tem uma consciência do mundo que vai além de minha capacidade de apreensão e uma inteligência transformadora. Agradeço a Hanna Stadelhofer (Secretária), Dra. Antje Weitz (Coordenadora da IMPRS), Birgit Paulsen (Assistente Administrativo), Dra. Dorothea Felicitas Banse, Dr. Philip Stier, Dra. Daniela Jacob e Dr. Johann Feichter. O ritmo intenso das atividades e a pluralidade de temas durante o estágio permitiram estabelecer uma nova perspectiva para este trabalho, dando aos aerossóis uma importância que até então não haviam recebido.

Agradeço aos participantes do projeto LBA que tornaram possível a obtenção de dados fundamentais à realização deste trabalho, em especial a sua Coordenadora, Maria Assunção Faus da Silva Dias, ao Coordenador do Avião-Laboratório de Pesquisas da Atmosfera, Dr. Jose Carlos Parente de Oliveira e toda sua equipe, Dr. Alexandre Araújo Costa, Francisco Geraldo de Melo Pinheiro, João Bosco Verçosa Leal Junior, e demais membros coordenadores de projetos relacionados, entre os quais, Paulo Artaxo e Meinhat O. Andreae. Com o envolvimento direto nas medidas de campo e a participação nas diversas oportunidades de apresentação e discussão de resultados, este trabalho saltou para um patamar interdisciplinar, emergindo para uma importância que vai além de sua escala regional e se contextualizando dentro das atividades humanas que ameaçam processos dos quais os seres humanos dependem.

Agradeço ao Departamento de Ciências Atmosféricas, em especial a todos os pós-graduandos que proporcionaram um ambiente muito agradável durante este doutorado. Agradeço a nossas prestativas secretárias, de agora e de outrora, Elisabete Flores, Marisa G. Maiello, Sonia A. U. Silva e Maria Regina Silva Lacovelli, nossos técnicos da área de computação, Luciana S. R. Lemos, Fagner Gonçalves da Silva e Samuel Reis Silva, pessoal do Laboratório Master, Demerval Soares Moreira, Bruno Biazeto, Pedro P. Lopes, Huan S. Yann e Paulo Takeshi, aos docentes, em especial àqueles com os quais tive a oportunidade de discutir tópicos relevantes em algum momento deste trabalho, Dra Adalgiza Fornaro, Dr. Adilson Wagner Gandú, Dr. Augusto José Pereira Filho, Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez, Dra. Leila Maria Véspoli de Carvalho, Dra. Marcia Akemi Yamasoe, Dr. Pedro Leite da Silva Dias, Dr. Ricardo de Camargo, Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha e Dr. Tércio Ambrizzi. Meu agradecimento ao Dr. Charles Jones pelas inúmeras contribuições, em especial às várias revisões de textos em língua inglesa. Meu agradecimento especial para Dra. Maria de Fátima Andrade, Dr. Edmilson Dias de Freitas e Ricardo Hallak. O mérito deste trabalho de pesquisa deve muito à contribuição destes amigos pelos quais tenho o maior apreço e inestimável gratidão.

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi estudar o papel dos aerossóis em modificar o desenvolvimento das nuvens e da precipitação. Esta tem sido uma das mais intrigantes questões no estudo das mudanças climáticas. Medidas da concentração de núcleos de condensação de nuvens (CCN) e distribuições de gotículas de nuvem durante o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) revelaram características distintas entre condições atmosféricas limpas e poluídas. As medidas foram conduzidas no Sudoeste da Região Amazônica durante os meses de setembro e outubro de 2002, focando a transição do final da estação seca para o início da estação chuvosa. Durante a transição, a análise da concentração de CCN dentro da camada limite revelou um decréscimo geral, de valores acima de 1200 cm^{-3} para menos de 300 cm^{-3} . A comparação entre áreas limpas e poluídas mostrou concentrações de CCN cerca de 5 vezes maiores em áreas poluídas. As diferenças não foram tão grandes nos níveis acima da camada limite. As medidas também mostraram um ciclo diurno acompanhando a atividade de queima de biomassa. Distribuições de tamanho de gotículas medidas em duas regiões com concentrações de aerossóis extremamente diferentes foram analisadas. Em condições poluídas pela queima de biomassa foi encontrada alta concentração de gotículas, com diâmetro médio e conteúdo de água de nuvem aumentando muito pouco com a altura, em comparação com regiões limpas. A função gama foi usada para ajustar as distribuições de gotículas e o parâmetro de forma da função foi usado como critério para definir adequadamente a melhor representação das distribuições de gotículas. De acordo com os valores encontrados, distribuições gama estreitas (parâmetro de forma em torno de 5) são mais bem indicadas para representar condições poluídas enquanto que aquelas mais largas se ajustam melhor em condições limpas (parâmetro de forma em torno de 2). Com base nesses resultados, experimentos numéricos foram conduzidos com o *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) para investigar os efeitos da concentração de CCN e do parâmetro de forma das distribuições de gotículas no desenvolvimento da precipitação em nuvens convectivas tropicais. Os resultados mostraram uma grande sensibilidade devido às mudanças nesses parâmetros. Altas concentrações de CCN e distribuições de gotículas estreitas (parâmetros de forma maiores), típicas de dias poluídos, produziram baixos valores médios para água líquida integrada na coluna e precipitação acumulada na superfície. Por outro lado, tendência oposta a este efeito foi encontrada em condições limpas (baixos valores para ambos, a concentração de CCN e o parâmetro de forma). O parâmetro de forma se mostrou ser mais importante que a concentração de CCN. Os efeitos da concentração de CCN e do parâmetro de

forma também influenciaram a distribuição espacial dos campos de nuvem e precipitação. Embora o valor médio desses campos tenha diminuído em condições poluídas, o valor máximo aumentou. Como consequência da menor dispersão nas nuvens em condições poluídas, mais radiação solar esteve disponível na superfície. Isto é oposto aos resultados dos modelos globais que mostram redução na radiação solar como consequência do segundo efeito indireto dos aerossóis. Da mesma forma, este estudo encontrou que as diferenças são reduzidas quando é incluído o efeito direto dos aerossóis em absorver ou refletir a radiação solar. Sobretudo, os resultados sugerem que um maior número de modelos com tratamento explícito dos processos microfísicos de nuvem são necessários. Esses modelos permitem comparações, podendo mostrar o melhor tratamento numérico a ser usado na representação dos efeitos dos aerossóis no processo de precipitação como um todo. Estes resultados são importantes porque melhoram a compreensão de como o clima será afetado como consequência das mudanças futuras.

ABSTRACT

The objective of this work was to study the role of aerosols in modifying clouds and precipitation. This is one of the most difficult aspects in the study of climate changes. Field measurements of cloud condensation nuclei (CCN) and cloud size distributions performed during the Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) campaign revealed distinct characteristics between clean and polluted atmospheric conditions. Measurements were conducted over the southwestern Amazon region during September-October 2002 focusing the transition from dry to wet seasons. During this period, analysis of CCN concentrations in the boundary layer revealed a general decreasing trend from mean values higher than 1200 cm^{-3} to values lower than 300 cm^{-3} . The comparison between clean and polluted areas showed CCN concentrations 5 times higher than in polluted areas. These differences were not so strong above the boundary layer. Measurements also showed a diurnal cycle following the biomass burning activity. Cloud droplet size distributions at two regions with extremely different aerosols loading were also analyzed. During biomass-burning conditions, at high concentrations of cloud droplets, the mean diameter and liquid water content increased very little with altitude when compared with unpolluted conditions. A gamma distribution was used to fit the measured droplet spectra and the shape parameter was used as a criterion to define the best choice of spectra representation. According to the found values, narrow gamma distributions optimally fit polluted conditions (shape parameter around 5), while broad distributions are best fits for unpolluted conditions (shape parameter around 2). Based on these results, numerical experiments were carried out using the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) to investigate the effects of CCN concentrations and shape parameters of droplet spectra on the development of precipitation in tropical convective clouds. The results showed large sensitivity due to changes in these parameters. It was observed that high CCN concentrations and narrower cloud droplet distributions (high values for shape parameter), typical of the polluted days, produced low mean values of liquid water path and accumulated surface precipitation. On the other hand, an opposite trend to this effect was found under clean conditions (low CCN concentration and shape parameter values). Shape parameter showed to be much more important than CCN concentration. The effects of CCN concentration and shape parameter also influenced the spatial distribution of cloud and precipitation fields. Although mean values of these fields decreased under polluted conditions, maximum values were increased. Consequently, the less dispersion in clouds under polluted conditions, the more surface solar radiation was found. This is opposite to

the results of global climate models, which predict reduction in solar radiation as a consequence of the second aerosol indirect effect. Also, it was found that the differences were reduced when the aerosols direct effect to absorb or reflect solar radiation is included. Moreover, the results suggest that additional models with explicit microphysics process treatment are necessary in order to allow further comparisons, which could show the best numerical treatment to be used in representing the aerosol effects on precipitation process. The importance of these results is to improve the understanding of future climate changes.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Fonte e distribuição dos aerossóis	2
1.2 Efeitos associados	4
1.3 Modelagem como ferramenta de estudo	6
1.4 Justificativa e sequência de elaboração da pesquisa	8
1.5 Objetivos do trabalho de pesquisa.....	9
2. FUNDAMENTOS DA INTERAÇÃO ENTRE AEROSSÓIS E PRECIPITAÇÃO	11
2.1 Propriedades físico-químicas da interação aerossol-nuvem.....	11
2.2 O cenário de interação aerossol-precipitação.....	13
2.2.1 Efeito direto dos aerossóis.....	14
2.2.2 Efeito indireto dos aerossóis	18
2.2.2.1 Ambiente marítimo	19
2.2.2.2 Efeitos dos aerossóis urbanos na precipitação	24
2.2.2.3 Efeitos observados em ambiente de queimada.....	27
2.2.2.4 Efeitos na formação de gelo	30
2.2.3 Experimentação numérica sobre os efeitos dos aerossóis na precipitação.....	33
2.2.4 Avaliando o cenário de interação aerossol-precipitação	35
2.3 O cenário climático global	36
2.3.1 Balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera	37
2.3.2 Armazenamento de água no solo e na atmosfera	39
2.3.3 Precipitação acumulada na superfície	39
2.3.4 Tendência de aquecimento global	40
2.3.5 Concentração de aerossóis	42

2.3.6 Disponibilidade hídrica	42
3. PROPRIEDADES DE CCN E NUVENS NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	44
3.1 Aquisição de dados de CCN e nuvens	46
3.1.1 Sumário dos vôos	46
3.1.2 Aquisição de dados de CCN.....	47
3.1.3 Aquisição de dados de nuvens	48
3.2 Características dos espectros de CCN.....	50
3.2.1 Influência da circulação local e de grande escala	51
3.2.2 Amostragens horizontais	54
3.2.3 Amostragens verticais de CCN	56
3.2.4 Aerossóis e CCN	60
3.3 Características das nuvens observadas durante o LBA.....	61
3.3.1 Características gerais das observações em nuvens.....	61
3.3.2 Método de ajuste do parâmetro de forma.....	63
3.3.3 Tendências no parâmetro de forma	65
3.3.3 Propriedades do diâmetro médio das distribuições de gotículas.....	68
3.4 Efeito dos aerossóis na atividade convectiva	69
3.4.1 Efeito dos aerossóis no ciclo diurno da radiação solar.....	69
3.4.2 Mecanismo de autocontrole da convecção.....	71
4. AVALIAÇÃO NUMÉRICA DOS EFEITOS DOS AEROSSÓIS NA PRECIPITAÇÃO.....	75
4.1 Caso estudado: 23 de Setembro de 2002.....	76
4.2 Características das simulações	79
4.2.1 Experimentos numéricos e suas finalidades.....	79
4.2.2 Teste de sensibilidade: Cenário CCN300.....	83
4.2.3 Teste de sensibilidade: Cenário CCN300S	85
4.3 Efeitos dos aerossóis em nuvens quentes.....	86
4.4 Efeitos dos aerossóis em nuvens frias	91

4.4.1 A presença de células profundas	91
4.4.2 Efeitos nas propriedades microfísicas	93
4.5 Efeito convectivo dos aerossóis	100
4.6 Efeitos sobre a eficiência de colisão	103
4.6.1 O conceito de eficiência de colisão	103
4.6.2 Distribuições selecionadas para análise	105
4.6.3 Ponderação da distribuição pela eficiência de colisão	106
4.7 Processamento de vapor e aerossóis pelas nuvens	108
4.7.1 Estrutura de desenvolvimento das células convectivas	108
4.7.2 Resultados numéricos	114
4.8 Discussão dos resultados	118
5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS	124
5.1 Conclusões	124
5.2 Perspectivas	129
REFERÊNCIAS	131
ANEXO-A	147
ANEXO-B	174

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Forçante radiativa média global dos aerossóis naturais e antropogênicos para o ano de 2000 em relação a 1750. A altura das barras indica a melhor estimativa da forçante e a linha vertical um provável domínio de valores (Fonte: IPCC 2001).6
- Figura 2.1 Fotografia aérea de região próxima a Manaus mostrando a ausência de nebulosidade em áreas ocupadas por pluma de queimada. Fonte: Arquivo de fotos do próprio autor em 14/07/2005, 17h18min LT..... 15
- Figura 2.2 Imagem de 16/09/2003, 18h40min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA, evidenciando a sensibilidade das nuvens em relação às propriedades de superfície. Áreas definidas por corpos d'água apresentam pouca nebulosidade. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>..... 16
- Figura 2.3 Imagem de 16/09/2003, 16h55min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA, mostrando pluma de queimada avançando sobre o sul do Atlântico, evidenciando o papel de grande escala dos aerossóis produzidos na região amazônica. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>..... 18
- Figura 2.4 Imagem de 04/09/2003, 15h55min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA e que mostra extensa área de nuvens estratiformes sobre o sul do Pacífico, próximo ao Peru, e o colapso da estrutura convectiva em parte da região. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>..21
- Figura 2.5 Evidência do efeito dos aerossóis na refletividade média das nuvens. Imagem obtida pelo sensor MODIS/AQUA em 27/01/2003, 13h40min (UTC). Neste caso, as trajetórias associadas às emissões de navios são identificadas por apresentarem maior refletividade em relação à vizinhança. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.....23
- Figura 2.6 Distribuição espacial dos focos de queimada em 23 de Setembro de 2002 para a região sudoeste da Amazônia. Dados fornecidos por Elaine M. Prins (NOAA/NESDIS).29
- Figura 2.7 Balanço de energia médio global da Terra. Do total de radiação solar que chega no topo da atmosfera, 49% (168 Wm^{-2}) é absorvido pela superfície. Essa energia absorvida retorna à atmosfera como calor sensível, calor latente e radiação na faixa do infravermelho termal. Outra grande parcela da radiação solar incidente é absorvida pela atmosfera, que em resposta emite radiação para cima e para baixo. A perda radiativa para o espaço ocorre a partir do topo das nuvens e de regiões da atmosfera, muito mais frias que a superfície. Isto causa um efeito estufa. Fonte: IPCC2001, com a figura original podendo ser encontrada em Kiehl e Trenberth (1997).38

Figura 2.8 Variações da temperatura na superfície da Terra ao longo dos últimos 140 anos em relação à média de 1961 a 1990. Os pontos referem-se a médias anuais e a curva contínua foi construída sobre valores médios decadais. Dados originais obtidos de Climatic Research Unit (CRU) em http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/	41
Figura 2.9 Média anual do número diário de explosões solares. Dados originais obtidos de R. A. M. Van der Linden, World Data Center for the Sunspot Index, Royal Observatory of Belgium, disponível em: http://sidc.oma.be/html/sunspot.html	41
Figura 3.1 Área na qual os vôos foram conduzidos, com os principais sítios de interesse: Cruzeiro do Sul (CS), Rio Branco (RB), Porto Velho (PV), Ji-Paraná (JP), Vilhena (VL), Alta Floresta (AF), e Fazenda Nossa Senhora (FNS).	46
Figura 3.2 Imagem obtida da região supersaturada no interior da câmara de condensação mostrando as gotículas ativadas em queda no momento da captura da imagem.	48
Figura 3.3 Foto da asa do avião com equipamentos de medição instalados. Em destaque a imagem da sonda FSSP-100.	49
Figura 3.4 Séries temporais da concentração de aerossóis (a) medidos na FNS (Fig. 3.1) e totais diários de precipitação acumulada na superfície, medidos próximo a FNS. As medidas de aerossóis representam o total de partículas no intervalo 3,4 a 857,7 nm. O retângulo indica o período de medidas de CCN. Dados de aerossóis fornecidos por Paulo Artaxo, IF-USP.	50
Figura 3.5 Série temporal da concentração de CCN a 0,5% de supersaturação dentro da camada limite. A medida de CCN em 5 de outubro não é representativa da área de Rondônia. O total de partículas no intervalo 3,4 a 857,7 nm, medidos em superfície na FNS no período vespertino, também aparece no gráfico.	51
Figura 3.6 Dados acumulados de refletividade detectável pelo radar (acima de 12 dBz) em 23 de Setembro de 2002 foram sobrepostos a uma imagem recente do sensor MODIS. A imagem permite visualizar a morfologia e a área de ocorrência das estruturas convectivas mais desenvolvidas.	52
Figura 3.7 Concentração de CCN como função da supersaturação medida durante vôos entre as cidades: a) Fortaleza (FL), Teresina (TE), Alta Floresta (AF) e Ji-Paraná (JP) em 21/09/2002; b) Ji-Paraná e Vilhena (VL) em 30/09/2002; c) Ji-Paraná e Alta Floresta em 01/10/2002; d) Ji-Paraná, Porto Velho (PV), Rio Branco (RB) e Cruzeiro do Sul (CS) em 05/10/2006.	55
Figure 3.8. Perfis verticais da concentração de CCN a 0.5% de supersaturação (a) e espectros médios de CCN para a camada limite e troposfera livre (b).	57
Figura 3.9 Para o dia 24 de Setembro: a) Perfis verticais de vento na FNS; b) Concentração média de CCN a 0,2; 0,3; 0,5 e 0,7% de supersaturação; c) Perfil vertical de variação na	

temperatura entre 8h e 14h LT; d) Perfil vertical de variação na umidade entre 8h e 14h LT. A linha tracejada em (c) é apenas uma especulação sobre o possível perfil de aquecimento caso os aerossóis não estivessem presentes.	58
Figura 3.10 Distribuições gama com parâmetros de forma variando de 1 a 20, ajustadas para uma medida realizada em 23 de Setembro (triângulo vazado). Nesta medida em específico, a distribuição gama com parâmetro de forma 5 (triângulo preenchido) foi a que apresentou o melhor ajuste, segundo o critério adotado neste trabalho.	64
Figura 3.11 Variação no mínimo RMSE como função do parâmetro de forma das funções gama ajustadas às medidas. Os valores referem-se a nuvens escolhidas para representar três condições típicas: limpa, moderada e poluída.....	65
Figure 3.12. Histograma das frequências de ocorrência do parâmetro de forma com melhor ajuste para duas regiões escolhidas para estudo: uma região não poluída a oeste da Amazônia e uma região poluída por intensa atividade de queima de biomassa na vizinhança de Rondônia.	66
Figure 3.13 Como na Figura 3.12, porém para dois vãos específicos	66
Figura 3.14 Parâmetro de forma como função da concentração de gotículas para a totalidade de medidas envolvida no experimento. O conjunto compreende 17 vãos.....	67
Figura 3.15 Distribuições de tamanho de gotículas ao longo do percurso no interior de uma nuvem amostrada em 23 de Setembro de 2002. A seqüência de valores corresponde à concentração total (cm^{-3}) variando da periferia da nuvem até seu centro.....	68
Figura 3.16 Ciclo diurno da radiação solar global incidente à superfície no sítio FNS: comparação entre um dia poluído (21/09/2002) e outro limpo (26/10/2002).....	70
Figura 3.17 Ciclo diurno do número de focos de queimada e da concentração de aerossóis com tamanhos típicos de 100 μm e 215 μm . Os valores foram normalizados em relação ao valor máximo encontrado na medida. As medidas de aerossóis referem-se às duas semanas que antecedem o dia 23/09/2002 e o total de focos corresponde aos valores registrados no dia 23.	71
Figura 3.18 Ciclo diurno da radiação solar global incidente à superfície no sítio FNS, para dois dias intensamente poluídos, 21/09/2002 e 23/09/2002.	73
Figura 3.19 Estrutura convectiva observada para o dia 23/09/2002, para a região de Rondônia, com um ciclo diurno bem definido e que modula a quantidade de energia disponível na superfície.	73
Figura 4.1 Evolução do número de focos de queimada na região sudoeste da Amazônia, onde se encontra Rondônia, para o dia 23/09/2002. Dados fornecidos por Elaine M. Prins (NOAA/NESDIS).....	76

Figura 4.2 Imagens obtidas pelo satélite GOES mostrando a evolução da cobertura de nuvens para o dia 23 de setembro de 2002, dia escolhido para o estudo de caso.	77
Figura 4.3 Evolução da radiação global incidente na superfície e da fração de cobertura de nuvens para o dia 23 de setembro de 2002.....	78
Figura 4.4 Perfil vertical da temperatura potencial e da umidade específica para três horários distintos em 23 de setembro de 2002.	79
Figura 4.5 Medidas de CCN para um dia tipicamente poluído (triângulos) e ajuste do perfil vertical de retenção de radiação solar (linha contínua) assumido nas simulações (sem normalização).	80
Figura 4.6 Curvas comparativas para concentrações de IN nos processos de deposição e condensação-congelamento (a) e nucleação por contato-congelamento (b).	81
Figura 4.7 Topografia da área simulada (a), campo de razão de mistura de água líquida e gelo no nível de 600 mb (b), imagem GOES do canal visível (c) e refletividade do radar (d), todos para um mesmo horário.	84
Figura 4.8 Razão de mistura de água de nuvem em 700 mb para células convectivas disparadas pelo aquecimento da superfície em simulações homogêneas de alta resolução. A seqüência temporal dos gráficos corresponde àquela das imagens mostradas na Figura 3.19.	85
Figura 4.9 Localização de uma célula individual (a) e distribuição da precipitação total ao longo da linha de latitude 11,2 graus (b).	89
Figura 4.10 Estrutura vertical da precipitação para a célula convectiva identificada na Figura 4.9.	90
Figura 4.11 Evolução temporal da taxa de precipitação (mm/h) ao longo da linha de latitude 11,2 graus.	91
Figura 4.12 Imagem GOES no canal visível para o estágio intermediário de desenvolvimento da convecção por volta do meio dia (a) e estágio de dissipação com células profundas remanescentes (b). Medidas da refletividade para toda a área de alcance do radar no nível de 3km (c) e perfil vertical de uma das células evidenciando a grande profundidade das mesmas (cerca de 15 km), por volta das 15h LT (d).	92
Figura 4.13 Distribuição espacial para gelo total no nível de 300 mb no instante de máxima ocorrência da categoria (coluna da esquerda) e evolução temporal da razão de mistura de gelo para um corte horizontal no mesmo nível (coluna da direita) com os cenários dados, de cima para baixo, por CCN300H e CCN1200H.	96
Figura 4.14 Distribuição espacial para gelo total no nível de 300 mb no instante de máxima ocorrência da categoria (coluna da esquerda) e evolução temporal da razão de mistura de gelo	

para um corte horizontal no mesmo nível (coluna da direita) com os cenários dados, de cima para baixo, por CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2.	97
Figura 4.15 Evolução temporal da razão de mistura de gelo total para o nível de 300 mb em valores médios e máximos na grade.....	98
Figura 4.16 Evolução temporal da razão de mistura de agregados, granizos e cristais de neve para o nível de 300 mb. Valores máximos são mostrados na coluna da esquerda e valores médios na coluna da direita.	99
Figura 4.17 Evolução diurna das diferenças no fluxo de radiação solar incidente na superfície devido à presença dos aerossóis em relação a uma atmosfera limpa.	102
Figura 4.18 Eficiência de colisão em função dos diâmetros das gotículas de nuvem para uma gota coletora de 80 μm de diâmetro, baseado em Pinsky et al. (2001). Os triângulos indicam a curva de ajuste para as classes de tamanho medidas no experimento LBA enquanto que a linha contínua representa a medida original fornecida pelos autores.....	104
Figura 4.19 Distribuições normalizadas em número (a) e massa (b) para duas nuvens selecionadas para análise. A nuvem amostrada em condição limpa apresenta parâmetro de forma 2 e aquela em condição de intensa poluição, parâmetro 7.	105
Figura 4.20 Diferenças entre as distribuições ponderadas em número e massa para os espectros de gotículas tipicamente encontrados na região amazônica, em valores médios para as nuvens amostradas, uma nuvem em 23/09/2002 (nuvem poluída) e outra em 05/10/2002 (limpa).....	107
Figura 4.21 Vapor d'água (a) e temperatura (b) no topo (700 mb) de células convectivas disparadas pelo aquecimento da superfície em simulações homogêneas de alta resolução.....	110
Figura 4.22 Corte horizontal do campo de razão de mistura de água de nuvem e de vapor no nível de 800 mb para simulações numéricas com alta resolução sem (a) e com vento (b).....	111
Figura 4.23 Evolução temporal da quantidade de vapor integrada na vertical (a e b) e da razão de mistura no nível de 700 mb (c e d), para cenários limpo (CCN300S, a e c) e poluído (CCN1200S, b e d) durante 5h de simulação, começando as 9h LT.	115
Figura 4.24 Variação na coluna de água (a) e no total de precipitação (b) para dois cenários distintos: um com baixa concentração de CCN e parâmetro de forma 2 (CCN300) e outro com alta concentração de CCN e parâmetro de forma 5 (CCN1200).....	116
Figura 4.25 Em (a) observa-se a evolução dos perfis verticais de umidade para os cenários CCN300, CCN300-SC e CCN1200 e em (b) a evolução para medidas realizadas no sítio experimental FNS entre 7h40min e 13h40min e entre 13h40min e 17h40min.	117
Figura 4.26 Imagens no canal visível, fornecidas pelo satélite GOES-8, para os horários locais 13h45min e 16h45min.....	118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 Domínio de valores para estimativas atuais de emissão de aerossóis ($Tg.ano^{-1}$), de acordo com Menon (2004).	3
Tabela 3.1. Sumário dos vôos conduzidos durante a campanha do LBA, de 21 de setembro a 13 de outubro de 2002. Letras indicam que mais de um vôo foi realizado naquele dia.	47
Tabela 4.1 Diferenças entre os cenários numéricos simulados com o modelo RAMS.....	83
Tabela 4.2 Propriedades de nuvens para os diferentes cenários, normalizados em relação a CCN300.....	87
Tabela 4.3 Propriedades microfísicas para diferentes cenários, normalizados em relação a CCN300G.....	93
Tabela 4.4 Sobreposição dos efeitos dos aerossóis nas propriedades da precipitação.....	120

LISTA DE ABREVIATURAS

AF	Alta Floresta
BC	Black Carbon
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CETESB	Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	Climatic Research Unit
CS	Cruzeiro do Sul
DP	Distribuição de Tamanho Ponderada
EUA	Estados Unidos da América
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FL	Fortaleza
FNS	Fazenda Nossa Senhora
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IN	Ice Nuclei
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JP	Ji-Paraná
LBA	Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LT	Local Time
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NY	New York
OC	Organic Carbon
PV	Porto Velho
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RB	Rio Branco
RMSE	Root Mean Square Error
TE	Teresina
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission

TSM	Temperatura da Superfície do Mar
EPA	Environmental Protecting Agency
USGS	United States Geological Survey
USP	Universidade de São Paulo
VL	Vilhena

1. INTRODUÇÃO

A quantidade de partículas originárias da atividade humana tem aumentado substancialmente desde os tempos pré-industriais até os dias de hoje. Essas partículas podem, por exemplo, agir de forma a causar impactos significativos sobre o clima da Terra. Sendo higroscópicas elas podem modificar o albedo médio das nuvens, a formação da precipitação e o ciclo de vida dessas nuvens. Sendo eficientes em espalhar ou absorver a radiação solar/terrestre podem ser determinantes nas condições de estabilidade da troposfera, modificando localmente a cobertura de nuvens. Os aerossóis, partículas em suspensão na atmosfera, são produzidos pela injeção direta, ou formados pela condensação de precursores gasosos. Pelo fato de possuírem um tempo de residência relativamente curto na atmosfera, as concentrações são altamente variáveis no tempo e no espaço. Para levar em conta essa natureza episódica dos aerossóis, modelos climáticos têm se estendido na direção de incluir códigos numéricos capazes de descrever ciclos de elementos predominantes na constituição (Feichter et al., 1996) bem como na microfísica da distribuição de aerossóis (Stier et al., 2004). Desse modo, aerossóis podem ser considerados como parte do ciclo hidrológico e, portanto, parte fundamental do sistema climático. Este trabalho dará ênfase aos aerossóis que têm origem na queima de biomassa.

Entre outros aspectos da história da humanidade, a queima de biomassa acompanha as civilizações desde o mais remoto registro histórico que se tem, num primeiro momento para suprir as necessidades imediatas de energia das sociedades primitivas, e nos tempos modernos essencialmente para suprir a demanda por novas terras cultiváveis e como meio de limpeza pré-cultivo. Instrumentos modernos de observação, por exemplo, o sensor MODIS, a bordo dos satélites AQUA e TERRA, revelam que nos dias atuais, em qualquer estação do ano, há sempre uma região do planeta coberta por uma extensa pluma de queimada. As regiões que se destacam são: África (janeiro-março, julho-setembro), Sudeste da Ásia, Indonésia e Malásia, Brasil (agosto a outubro), América Central e México (abril e maio), Rússia, Canadá e Alasca. Neste contexto de estado permanente de queima de biomassa, a atmosfera terrestre recebe intenso fluxo de partículas a base de carbono que se juntam àquelas a base de sulfato, poeira de solo, sal marinho, entre outros, constituindo o complexo sistema representado pelos aerossóis atmosféricos.

1.1 Fonte e distribuição dos aerossóis

A fração de carbono dos aerossóis atmosféricos presentes no ambiente consiste de carbono elementar (BC) e uma variedade de compostos orgânicos (OC). As partículas de carbono possuem propriedades variáveis, organizando-se em aglomerados de extensas cadeias, consistindo essencialmente de átomos de carbono, mas contendo em torno de 10 % de átomos de hidrogênio, além de traços de outros elementos (Seinfeld e Pandis 1998). O BC possui uma estrutura cristalina hexagonal de átomos de carbono em que cada átomo se liga covalentemente a três outros vizinhos, formando uma disposição em camadas não covalentemente ligadas. O OC por sua vez possui uma estrutura amorfa, ou seja, os átomos de carbono não se organizam em uma estrutura cristalina. Devido às diferenças estruturais, os aerossóis de BC e OC apresentam comportamentos distintos quando interagem com os processos atmosféricos.

Aerossóis de OC ou BC são emitidos por fontes comuns (queima incompleta da biomassa, biocombustíveis e combustíveis fósseis), mas possuem propriedades diferentes no que diz respeito à sua relação com o vapor d'água e com a radiação (Menon, 2004). A maior parte do OC é hidrofílica e reflete quase toda a radiação, exceto para alguma absorção no ultravioleta e no visível. Aerossóis de BC são hidrofóbicos, mas podem ser hidrofílicos com o envelhecimento das partículas. Durante o processo de envelhecimento das partículas pode haver, por exemplo, agregação de sulfato (Roberts et al., 2002). Diferentemente do OC, o BC é altamente eficiente em absorver na região do visível e ultravioleta. Pelo fato de que os aerossóis com origem na queima de biomassa podem afetar a precipitação e a circulação atmosférica tanto globalmente quanto regionalmente através de processos radiativos, termodinâmicos e microfísicos, estes serão considerados como objeto de estudo neste trabalho de pesquisa. Este estudo se contextualiza na estação seca da região amazônica, caracterizada por intensa atividade de queima de biomassa.

Aerossóis de maior interesse foram compilados na Tabela 1.1 de acordo com as fontes primárias de emissão e o domínio de armazenamento na atmosfera. Estimativas recentes (Bond et al., 2004) dão conta de que a queima de combustíveis fósseis, biocombustíveis e de biomassa representam 38, 20 e 42%, do BC e 7, 19 e 74%, do OC, respectivamente. Assumindo neste caso uma contribuição média global anual de 8,0 Tg de BC e 33,9 Tg de OC. Estas estimativas são menores do que as publicadas anteriormente e de acordo com Schaap et al. (2004) são, pelo menos na Europa, subestimadas por um fator de 2 para o BC. Os valores são pequenos quando comparados às estimativas de emissão de poeira do solo, da ordem de 10^3 Tg.ano⁻¹ (Andreae, 1995) e sal marinho, da ordem de 10^4 Tg.ano⁻¹ (Gong et al., 2002). Novamente observa-se a não concordância entre as diferentes abordagens (ver Tabela 1.1).

Tabela 1.1 Domínio de valores para estimativas atuais de emissão de aerossóis (Tg.ano^{-1}), de acordo com Menon (2004).

Tipo	Emissão estimada
Sulfato	
Industria	65,0-92,4
Oceano	10,7-23,7
Aviação	0,04
Queima de biomassa	2,0-3,0
Carbono orgânico	
Combustível fóssil	10-20
Biomassa	30-45
Carbono elementar	
Combustível fóssil	5,8-6,6
Biomassa	6,0-17,2
Nitrato	
Combustível fóssil	0,3
Biomassa	5,7
Outros (homem, solo, animal, agricultura)	74,5
Sal Marinho	
<2 μm	82
>2 μm	2583
Poeira de solo	
<2 μm	243
>2 μm	4859

Em termos de número de partículas a contribuição de poeira e sal marinho é pouco significativa, no caso do sal marinho menos de 2% das emissões no domínio submicrométrico dos aerossóis (IPCC, 2001), onde reside a quase totalidade do número de partículas. Daí resulta a particular importância do tipo de aerossol associado à queima de biomassa, ou seja, não é

representativo para a massa de partículas armazenada na troposfera, mas é determinante no número de partículas e, por consequência no número de núcleos que têm propriedades de se tornarem gotículas de nuvem, ou seja, núcleos de condensação de nuvens (CCN¹) ou núcleos de gelo (IN²). Outrossim, diz respeito ao domínio da existência dessas partículas, entre 0,1 e 1,0 µm, intervalo onde a deposição seca e a sedimentação não são mecanismos eficientes na remoção (Seinfeld e Pandis, 1998; Jacobson, 1999), restando à interação com as nuvens como o mecanismo essencial de remoção e, portanto como regulador do armazenamento dessas partículas, em específico no reservatório atmosfera-hidrosfera.

1.2 Efeitos associados

Em Jacobson (2002) são identificados 12 possíveis efeitos dos aerossóis no clima, a maioria com pouco ou nenhum conhecimento acumulado a respeito. Nenes et al. (2002) avaliaram quatro possíveis cenários, apenas para o aquecimento radiativo pelos aerossóis de BC. Em particular, ressalta-se que, por razões não muito evidentes, o fato é que o impacto dos aerossóis no clima adquiriu ao longo dos anos um caráter puramente radiativo, relegando a um segundo plano a questão associada ao desenvolvimento da precipitação. Portanto, ainda não é possível encontrar na literatura uma identidade para os efeitos que os aerossóis causam no processo de precipitação em si, uma vez que no enfoque radiativo a relação entre aerossóis e precipitação é circunstancial e não um objeto de investigação, como propõe este trabalho. Além disso, a abordagem radiativa trata a nuvem a partir de suas propriedades macroscópicas como, por exemplo, a fração coberta, a profundidade ótica e o albedo, normalmente com base em dados de satélites, a partir dos quais parâmetros microfísicos podem ser inferidos.

Dentro do contexto dessa análise puramente radiativo-climática, num primeiro momento os aerossóis podem esfriar a Terra através da redução na quantidade de luz solar que atinge a superfície (efeito direto). Exemplos clássicos dessa interação são as erupções vulcânicas, atividades industriais e de queima de combustíveis fósseis, ocasiões em que uma grande quantidade de dióxido de enxofre é lançada na troposfera, convertendo-se em partículas com alto poder de reflexão da luz solar. Um segundo aspecto dessa abordagem tradicional manifesta-se quando parte da camada limite torna-se densamente ocupada por partículas de carbono. Esses aerossóis absorvem a luz solar aumentando a temperatura do ar em relação à superfície, inibindo

¹ O termo CCN, do original “Cloud Condensation Nuclei”, será usado neste trabalho pelo aspecto consensual predominante na literatura de física de nuvens.

² O termo IN, “ice nuclei” será empregado para referências aos núcleos de gelo pela mesma razão dos CCN.

a formação de nuvens ou acelerando o processo de evaporação das nuvens existentes (efeito semi-direto, Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000). Por um lado, com uma menor fração de cobertura de nuvens, um maior aquecimento da superfície pode ser esperado devido à menor refletividade da radiação visível, e por outro lado, com a diminuição na fração de cobertura de nuvens, um resfriamento pode ser esperado devido à maior fuga de radiação de onda longa. O terceiro aspecto relevante relatado na literatura e que é determinante para uma grande parte da radiação solar, considera que quando partículas higroscópicas fazem parte dos aerossóis emitidos por atividades antropogênicas, uma maior quantidade de gotículas de nuvem pode ser esperada para um mesmo conteúdo de água líquida, aumentando assim a refletividade média das nuvens (efeito indireto primário, Twomey, 1974). Ao mesmo tempo, gotículas pequenas são menos eficientes em produzir precipitação, como será discutido no enfoque deste trabalho, causando aumento na cobertura e no ciclo de vida das nuvens e, conseqüentemente, aumento na quantidade de radiação refletida (efeito indireto secundário, Albrecht, 1989).

Embora de magnitude ainda incerta o efeito radiativo dos aerossóis pode se contrapor ao aquecimento global causado pelos gases associados ao efeito estufa (IPCC, 2001; ver Figura 1.1). De qualquer forma, vale a pena reforçar as conclusões de Anderson et al. (2003) sobre as metodologias empregadas no cálculo do impacto radiativo dos aerossóis antropogênicos. Segundo os autores, dois métodos são empregados nesse cálculo, um dos quais tem base nas propriedades físico-químicas dos aerossóis e o outro infere a forçante dos aerossóis a partir do total requerido para ajustar a mudança de temperatura nos níveis atualmente observados. No primeiro caso, incerteza e média excedem em muito os valores permitidos para o segundo método de cálculo. As projeções de cenários futuros são feitas com base no segundo método, de maneira que, caso o primeiro método esteja correto, pode-se concluir que a variabilidade natural é muito maior do que indicado pelos atuais modelos climáticos, ou seja, a forçante positiva dos aerossóis se contrapõe igualmente a forçante negativa dos gases-estufa e o aquecimento resultante pode ser considerado como variabilidade natural.

Dentro de uma abordagem global a cerca dos efeitos dos aerossóis, não se pode ignorar o importante e determinante papel dos oceanos, evidente na hipótese apresentada por Charlson et al. (1987). De acordo com esta hipótese, o dimetilsulfeto que é produzido pela maior parte dos fitoplânctons marinhos, ao se oxidar na atmosfera tornando-se sulfato, constitui-se na maior fonte de CCN sobre os oceanos. Desse modo, através dos efeitos da temperatura e da radiação sobre a população de fitoplânctons, é possível uma regulação biológica do clima. Segundo os autores, para se contrapor ao aquecimento resultante de um aumento na concentração de CO₂, basta um aumento proporcional na concentração de CCN.

Ainda que a abordagem radiativa global esteja envolta por grande incerteza, esta ainda é a base literária única capaz de subsidiar a realização deste trabalho. Note-se que no caso deste trabalho, o enfoque é na precipitação, sendo a interação com a radiação um efeito coadjuvante, ao contrário da abordagem global. Por esta razão, aqui se coloca como ponto de partida, os textos que se referem ao efeito radiativo dos aerossóis.

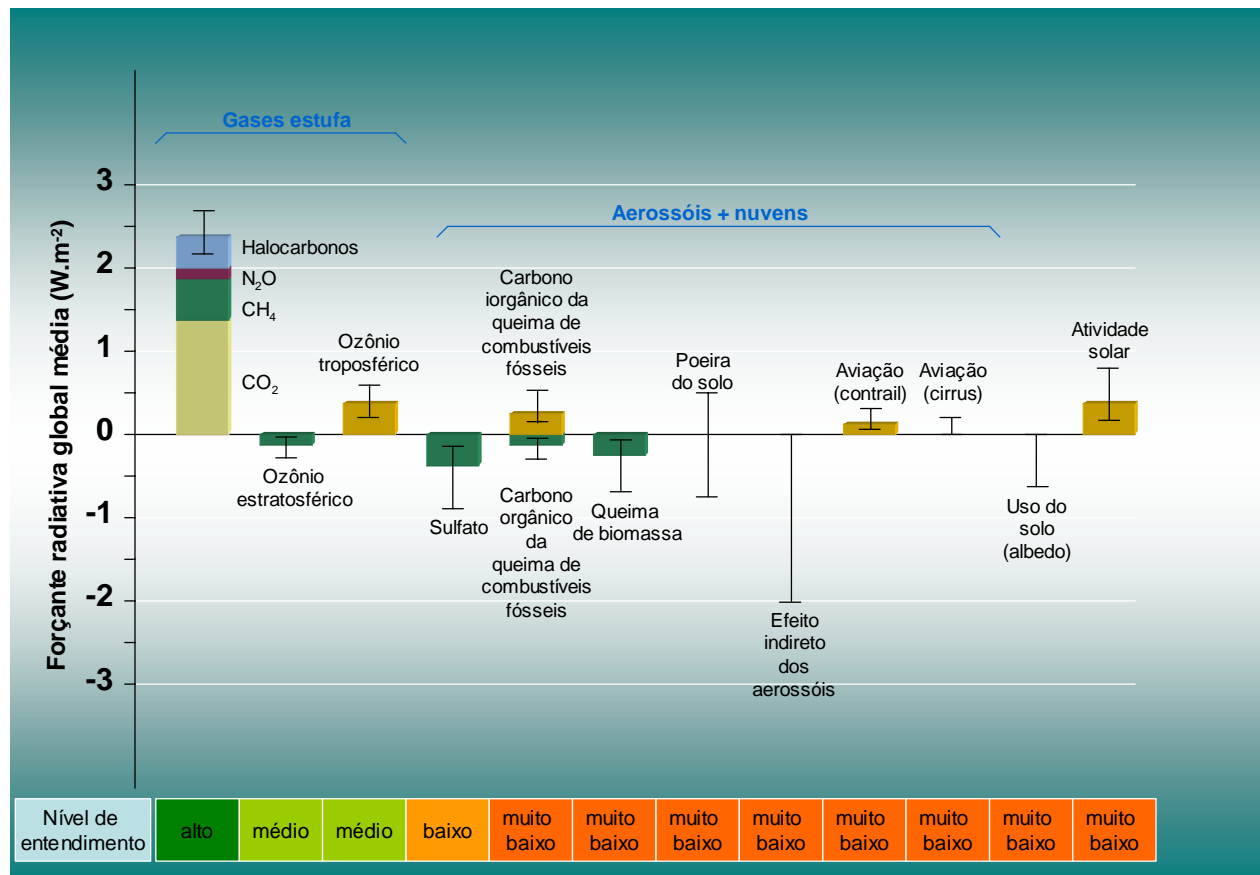


Figura 1.1 Forçante radiativa média global dos aerossóis naturais e antropogênicos para o ano de 2000 em relação a 1750. A altura das barras indica a melhor estimativa da forçante e a linha vertical um provável domínio de valores (Fonte: IPCC 2001).

1.3 Modelagem como ferramenta de estudo

Não faltam evidências de que os processos envolvidos no desenvolvimento da precipitação têm papel determinante no comportamento da atmosfera. O detalhamento matemático desses processos tem evoluído consideravelmente nas últimas décadas, tornando-se parte essencial dos modelos numéricos atualmente em uso pela comunidade científica dedicada ao estudo da atmosfera. A representatividade crescente dos fenômenos associados à precipitação tem ocorrido independentemente da abrangência e como uma função naturalmente associada à evolução da capacidade de processamento que culmina com a possibilidade de maior detalhamento tanto em modelos de circulação geral quanto em modelos regionais. A emissão de

poluentes por atividades humanas é um assunto que cabe em ambas as abordagens, embora a abordagem global tenha prevalecido nesses estudos. No caso deste trabalho, conforme objetivos que serão apresentados posteriormente, um modelo de escala regional, com uma representação mínima do processo de precipitação, torna-se mais pertinente. Finalmente, por maior que seja a diversificação de técnicas de estudo de um determinado assunto sob investigação, lacunas acabam por persistir. Neste contexto, a modelagem presta-se como ferramenta adequada a somar-se neste esforço de compreensão sobre o papel dos aerossóis originários de atividades antropogênicas no desenvolvimento da precipitação. Compreendem-se como vantagens oriundas do uso desta ferramenta:

- a) versatilidade na representação dos processos que ocorrem no ambiente de formação das nuvens; diferentes parâmetros associados às diversas parametrizações podem ser perturbados ou mantidos sob controle dentro de determinadas condições previamente estabelecidas para o cenário;
- b) multiplicidade de células e correspondente garantia de interatividade e competição, aspectos inerentes ao processo de desenvolvimento da precipitação na natureza, indistintamente de estar sob efeito das atividades humanas;
- c) garantia de variabilidade na dimensão e no ciclo de vida das células de precipitação, possibilitando análise mais universal a cerca do efeito dos aerossóis;
- d) avaliação da variação temporal das propriedades do sistema de precipitação permitindo a confirmação das hipóteses de causa e efeito, sem o comprometimento que normalmente está associado à avaliação estática do cenário, por exemplo, quando técnicas de medição por satélite são aplicadas;
- e) comparação entre observações e resultados das simulações.

Tradicionalmente, o estudo do processo de precipitação através de modelos numéricos, parte de uma sondagem atmosférica da região de interesse, acrescida de uma ligeira perturbação para que um movimento convectivo seja estabelecido. Por exemplo, Hindman et al. (1977) usaram dados de uma sondagem da vizinhança das nuvens nas quais medidas haviam sido feitas. Uma perturbação de 0,45 °C junto à superfície foi mantida por um período de 10 min para iniciar o movimento convectivo, garantindo-se assim o desenvolvimento de uma célula capaz de precipitar. Neste caso, distribuições de gotículas de nuvem, calculadas a partir das medidas de CCN sob influência das indústrias de papel, foram comparadas às distribuições de gotículas observadas no interior das nuvens. Em trabalhos mais recentes, por exemplo, Khain et al. (2001), foi usado um modelo de mesoescala no lugar de um modelo específico de nuvens. Obviamente o modelo contém em seu núcleo um módulo específico que trata da formação das nuvens. É com

esta compreensão, de que o modelo atmosférico regional pode ser considerado como um modelo de nuvens sob condições de menor especificidade e maior representatividade da natureza, que este estudo se propõe.

1.4 Justificativa e seqüência de elaboração da pesquisa

Encontrar os reais efeitos das emissões ocasionadas pela atividade humana no desenvolvimento da precipitação, não constitui uma tarefa fácil e, muito menos conclusiva, dada a complexidade que envolve tanto a natureza dos aerossóis quanto da interação destes com os fenômenos atmosféricos. Entender como as características das nuvens respondem aos efeitos dos aerossóis e vice-versa, ainda permanece como um tema completamente não conclusivo, em uma análise preliminar, e não identificado em sua plenitude. Isso já constitui em si uma justificativa para que esforços sejam feitos na busca por um melhor entendimento da questão. Ao mesmo tempo, ao pretender responder algumas questões endereçadas a essa temática, este trabalho adota a modelagem atmosférica regional como ferramenta acessória nessa busca.

Evidentemente, outros fatores que, embora não estejam ligados diretamente à questão do impacto das emissões de aerossóis, podem ser determinantes, inclusive desempenhando papel de agentes amplificadores do processo. Um exemplo claro desses fatores não diretos é certamente a ligação entre a cobertura do solo e os componentes do processo de precipitação. Circulação induzida por corpos d'água, por exemplo, podem interagir fortemente com o desenvolvimento da precipitação (Silva Dias et al., 2004). Em cidades ou em pastagens, por exemplo, a cobertura natural do solo é substituída por superfícies com rugosidade, albedo e propriedades térmicas diferentes que interferem diretamente na capacidade térmica, no armazenamento de energia e na troca de momento (Fisch et al., 2004), que podem ter conseqüências para o desenvolvimento da precipitação (Negri et al., 2004; Sen et al., 2004). O ambiente modificado que emite aerossóis, simultaneamente é uma fonte de calor, proveniente das atividades humanas que ali são realizadas, novamente causando sérios impactos à precipitação (Freitas et al., 2006).

A maioria desses fatores adicionais de modificação na precipitação encontra respaldo em medidas (veja-se, por exemplo, Shepherd et al., 2002; Negri et al., 2004). Por outro lado, dentro da presente abordagem não cabe discutir aspectos de natureza distinta daquela da interação entre aerossóis e precipitação. Reconhece-se assim o papel de cada processo em específico, mas que os mesmos devem receber também um enfoque específico que possa definir a relevância que têm para a formação da precipitação, tal como será feito no caso deste trabalho para os aerossóis antropogênicos. A interpretação que se tem neste trabalho é que a análise integrada dos vários processos que compõe a natureza de impacto das atividades humanas requer um mínimo de

conhecimento e mensurabilidade de cada processo em específico. Não se pode dizer, pelo menos até o momento e em relação à interação aerossol-nuvem-precipitação, que se tenha atingido esse estado mínimo de conhecimento.

Este capítulo introdutório se destina apenas a contextualizar o leitor no assunto sob investigação e especificar os objetivos. O segundo capítulo busca fundamentar o tema através de uma análise pormenorizada das observações envolvendo aerossóis, núcleos de condensação e características de nuvens em regiões sob interferência de emissões originárias da atividade humana, no que diz respeito ao impacto dessas emissões no desenvolvimento da precipitação. Conclusões de trabalhos de modelagem que tenham sido encontrados na literatura também estão envolvidos na fundamentação. Não obstante, pelo reduzido número de trabalhos e pela grande incerteza que cerca os resultados, não é possível restringir esta análise apenas aos estudos que envolvem a queima de biomassa e seu papel na precipitação, sob pena de tornar a fundamentação insuficiente. Pretende-se assim definir os potenciais impactos decorrentes da presença dos aerossóis, a partir das evidências e hipóteses que se colocam na literatura. Resultados das medidas realizadas durante o experimento LBA na região amazônica são parte fundamental deste trabalho e a discussão a respeito é apresentada no terceiro capítulo. A descrição do modelo atmosférico usado neste trabalho é apresentada em anexo, onde são definidas as condições nas quais os experimentos numéricos foram conduzidos: evento a ser estudado, localização, descrição do modelo atmosférico escolhido, especificações de grade e eventuais ajustes no modelo. Os efeitos avaliados em cada experimento conduzido e os resultados das simulações são apresentados e discutidos no quarto capítulo onde também se avalia a resposta do ambiente atmosférico às condições de forçamento dos aerossóis antropogênicos no processo de precipitação.

1.5 Objetivos do trabalho de pesquisa

Feitas as considerações presentes nos parágrafos anteriores, de que a atividade de queima de biomassa tem acompanhado a humanidade em seu desenvolvimento, de que produz partículas com propriedades estreitamente relacionadas ao fenômeno da precipitação, de que a atenção dada ao tema tem tido foco no balanço radiativo e não tem levado em conta a natureza microfísica do processo e de que o mecanismo de interação aerossóis-nuvem-precipitação não é único, mas é fundamental, endereçam-se as questões a seguir, cuja investigação constitui o objetivo deste trabalho.

Questão maior:

Os aerossóis antropogênicos estão intrinsecamente ligados ao sistema climático e ao ciclo hidrológico. A indefinição do papel desses aerossóis no sistema climático é consequência das incertezas na concentração, distribuição de tamanho e composição de ambos, aerossóis naturais e antropogênicos. Em resumo pode-se afirmar que o aumento na concentração dos aerossóis e a mudança na composição dos mesmos podem adversamente afetar o sistema climático da Terra e o suprimento de água. Dessa forma colocada, torna-se relevante para a humanidade saber qual é o comportamento da água na troposfera, em todas as suas fases, em resposta a um aumento na concentração de aerossóis de origem antropogênica e quais são as dimensões espacial e temporal decorrentes desse aumento.

Questões específicas:

- a) Como uma maior concentração de CCN pode interferir nas propriedades microfísicas da nuvem e qual é a magnitude dessa interferência?
- b) Como a distribuição de água se comporta em condições de alta concentração de CCN e IN e quais as consequências para o total de precipitação acumulado na superfície?
- c) Do ponto de vista do conhecimento atual de representação numérica, qual é a resposta do processo de precipitação em consequência da presença de uma maior concentração de aerossóis, com forte interação com a radiação solar?
- d) Como a atmosfera responde, do ponto de vista de armazenamento de aerossóis, quando grande quantidade de partículas é emitida por ocasião da queima de biomassa?
- e) Quais as consequências gerais para o ambiente atmosférico quando aerossóis de origem antropogênica interagem com o processo de precipitação, dentro do contexto das mudanças globais?

2. FUNDAMENTOS DA INTERAÇÃO ENTRE AEROSSÓIS E PRECIPITAÇÃO

Este capítulo tem o objetivo de descrever o estado atual de conhecimento sobre a interação entre aerossóis e precipitação. Na busca por identificar os possíveis meios pelos quais os aerossóis impactam a precipitação, e na plena consciência de que o tema é amplo e ainda pouco explorado, procurou-se abordar aqueles efeitos que oferecem um mínimo de conhecimento e que possam garantir que o impacto existe. Na seqüência, os efeitos serão apresentados a partir de suas fontes bibliográficas. Primeiramente será feita uma breve descrição das propriedades físico-químicas dos aerossóis, seguida por uma abordagem mais aprofundada do cenário atual de conhecimento da interação entre aerossóis e precipitação. Neste caso, a discussão se concentrou basicamente no que se conhece na literatura como efeitos direto, semidireto e indireto, sendo os dois primeiros tratados em um único subtítulo. Para o efeito indireto a discussão foi dividida em tópicos envolvendo ambiente marítimo, urbano, de queimada, a formação de gelo e aspectos da modelagem desse efeito. Ao final do capítulo é apresentada uma avaliação do estado atual de conhecimento sobre as mudanças climáticas.

2.1 Propriedades físico-químicas da interação aerossol-nuvem

Normalmente se considera que o parâmetro de maior influência na concentração de gotículas de nuvem é a concentração em número de aerossóis. Todavia, existem parâmetros intrínsecos à natureza físico-química dos aerossóis que desempenham papel de grande relevância, como será discutido na seqüência. Nenes et al. (2002) demonstram que a existência de fatores químicos que não têm sido levados em conta na modelagem atmosférica pode ter impacto significativo no desenvolvimento da precipitação. Esses fatores resultam da atividade antropogênica e podem produzir variações da mesma ordem de grandeza dos efeitos tradicionalmente considerados. A dissolução de gases solúveis (ácido nítrico, por exemplo) e espécies parcialmente solúveis na gotícula em crescimento, a depressão na tensão superficial por substâncias orgânicas solúveis em água, mudanças no coeficiente de acomodação a partir de filmes orgânicos na superfície da gotícula são fatores químicos analisados pelos autores e que

mostram efeitos da mesma ordem de grandeza e até maiores em comparação, por exemplo, ao efeito indireto (Twomey, 1974; Twomey, 1977).

Jacobson (2002), com base em resultados de modelagem global em que 12 efeitos dos aerossóis são representados, sugere que a redução na emissão de BC e OC pode ser mais eficiente em reduzir o aquecimento global do que uma redução similar de CO₂ e CH₄ em um determinado período. Isso demonstra não apenas a importância dos aerossóis, mas também a dimensão em que está envolvida a questão das mudanças climáticas.

Trabalhos recentes descrevendo experimentos envolvendo a queima de biomassa têm indicado que as partículas inicialmente emitidas durante a combustão sofrem transformações que afetam tanto a composição química quanto o tamanho das partículas. Por exemplo, de acordo com Bruinjes (2003), KCl predomina em partículas recém produzidas na queima de biomassa enquanto que K₂SO₄ e KNO₃ predominam em plumas de fumaça produzidas há mais tempo. Essa mudança indica reações de KCl com compostos de N e S produzidos durante a queimada, em um processo similar ao descrito por McInnes et al. (1994) em ambientes marinhos poluídos. Transformações sofridas no decorrer do tempo devido a interação das partículas recém emitidas com gases presentes na atmosfera podem modificar a eficiência das partículas como CCN. Roberts et al. (2002) consideram a deposição de sulfatos com origem na decomposição de matéria orgânica na floresta como uma provável explicação para as diferenças na composição das partículas após certo tempo de envelhecimento.

Na região amazônica, em particular, existe um grande número de trabalhos que tratam da composição dos aerossóis que têm origem naquela região. Entre esses trabalhos cabe destacar os de Artaxo et al. (1994) e Artaxo et al. (2002), abordando a composição química das partículas em distintos períodos e sítios de amostragem naquela região. Entretanto, aspectos relacionados à precipitação, a partir do estudo dos aerossóis da região amazônica, tornaram-se mais presentes com a campanha do experimento LBA em 2002. Como resultado do experimento LBA, Decesari et al. (2006) observam que a concentração de carbono total no domínio submicrométrico das partículas é reduzida em cerca de 20 vezes entre a estação seca e o início da estação chuvosa. Também foi observado que não houve mudança significativa das principais classes e grupos funcionais de compostos orgânicos solúveis em água. Os autores atribuem esse comportamento ao fato de que a diminuição desses compostos (ácido carboxílico, por exemplo) com origem na queima de biomassa, ao final da estação seca, poderia ser compensada por um aumento na contribuição de classes análogas de compostos de natureza biogênica.

No que diz respeito aos IN, estes são constituídos basicamente por partículas insolúveis de solo e minerais, com uma composição mista de elementos químicos, principalmente Al, Si e O. A maior parte dessas partículas é produzida pelas regiões áridas do planeta (Pruppacher e Klett, 1997). As partículas orgânicas aparecem com uma importância menor. As propriedades dessas partículas podem ser alteradas ao sofrer interação com gases como o dióxido de enxofre ou amônia, reduzindo o potencial de nucleação de gelo devido ao aumento do potencial de CCN.

Ao estudar a composição química de partículas residuais de núcleos de gelo em nuvens cirrus, DeMott et al. (1993) observaram que essas partículas se agrupam em seis principais categorias estatísticas. As partículas a base de sulfato e compostos orgânicos representando 86% do total, seguidas daquelas de potássio e carbono, normalmente associadas à queima de biomassa, em torno de 9%. O carbono e vanádio que estão normalmente associados à combustão representaram pouco mais de 2%. Por outro lado, quando a análise envolveu partículas de gelo nucleadas heterogeneamente, a participação dos componentes de sulfato e carbono reduziu-se consideravelmente, em torno de 25%, mesmo patamar dos compostos metálicos e, um pouco menor que compostos associados à poeira do solo (33%).

Outro fator relevante é o possível papel do bioaerossol como agente nucleador de gotas de nuvem e na formação do gelo. Em trabalhos iniciais, como o de Schnell e Vali (1972), foi evidenciada a presença da bactéria *Pseudomonas syringae pv. syringae* como agente nucleador de gelo. Lindow et al. (1976) descobriram outra bactéria como nucleadora de gelo, a *Erwinia herbicola*. Levin e Yankosky (1983) levaram gotículas suspensas em correntes de ar em um túnel de vento com células destas bactérias levantando a possibilidade de aplicação destas na chuva artificial. Schnell e Vali (1972) também estudaram o papel dos nucleadores de gelo em folheto em decomposição, mostrando que tanto fungos como bactérias podem ser bons nucleadores de gelo. Quase nada se sabe acerca de núcleos de congelamento proveniente de bioaerossóis (bactérias, esporos de fungos, etc.) no Brasil, à exceção de poucos trabalhos efetuados na área com as bactérias *Pseudomonas syringae pv. garceae* e os *uredinosporos de Hemileia vastatrix* (Gonçalves, 1993 e Gonçalves e Massambani, 1993).

2.2 O cenário de interação aerossol-precipitação

Os estudos envolvendo a interação entre aerossol, nuvem e precipitação partem de uma abordagem global que encerram em si alguns aspectos principais dessa interação, mas não a sua totalidade. Na seqüência a seguir, procurou-se relacionar tanto o resultado de medidas de campo

remotas quanto de trabalhos de modelagem. A ênfase foi dada nas incertezas associadas aos efeitos direto, semidireto e indireto e ao impacto global dos mesmos.

2.2.1 Efeito direto dos aerossóis

Como efeito direto dos aerossóis na convecção subentende-se aqui a distribuição espacial de aquecimento devido à presença de aerossóis absorvedores (a base de BC) ou refletores (partículas de OC ou sulfato). Para se ter uma idéia mais clara a respeito do papel dos aerossóis, segundo Hobbs et al. (1974), em condições de pouca ou nenhuma influência das atividades humanas, a concentração de $10 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ causa um aquecimento de $0,5^\circ\text{C}$ em um período de 12 h, enquanto que em áreas poluídas essa taxa de aquecimento pode facilmente exceder a 1°C por hora. Taxas de aquecimento dessa magnitude certamente influenciam o perfil vertical de temperatura e conseqüentemente as condições de estabilidade, modificando o fluxo de umidade necessário para a formação de novas nuvens. No caso em que a concentração se estabelece em uma altitude crítica, próximo ao topo da camada limite, a tendência é de intensificação da inversão que deu origem ao acúmulo de partículas. Para uma situação oposta, em que a concentração de partículas decai exponencialmente com a altura, provável condição de instabilidade, a radiação solar incidente alcança os níveis mais tênues com pouca absorção, com o aquecimento sendo representativo apenas para as camadas mais próximas da superfície. Nesse caso, segundo Hobbs et al. (1974), o aquecimento próximo à superfície intensifica a mistura vertical e conseqüentemente o transporte de vapor necessário à formação de nuvens. Portanto, o efeito direto dos aerossóis pode agir através de dois modos distintos, inibindo ou intensificando o processo convectivo.

O fato de um aquecimento relativo à superfície poder ser esperado devido à presença de partículas de fuligem foi colocado primeiramente por Hansen et al. (1997). A hipótese lançada pelos autores é de que o efeito líquido esperado seria a redução no movimento ascendente de umidade e, em contrapartida, a redução na cobertura de nuvens. Um segundo modo de manifestação desse aquecimento relativo é apresentado por Ackerman et al. (2000), mostrando que o aquecimento no topo da camada limite pode acelerar a evaporação das nuvens existentes.

Quando mudanças ocorrem no padrão de nuvens, uma modificação no balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera pode ser esperada. Uma avaliação em termos globais dessa modificação será vista no tópico 2.3.1. Exemplos dessa modificação são facilmente observados a partir de imagens de satélite. De acordo com Koren (2004) imagens de satélite da floresta

amazônica raramente mostram fumaça e nuvens cúmulos simultaneamente. Veja-se a fotografia da Figura 2.1, obtida a bordo de avião, próxima a Manaus, como ilustração desse efeito.



Figura 2.1 Fotografia aérea de região próxima a Manaus mostrando a ausência de nebulosidade em áreas ocupadas por pluma de queimada. Fonte: Arquivo de fotos do próprio autor em 14/07/2005, 17h18min LT.

Em seu trabalho, Koren (2004) usa dados do MODIS-AQUA para avaliar o impacto da fumaça das queimadas na formação das nuvens durante a estação seca da região amazônica (agosto-setembro de 2002). Esse impacto é obtido através do cálculo da fração de cobertura de nuvens em função da espessura ótica dos aerossóis. Na região de estudo predominam nuvens identificadas por Koren (2004) como cúmulos espalhados (cúmulos da camada limite). Formam-se no período matutino sobre o leste da região amazônica chegando a cobrir extensa área por volta do meio dia. O diâmetro típico dessas nuvens é de 2 a 3 km com uma refletância média em torno de 0,35 para a faixa visível do espectro solar. Esse tipo de nuvem é muito sensível às propriedades das superfícies, de maneira que raramente se formam sobre os corpos d'água, principalmente rios (ver imagem da Figura 2.2, obtida pelo sensor MODIS).



Figura 2.2 Imagem de 16/09/2003, 18h40min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA, evidenciando a sensibilidade das nuvens em relação às propriedades de superfície. Áreas definidas por corpos d'água apresentam pouca nebulosidade. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.

A sensibilidade das nuvens às características da superfície é bastante discutida na literatura (ver Silva Dias et al., 2004). Por outro lado, o fato novo nesse trabalho é a sensibilidade à presença de aerossóis. Ainda, segundo Koren et al. (2004), a redução da cobertura de nuvens devido à presença da fumaça significa menos radiação sendo refletida para o espaço e mais radiação sendo absorvida pela superfície, resultando em aquecimento. Em uma simulação numérica para uma pequena área da região amazônica, com 40 % de cobertura de nuvens, os autores estimaram que as nuvens refletem 36 W/m^2 , enquanto que se a atmosfera for preenchida por fumaça e sem nuvens a reflexão passa a ser de 28 W/m^2 , mostrando que os aerossóis, além de poder resfriar a superfície do planeta, também contribuem para o seu aquecimento através do efeito semidireto.

Menon et al. (2002), através de modelagem em escala global, avaliaram os efeitos climáticos dos aerossóis de carbono inorgânico sobre a China e Índia e encontraram valores de $+6 \text{ W.m}^{-2}$ e -17 W.m^{-2} para a forçante radiativa no topo e na superfície, respectivamente.

Concluíram que aerossóis absorvedores podem afetar o clima regional, sugerindo que a tendência observada sobre a China e Índia nas últimas décadas, com aumento da precipitação no sul e seca no norte, pode estar relacionada ao aumento de aerossóis de carbono não orgânico, não excluindo a possibilidade de que o uso do solo e dos recursos hídricos da mesma forma pode estar contribuindo para as secas observadas.

Schwartz et al. (2002), estudando os efeitos dos aerossóis antropogênicos na profundidade ótica e no albedo das nuvens, concluíram que um aumento médio de 0,03 no albedo nas nuvens estratiformes marítimas pode resultar em uma forçante radiativa média global de $-1,8 \text{ W.m}^{-2}$.

Lelieveld et al. (2002) calcularam a forçante média diurna para os aerossóis na região do Mediterrâneo no verão e encontraram 18 W.m^{-2} na superfície, cerca de 2,7 vezes maior do que no topo da atmosfera. A diferença foi atribuída à absorção por carbono inorgânico e vapor d'água. Essa redução é similar àquela observada no norte do oceano Índico por Ramanathan (2001) e que está associada à poluição asiática. Segundo aqueles autores, a variabilidade da temperatura da superfície do mar na região do Mediterrâneo foi relativamente regular nas primeiras décadas após 1930, passando a um substancial resfriamento por volta dos anos 70 seguido de aquecimento nos últimos anos. A tendência na temperatura durante as três últimas décadas apresentou-se correlacionada com a emissão de SO_2 no continente europeu, com as taxas de emissão mais altas coincidindo com os valores mais baixos de temperatura. Para avaliar os possíveis efeitos no ciclo hidrológico os autores procederam com a realização de experimentos numéricos forçando o modelo ECHAM-4 de acordo com os máximos e mínimos de temperatura observados na superfície do Mediterrâneo e encontraram que o resfriamento observado na superfície por volta dos anos 70 pode causar de 10 a 50 % de redução na precipitação na região do Mediterrâneo, Oriente Médio e leste do Saara. Deve-se levar em conta que as condições de chuva em parte do Saara melhoraram a partir dos anos 90 (Nicholson et al., 2000), juntamente com a redução na emissão de SO_2 na Europa.

Procópio et al. (2004) ao analisarem as medidas realizadas durante nove anos em quatro sítios experimentais intensamente impactados por partículas de queimada na região amazônica, encontraram médias mensais das forçantes variando entre -6 e -11 W/m^2 , no topo da atmosfera, e entre -26 a -62 W/m^2 , na superfície. A diferença entre as médias representa uma forçante na atmosfera, entre 20 e 51 W/m^2 , correspondendo a uma taxa de aquecimento atmosférico entre $0,2$ e $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$. Concluíram ainda que a forçante dos aerossóis, além de possuir elevados valores, atua por um tempo longo e em uma extensa área de abrangência, em torno de $1,2$ a $1,6$ milhões

de quilômetros quadrados. A dimensão geográfica deste impacto é evidente na Figura 2.3, onde intensa pluma de queimada de origem amazônica pode ser vista sobre o Atlântico Sul.



Figura 2.3 Imagem de 16/09/2003, 16h55min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA, mostrando pluma de queimada avançando sobre o sul do Atlântico, evidenciando o papel de grande escala dos aerossóis produzidos na região amazônica. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.

2.2.2 Efeito indireto dos aerossóis

Uma vez que os CCN podem modificar a concentração e a distribuição de tamanho das gotículas de nuvem, torna-se importante identificar os processos que produzem grande quantidade desses núcleos e investigar o quanto esses processos são ou não capazes de modificar o desenvolvimento da precipitação na região de ocorrência dos mesmos. De acordo com Hansen et al. (1997) o efeito indireto dos aerossóis é a explicação mais provável para o decréscimo observado no ciclo diurno da temperatura. Os estudos de Han et al. (1998) revelam que o albedo das nuvens e o raio das gotículas são positivamente correlacionados para a maioria das nuvens opticamente finas (espessura óptica menor que 15) e negativamente correlacionados para nuvens

opticamente espessas (espessura óptica maior que 15), em um comprimento de onda de 0,6 μm . Desse modo, é importante discutir aspectos de regionalização dos efeitos, como forma de se avaliar a relevância dos mesmos para o ambiente de estudo proposto neste trabalho. Portanto, nos itens que se seguem serão abordados os estudos realizados em ambiente marítimo, urbano e de queima de biomassa.

2.2.2.1 Ambiente marítimo

Nuvens marítimas rasas precipitam mais facilmente que nuvens continentais. Embora nuvens estratos-cúmulos marítimas têm espessura de algumas poucas centenas de metros, elas freqüentemente evoluem para um estágio de precipitação. Squires (1958) foi quem concluiu que a diferença na produção de precipitação entre nuvens continentais e marítimas estava associada à diferença na concentração de CCN. Sobre as regiões remotas dos oceanos, longe da influência direta dos continentes, a concentração de CCN é extremamente baixa, não passando de algumas poucas dezenas de núcleos por cm^3 . Devido à baixa quantidade desses núcleos, qualquer aumento no número de CCN pode ter um impacto significativo sobre a microfísica de desenvolvimento das nuvens. As trajetórias de navios, assunto bastante estudado e que será abordado na seqüência, constituem fortes evidências desse possível impacto. Entretanto, há a possibilidade de que essa sensibilidade associada à baixa concentração de CCN não seja particularidade dos oceanos. Resultados recentes de observações realizadas sobre a região amazônica apontam para concentrações de CCN extremamente baixas, próximas a valores marítimos (Roberts et al., 2001).

Nos primeiros estudos sobre o impacto dos aerossóis na precipitação, o conteúdo de água líquida era considerado como sendo constante enquanto que a concentração de CCN aumentava (Twomey, 1974; Charson et al., 1987). Albrecht (1989) discute a relação entre a concentração de CCN e a fração de cobertura de nuvens estratos-cúmulos marítimas, propondo a precipitação, que em nuvens rasas ocorre na forma de chuveiro, como elo de ligação entre aerossol e cobertura de nuvens. Ele também sugere que em regiões oceânicas, onde a concentração de núcleos é baixa, um aumento no número de CCN acarreta decréscimo no tamanho médio das gotículas, o que reduz a produção de chuveiro, aumenta o conteúdo de água líquida e a fração de cobertura de nuvens. O chuveiro que atinge a superfície remove CCN da camada limite e contribui para manter a baixa concentração de CCN que parece favorecer à formação de precipitação.

De acordo com Albrecht (1989), para uma nuvem estrato-cúmulos idealizada de 250 m de espessura com uma taxa de produção de 1 mm por dia e gotas de 100 μm , formadas pela

coleção de 1000 pequenas gotículas, a concentração de CCN seria reduzida a uma taxa de 1000 cm^{-3} por dia. Além da remoção da água líquida e de CCN da camada de nuvens, o processo de chuva estabiliza a camada limite. De acordo com Nicholls (1984), esta estabilidade resulta do aquecimento da camada de nuvem pela liberação de calor latente durante a condensação e pelo resfriamento da camada abaixo da base da nuvem durante a evaporação das gotas de chuva. Essa estabilidade inibe a mistura vertical necessária para manter os estratos-cúmulos marinhos, limitando o transporte de água da superfície para a camada de nuvem e fazendo com que a nuvem entre em colapso.

A Figura 2.4, também obtida do sensor MODIS para a região do Pacífico Sul, a leste dos Andes, mostra regiões definidas por células fechadas e abertas, exemplos onde o colapso decorrente de estabilização na camada limite pode ter se manifestado. Todavia, esta é uma questão ainda envolta por muitas incertezas. Por exemplo, Helfand e Kalnay (1983) propõe um mecanismo diferente para explicar a formação de células abertas e fechadas. A ocorrência de resfriamento radiativo concentrado no topo da camada de nuvens pode desenvolver intensas correntes descendentes. Estas correntes descendentes são compensadas por fraco movimento ascendente sobre a maior parte da área horizontal, resultando em células fechadas. Por outro lado, aquecimento concentrado na parte de baixo da camada, devido à presença de água quente, por exemplo, pode resultar em fortes correntes ascendentes, estas compensadas por fraco movimento descendente sobre a maior parte da área, resultando em células abertas.

Os trabalhos de Coakley et al. (1987) e Porph et al. (1990), acerca das trajetórias dos navios constituem-se em exemplos importantes de como as emissões oriundas de atividades humanas, podem influenciar o processo de formação das nuvens. Essas trajetórias de navios são verificadas por imagens de satélites por meio dos traços de emissões dos mesmos. Essas emissões tornam-se parte da distribuição de núcleos de condensação das nuvens presentes no local, realçando o brilho das mesmas, particularmente para comprimentos de onda próximos de 3,7 micrometros.

Segundo Hobbs et al. (2000) as partículas parecem ser primariamente orgânicas, possivelmente em combinação com ácido sulfúrico produzido pela conversão gás-partícula de SO_2 . A Figura 2.5, obtida sobre o Atlântico Norte, próximo à Europa, mostra com evidência o efeito das emissões sobre as propriedades das nuvens naquela região. As trajetórias de navios constituem um laboratório natural para estudar o efeito dos aerossóis nas propriedades das nuvens. A água fria e a camada limite rasa no norte dos oceanos Pacífico e Atlântico tornam essas regiões particularmente ideais à formação de nuvens em áreas onde ocorre liberação de

calor pelos navios. Além dos motores dos navios, segundo Porch et al. (1990), também pode haver liberação de calor diretamente das gotículas durante a formação das nuvens.



Figura 2.4 Imagem de 04/09/2003, 15h55min (UTC), obtida pelo sensor MODIS/TERRA e que mostra extensa área de nuvens estratiformes sobre o sul do Pacífico, próximo ao Peru, e o colapso da estrutura convectiva em parte da região. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.

A partir da análise de fotografias obtidas a bordo da nave Apollo-Soyuz (14 m de resolução), Porch et al. (1990) observam que a trajetória do navio aparece inicialmente apenas como uma faixa de maior brilho das nuvens estratos-cúmulos já existentes e eventualmente crescendo para uma estrutura independente cercada por regiões claras em ambos os lados, indicando que os fluxos de calor e umidade oriundos dos navios contribuem para um aumento na intensidade dos movimentos ascendentes e descendentes associado à circulação das nuvens. Esse desenvolvimento de uma nova estrutura de nuvens ao longo da trajetória e o fato de que a intersecção de duas trajetórias não apresenta maior brilho que as trajetórias individuais é um forte argumento contra a relação direta entre refletividade das nuvens e concentração de CCN, ainda segundo Porch et al. (1990).

Observações diretas feitas por Radke et al. (1989) revelaram que as nuvens pertencentes às trajetórias dos navios possuem maior concentração de gotículas, tamanho menor e maior

conteúdo de água líquida em comparação com as nuvens da vizinhança. A hipótese de Albrecht (1989) é de que, a alta concentração de gotículas em nuvens localizadas sobre as trajetórias dos navios, inibe o processo de colisão e coalescência, reduzindo a taxa de formação de chuvisco (pequenas gotas características de nuvens estratiformes com diâmetro médio compreendido entre 200 e 500 micrometros e velocidade terminal próxima de um metro por segundo). As observações de Radke et al. (1989) indicaram que as nuvens localizadas nas trajetórias dos navios possuem apenas 10 % da quantidade de gotas, com diâmetro maior que 200 micrometros, encontradas nas nuvens vizinhas.

De acordo com as medidas de Ackerman et al. (2000), realizadas nas trajetórias dos navios, a água de nuvem aumenta em algumas e decresce em outras, com um pequeno decréscimo em média. Observações feitas por satélites em estudos mais recentes apontam para um decréscimo médio na água de nuvem para medidas realizadas no nordeste do Oceano Pacífico (Coakley e Walsh, 2002). Mais recentemente, Ackerman et al. (2004) sugerem que as conclusões obtidas a partir de sensoriamento remoto e que apontam para uma diminuição na água líquida de nuvens poluídas sejam revisadas. O argumento é que a omissão de pixels claros ou parcialmente cobertos por nuvens acarreta um viés e levam a conclusões equivocadas. Uma melhor resolução das imagens tende a reduzir esse viés.

A cobertura de nuvens estratos-cúmulos marítimos contribui com cerca de um terço do albedo da Terra (Charlson et al., 1987). Grandes áreas cobertas por estratos-cúmulos são comuns à leste do Pacífico e do Atlântico. Da mesma maneira, são também comuns, em grande parte dessas áreas, regiões com ausência de cobertura de nuvens mostrando que o ciclo de vida das nuvens pode ser modulado por mudanças naturais e antropogênicas nos aerossóis. Segundo Stevens et al. (2005), a hipótese mais provável é que a presença de CCN, em menor concentração nessas regiões, modera a quantidade de nuvens devido a maior eficiência no processo de precipitação.

Com medidas realizadas a bordo de aeronaves, Albrecht et al. (2004) encontraram concentrações de CCN em torno de 30 cm^{-3} , na região de fraca cobertura de nuvens, contra 60 cm^{-3} na área de cobertura mais intensa. Revisando dados de estudos anteriores, envolvendo estratos-cúmulos os mesmos autores encontraram que a presença de chuvisco está geralmente associada às áreas de fraca cobertura de nuvens encontrando também concentrações de gotículas em torno de 50 cm^{-3} nessas áreas contra 150 cm^{-3} nas áreas de cobertura mais intensa.

As conclusões de Albrecht et al. (2004) evidenciam efeitos associados à variabilidade natural nas características das nuvens. Mais especificamente tornam evidente o efeito de

diminuição na precipitação com aumento na concentração de CCN. Ao mesmo tempo em que destaca a ocorrência natural do fenômeno também chama a atenção para a importância de se compreender os mecanismos físicos associados à formação dessas áreas estratiformes. Trata-se de áreas constituídas por estruturas de células mais abertas onde provavelmente o processo de formação de chuvisco tende a reduzir a concentração de CCN.



Figura 2.5 Evidência do efeito dos aerossóis na refletividade média das nuvens. Imagem obtida pelo sensor MODIS/AQUA em 27/01/2003, 13h40min (UTC). Neste caso, as trajetórias associadas às emissões de navios são identificadas por apresentarem maior refletividade em relação à vizinhança. Fonte: <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>.

Evidências de concentrações de CCN extremamente baixas foram encontradas por Ackerman et al. (1993) ao analisar uma imagem de satélite no comprimento de onda visível (0,55 a 0,75 μm) no leste do Pacífico Norte em 13 de julho de 1991. Na imagem, uma trajetória de navio intercepta uma área completamente sem nuvens. Com as emissões do navio uma linha de nebulosidade proeminente se estabelece, com uma largura típica de 18 km. Na vizinhança da trajetória, de acordo com medidas de Hindman et al. (1995), a concentração de CCN medida foi extremamente baixa (5 cm^{-3} a 0,8 % de supersaturação) e na região de nebulosidade vinculada à trajetória, a concentração encontrada foi bem mais alta (200 cm^{-3}). Ackerman et al. (1993)

argumentam que, nesse caso, não há CCN suficiente para sustentar uma camada de nuvens opticamente espessa. Essa situação torna-se reversível com as emissões realizadas pelo navio. Diferentemente de Albrecht et al. (2004), em que a precipitação regula o conteúdo de água líquida e o ciclo de vida das nuvens, Ackerman et al. (1993) propõem que, em condições de baixa concentração de gotículas, a camada de nuvens pode tornar-se opticamente tão fina que o resfriamento radiativo do topo das nuvens fica incapaz de promover a mistura vertical, resultando no colapso da camada limite marinha e na dissipação da camada de nuvens estratiformes.

Kawamoto e Nakajima (2003), com base nos horários que os satélites NOAA-9 e NOAA-11 cruzam o equador, encontraram certo decréscimo no valor do raio efetivo das gotículas à medida que se avança no horário em que cruzam a linha do equador. Observaram ainda que esse decréscimo é mais acentuado sobre os oceanos que sobre os continentes. Eles sugerem que o decréscimo no raio efetivo pode estar associado ao aumento na concentração de aerossóis devido às atividades antropogênicas. O fato de o decréscimo observado ser mais pronunciado sobre os oceanos seria uma consequência de as nuvens oceânicas apresentarem maior sensibilidade à poluição do que as continentais que já estariam saturadas de aerossóis. Entretanto, a presença de núcleos gigantes de sal marinho pode se contrapor à supressão da precipitação causada pelo grande número de partículas pequenas (Feingold, 1999).

Rosenfeld et al. (2002) mostraram que a precipitação associada a nuvens marítimas sofre efeito menor, em condições de poluição similares àquelas observadas sobre os continentes. Segundo os autores, existem duas diferenças relevantes entre continente e oceano que pode ajudar a explicar o porque das nuvens profundas reagirem de forma diferente sob condições poluídas. A primeira delas está relacionada à presença de grandes núcleos de sal marinho, que são os primeiros a se tornarem gotículas na base da nuvem, reduzindo a possibilidade de ativação de núcleos pequenos pelo decréscimo na supersaturação. A outra diferença reside no fato de que a velocidade vertical de ascensão é mais fraca sobre os oceanos que sobre os continentes, contribuindo para que uma menor fração de aerossóis seja ativados e um maior tempo disponível para que o processo de colisão e coalescência possa ocorrer.

2.2.2.2 Efeitos dos aerossóis urbanos na precipitação

Recentes medidas de satélite têm mostrado que a formação da chuva começa em níveis de maior altitude quando o desenvolvimento ocorre em ambiente com alta concentração de aerossóis (Rosenfeld e Woodley, 2000). Esse aspecto é importante pelo fato de que a

modificação na estrutura de desenvolvimento da precipitação também implica em mudança na distribuição vertical de liberação de calor latente durante o processo de condensação. Esta redistribuição de energia pode acarretar modificação na estrutura dinâmica da atmosfera, pelo menos em uma escala regional.

Rosenfeld (2000), também a partir de dados de satélite, encontrou evidências diretas de que a poluição urbana e industrial pode inibir completamente a formação da precipitação. Os estudos envolveram distintas regiões continentais como Turquia, Canadá e Austrália. Os dados revelaram que, tanto o processo de colisão e coalescência de gotículas, quanto a formação de gelo, são inibidos em nuvens contaminadas pela poluição.

Fitzgerald e Spyers-Duran (1973) encontraram elevadas concentrações de gotículas pequenas vento abaixo de St. Louis, Missouri (EUA). Alkezweeny et al. (1993) analisaram o efeito da pluma urbana das cidades de Denver e Kansas City (EUA) sobre nuvens estratiformes. A identificação do tipo de massa de ar deu-se por meio de avaliação da concentração de NO_2 , em que concentrações acima de 1,0 ppb foram consideradas como indicativas de ar urbano poluído. Os dados mostraram que o espectro de gotículas é muito dependente da história do ar ascendente na região de formação da nuvem. Em nuvens formadas a partir de ar não poluído, o diâmetro volumétrico médio das gotículas foi de $21,9 \pm 7,4 \mu\text{m}$, enquanto que nuvens formadas a partir de ar poluído apresentaram diâmetro médio de $13,6 \pm 1,9 \mu\text{m}$. A concentração de gotículas apresentou diferença de cerca de uma ordem de grandeza, sendo de 22 cm^{-3} em condições não poluídas e 226 cm^{-3} sob efeito da poluição.

Evidências contrárias à diminuição da precipitação também existem. Hobbs et al. (1970) afirmam que indústrias de papel, entre outras, são importantes fontes de CCN. Nuvens que se formaram na direção de propagação dos resíduos industriais mostraram-se mais eficientes em produzir precipitação, quando comparadas a outras nuvens da região. A análise de dados feita por Hobbs et al. (1970), comparando o período que antecede à instalação das indústrias com o período subsequente, indica uma taxa de precipitação que chega a mais de 30% em alguns casos para o período posterior à entrada em operação das mesmas. O aumento foi mais acentuado nas regiões mais elevadas e em regiões adjacentes ou vento abaixo das grandes fontes industriais de CCN. Segundo os autores, aumento semelhante também foi identificado na vazão dos rios.

Posteriormente, Hindman et al. (1977) estudaram o impacto das emissões de CCN por indústrias de papel na região noroeste dos EUA. As medidas dentro e fora da pluma visível mostraram que a concentração de partículas maiores que $0,2 \mu\text{m}$ na pluma foi 5 vezes maior que no ambiente fora da pluma. A concentração de partículas pequenas ($0,07 - 0,20 \mu\text{m}$) não

apresentou diferença. Os resultados indicaram que o principal impacto dos CCN emitidos em nuvens quentes pequenas (não precipitantes) é um alargamento na distribuição de tamanho das gotículas. Esse alargamento foi verificado a partir do aumento na concentração de gotículas maiores que 30 μm por um fator de 4 em relação às nuvens da vizinhança, não influenciadas pelas emissões. Os resultados destas observações levaram à conclusão de que os núcleos grandes e gigantes aumentaram a eficiência do processo de colisão e coalescência, conduzindo a uma maior taxa de precipitação. A presença dos CCN emitidos não afetou a concentração total de gotículas, o tamanho médio e o conteúdo de água líquida.

Eagan et al. (1974) estudando o impacto das emissões de indústria de papel observaram a existência de um máximo na concentração de CCN a 40 km vento abaixo da fonte (4 h após a emissão), cerca de 2000 cm^{-3} comparado a 2750 cm^{-3} próximo à fonte e 1000 cm^{-3} 20 km vento abaixo. Um comportamento similar também foi identificado por Kocmond e Mack (1972) que observaram significativo aumento na concentração de CCN a 0,3% de supersaturação 30 – 35 km vento abaixo de Buffalo, NY, EUA. As medidas realizadas por Eagan et al. (1974) indicaram que a contagem total de partículas atingiu um pico cerca de 18 – 20 km vento abaixo da fonte industrial, sugerindo a existência de um mecanismo de amplificação na concentração total de partículas e CCN após a emissão, respectivamente, em cerca de 2 e 4 h. Ajustando os dados pela expressão $N=cS^k$, o valor médio encontrado para k foi 2,4, tendendo a aumentar próximo à fonte. Considerando que alta concentração de SO_2 e compostos higroscópicos estão presentes na pluma, a conversão gás-partícula seguida de coagulação é suposta pelos autores como explicação para a concentração de CCN estar acima do esperado. A análise das distribuições de gotículas mostrou distribuições muito mais largas para as nuvens que se formaram dentro da pluma do que para as nuvens fora da mesma. Em particular, para nuvens sob efeito das emissões, concentrações significativas de gotículas com diâmetro maior que 30 μm foram medidas, assim como gotículas menores. Em razão disso, gotas em tamanhos precipitáveis podem ter sido formadas de forma eficiente pelo mecanismo de coalescência, podendo explicar a anomalia na precipitação identificada por Hobbs et al. (1970) na vizinhança das mesmas indústrias de papel.

Mather (1991) conduziu medidas em tempestades que se desenvolveram próximas a uma indústria de papel em Nelspruit (África do Sul). As medidas ocorreram em torno do nível de -10°C e revelaram a presença de gotas líquidas e parcialmente congeladas excedendo a 4 mm em diâmetro, alta concentração de gotículas de nuvem e uma quase completa conversão de água de nuvem em precipitação. Em um caso específico a célula convectiva era caracterizada por um diâmetro típico de 6 km. A velocidade vertical de 11,9 m/s é semelhante a velocidade terminal das gotas de 4,7 mm encontradas na ocasião, indicando assim a ocorrência de uma zona de

acumulação de gotas grandes, excedendo localmente o conteúdo adiabático de água líquida. Mather conclui que as emissões das indústrias de papel afetam drasticamente as grandes células convectivas da vizinhança, acelerando o crescimento por coalescência, evidente pelo aparecimento (não usual) de gotas grandes em torno de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Isso ocorre concomitantemente com a eficiente conversão de água de nuvem em precipitação, numa relação de causa e efeito facilmente compreensível: o alargamento do espectro de gotículas na base da nuvem pela injeção de núcleos higroscópicos determina o rumo de um processo já em movimento. A idéia de que o processo de precipitação em uma grande tempestade pode ser substancialmente alterado é algo realmente inovador. A sugestão de Mather (1991) é de que uma tempestade em que o processo de gelo está ativo pode estar muito próximo a um limiar de coalescência, podendo saltar para o modo de coalescência pela injeção de núcleos higroscópicos. O tempo é o fator crucial que frequentemente limita o crescimento das partículas nos vigorosos movimentos ascendentes em muitas tempestades na África do Sul. Em muito pouco tempo a maior parte da água de nuvem pode acabar na bigorna da célula convectiva, convertendo pouca ou nenhuma água de nuvem em precipitação. Por outro lado, o processo de coalescência parece produzir partículas que crescem a tamanhos e com rapidez suficientes para coletar a maior parte da água de nuvem disponível, reduzindo o potencial residual de água na atmosfera.

Medidas de sulfato em água de nuvem e concentração de gotículas foram obtidas no leste da América do Norte entre os anos de 1982 e 1984 por Leitch et al (1992). Observou-se um aumento médio de 56% na concentração de gotículas de nuvens poluídas em comparação com nuvens limpas. Em uma avaliação complementar através de modelagem concluiu-se que o potencial aumento no albedo das nuvens pode ser responsável por um aumento de 2 a 3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ para esta região da América do Norte.

2.2.2.3 Efeitos observados em ambiente de queimada

Efeitos semelhantes aos observados em ambientes urbanos industrializados também são observados em ambientes de ocorrência de intensa queima de biomassa. Warner e Twomey (1967) concluíram que a fumaça proveniente da queima de cana de açúcar pode ser uma fértil fonte de CCN e aumentar consideravelmente a concentração de gotículas em nuvens formadas vento abaixo das queimadas. Nas áreas sobre o oceano a concentração máxima de gotículas foi de 780 cm^{-3} (média de 140 cm^{-3}) enquanto que sobre o continente, influenciado pelas queimadas, a concentração foi de 2580 cm^{-3} (média de 510 cm^{-3}).

Warner (1968) examinou 60 anos de dados de precipitação obtidos no período de intensa atividade de queima de cana-de-açúcar para a região costeira de Bundaberg (Austrália). Os resultados mostraram que houve uma diminuição na precipitação média acumulada, coincidindo com um aumento na produção associada à atividade canavieira. Não foi identificada qualquer mudança na precipitação observada em uma estação de controle, vento acima da região de queimada. O tipo de chuva analisada compreende eventos em que um total acumulado em 24 horas de 1,27 a 25,4 mm de precipitação fosse observado. Nessas condições observou-se uma redução (considerando a média para um período de três meses correspondentes a estação das queimadas) de 25% ao longo dos 60 anos analisados. O autor sugere que a redução é consistente com a hipótese de que por meio de sua atividade como núcleos de condensação de nuvens, as partículas de fumaça resultam em um grande aumento na concentração e conseqüente redução no tamanho das gotículas de nuvem, impedindo assim o processo de formação da chuva por coalescência.

No trabalho de Mather (1991), discutido anteriormente, paralelamente à análise das células de tempestade em desenvolvimento na vizinhança de indústrias de papel, as células sob influência de focos de queimada também foram analisadas. O autor observou que sob influência da pluma industrial ocorria o aparecimento prematuro de gotículas grandes (diâmetros maiores que 32 μm), em torno de 10 litro^{-1} . A nuvem que se desenvolveu sob influência da pluma de queimada apresentou quase a mesma concentração e diâmetro médio, porém sem a presença de gotículas maiores que 32 μm . Esta ausência de gotículas maiores confirma o que já havia sido observado por Eagan et al. (1974).

A partir de observações do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) Rosenfeld (1999) mostrou que o processo de chuva quente em nuvens contaminadas pela fumaça de queimadas na região da Indonésia é praticamente inexistente. As observações mostraram-se consistentes com o efeito esperado da fumaça, causando menor tamanho das gotículas e por conseqüência reduzindo a eficiência de coalescência. O efeito é analisado pela evolução do raio efetivo das gotículas em função da temperatura para duas áreas distintas, uma das quais contaminada pela fumaça. Na área contaminada o raio efetivo permanece bem abaixo do limiar de formação da precipitação (considerado como sendo 14 μm) até o nível de -12°C , enquanto que na área limpa o limiar já é alcançado no nível de $+8^{\circ}\text{C}$ (cerca de 3 km de altura).

Kawamoto e Nakajima (2003) encontraram que a maior variação sazonal dos efeitos dos aerossóis está associada à região amazônica, apresentando maior raio efetivo durante a estação

chuvosa (em torno de janeiro) e menor na estação seca (em torno de julho) quando comparada ao leste asiático.

Han et al. (2002) apontam três diferentes comportamentos no conteúdo de água líquida das nuvens em função do aumento na concentração de gotículas. Definem a grandeza sensibilidade da água líquida de nuvem como sendo a razão entre as variações no conteúdo de água líquida e no número de gotículas acumulado na coluna e chega às seguintes conclusões em termos globais: 1) em cerca de um terço dos casos, predominante nos hemisférios de verão, a sensibilidade é negativa; 2) em aproximadamente um terço dos casos observou-se relação entre raio efetivo das gotículas e concentração na coluna dada pela lei de potência com expoente $-1/3$, fato que é coerente com o conteúdo de água líquida constante em função da variação na concentração; 3) na fração restante, também em cerca de um terço dos casos, a sensibilidade é positiva.

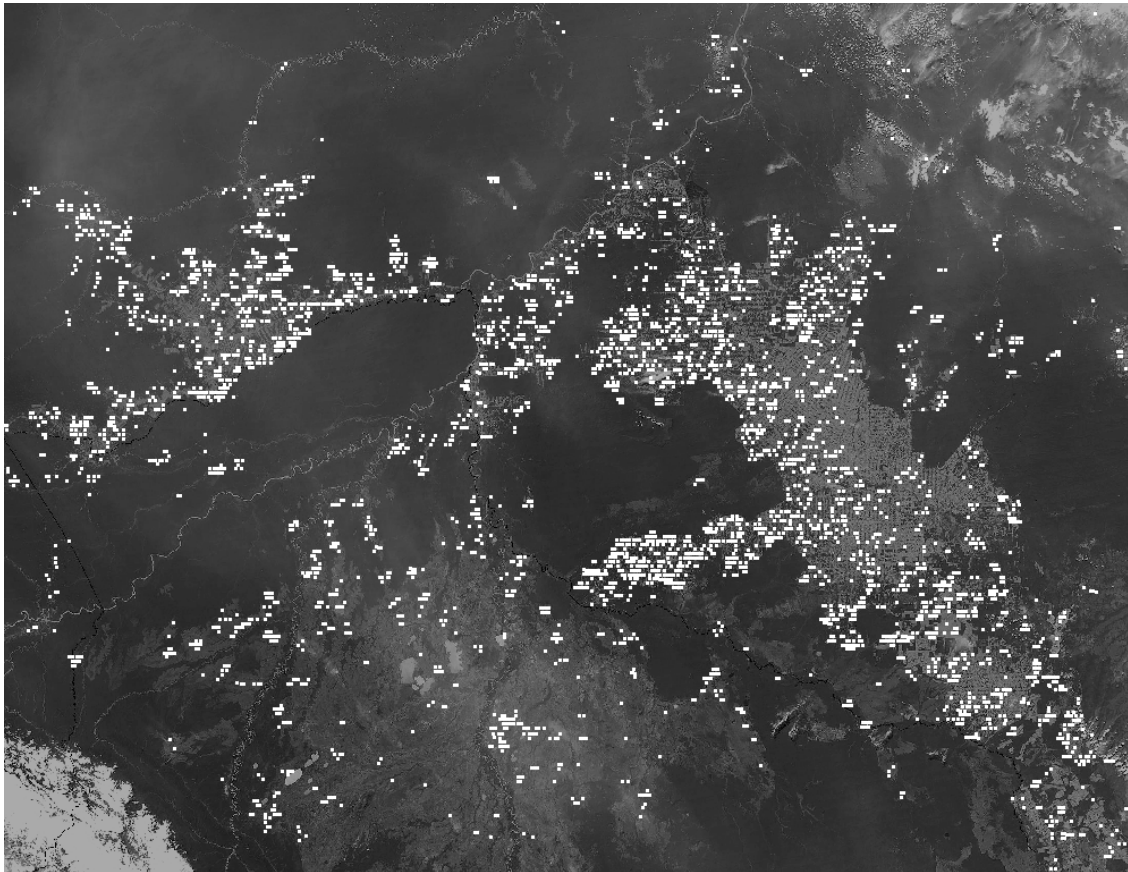


Figura 2.6 Distribuição espacial dos focos de queimada em 23 de setembro de 2002 para a região sudoeste da Amazônia. Dados fornecidos por Elaine M. Prins (NOAA/NESDIS).

Os resultados de Han et al. (2002) sugerem que o aumento na concentração de gotículas reduz o tamanho das mesmas e aumenta a evaporação imediatamente abaixo da base das nuvens,

desacoplando a nuvem da camada limite em regiões quentes, diminuindo o suprimento de vapor pela superfície e reduzindo assim o conteúdo de água líquida. Ressalta-se ainda que, a maioria das nuvens continentais mostra sensibilidade de neutra a levemente negativa, enquanto que para as nuvens marítimas existem regiões com forte tendência em ambos os sinais e com forte dependência sazonal. Os cálculos envolveram dados de satélite para os meses de janeiro, abril, julho e outubro de 1987, nuvens com temperatura do topo acima de 0°C e espessura ótica entre 1 e 15.

Na Figura 2.6 é mostrada a distribuição espacial dos focos de queimada para a região em torno de Rondônia para o dia 23 de setembro de 2002. Os dados foram obtidos a partir dos satélites GOES, de acordo com a metodologia descrita inicialmente em Prins et al. (1998). O total de focos que aparece na área mostrada corresponde ao acumulado nas 24h do dia 23. O máximo observado na área foi de 1068 focos na imagem das 15h45min LT. As coordenadas dos focos foram sobrepostas a uma imagem recente do sensor MODIS para facilitar a visualização da distribuição espacial das queimadas naquele dia. Fica evidente a associação entre os focos de queimada e a fronteira do desmatamento na região.

2.2.2.4 Efeitos na formação de gelo

As medidas no ambiente de nuvem podem revelar características do ambiente onde os cristais de gelo são encontrados naquele momento, mas não necessariamente representam as condições nas quais o crescimento dos cristais de gelo ocorreu (sedimentação pode ter ocorrido, por exemplo). Isso impede que grandezas como a temperatura e umidade possam ser correlacionadas com as propriedades dos cristais de gelo, pois estes podem apresentar características definidas pelo seu histórico de crescimento, que não necessariamente ocorreu nas condições definidas pelo ambiente no momento da amostragem.

Hobbs e Locatelli (1970) conduziram medidas de IN simultaneamente em três distintos sítios de medidas: urbano, continental e linha costeira. As medidas urbanas apresentaram maiores concentrações médias em relação aos dois outros sítios para diferentes temperaturas e todas as direções de vento, com os maiores valores sendo registrados quando o vento soprava da região central e de principais áreas industriais. Medidas na região costeira apresentaram concentrações mais elevadas com o vento soprando do continente. No sítio continental as concentrações mais elevadas foram observadas com o vento proveniente dos grandes centros urbanos. O sítio urbano também apresentou maior amplitude e frequência de flutuação em relação aos demais sítios. A concentração média na região urbana é cerca de uma ordem de

grandeza maior em relação às regiões não poluídas, para todas as temperaturas medidas (-21, -15 e -10 °C). As concentrações mais baixas foram registradas quando o vento soprava do Pacífico. Também foi observado aumento na concentração de IN durante os eventos de precipitação e evaporação de nevoeiros. As variações nos valores ficaram entre aproximadamente 30 e 300 m⁻³.

Lohmann (2002) investigou o potencial efeito dos aerossóis na formação de gelo das nuvens via nucleação por contato-congelamento. Uma simulação em que o número de núcleos de gelo é função apenas da temperatura é comparada com simulações nas quais os núcleos de gelo disponíveis para contato são considerados como sendo as partículas de solo ou carbono. Considerando que essas partículas estão em um estado de mistura com os aerossóis de sulfato, o resultado é que as partículas de solo perdem sua capacidade de IN, inibindo assim a formação da fase sólida. Por outro lado, se os núcleos de gelo são partículas de carbono, a nucleação por contato passa a ser mais eficiente. Os valores encontrados para a diferença média no total acumulado na coluna foram de 1,5 g/m² de gelo para menos e 22,3 g/m² de água líquida para mais no caso das partículas de solo, quando os experimentos são comparados entre si. Todavia, quando dois casos extremos são considerados, em que no primeiro caso não existe gelo acima de -35 °C e no segundo não existe água líquida abaixo de 0 °C (e todos CCN são considerados núcleos de gelo), as diferenças anteriores passam a ser de 13 g/m² e 105 g/m², respectivamente. Deve ser ressaltado que a nucleação por contato é apenas um dos aspectos pelos quais aerossóis de origem antropogênica podem influenciar a formação de gelo.

De acordo com Pruppacher e Klett (1997) a temperatura de congelamento das gotículas de nuvem está relacionada ao seu volume, de tal forma que as gotículas menores congelam-se a temperaturas mais baixas do que as gotículas maiores. Assim, a diminuição no tamanho médio das gotículas como consequência do aumento no número de CCN, pode tornar o processo de nucleação de gelo menos eficiente em nuvens super-resfriadas. Por outro lado, de acordo com Lohmann (2002), esse efeito pode ser probabilisticamente anulado pelo aumento na concentração de gotículas.

O potencial dos aerossóis na determinação do número e tamanho de cristais de gelo é abordado por Sherwood (2002). Analisando dados de satélite ele encontrou que as variações espaciais e temporais no diâmetro efetivo dos cristais de gelo em cumulonimbus, em escalas interanuais e de maior tempo, estão diretamente associadas com as emissões geradas nas regiões de queima de biomassa e por suspensão de poeira associada ao intenso uso do solo. Ele também observou que o diâmetro efetivo dos cristais de gelo está sempre correlacionado negativamente com a quantidade de aerossóis e que a convecção de maior intensidade está sempre associada

com cristais de gelo de tamanho menor. O diâmetro efetivo calculado nesse trabalho para os cristais de gelo no topo das nuvens cumulonimbus é cerca de 10 a 20% menor sobre os continentes que sobre os oceanos. Os cristais de gelo também são menores em regiões oceânicas onde o transporte mais intenso é verificado para fora dos continentes. As partículas de gelo se mostraram menores quando a quantidade de aerossóis é maior e quando a convecção é mais intensa, porém não apresentaram relação com a frequência de ocorrência de eventos convectivos, indicando que a variação no tamanho dos cristais de gelo é resultado da quantidade de partículas e não da intensidade da convecção. Cristais de gelo menores e em maior número podem espalhar mais radiação contribuindo assim para a amplificação do efeito indireto. Por outro lado os cristais menores podem evaporar mais facilmente aumentando a umidade e tornando mais efetivo o transporte de vapor para a estratosfera que, em parte, pode explicar o aumento observado na concentração de vapor d'água estratosférico nos últimos 50 anos (Sherwood, 2002b). Dessa forma, como gás do efeito estufa, o aumento no vapor d'água pode fornecer uma forçante radiativa positiva, em contraposição ao efeito indireto causado pelos cristais de gelo nas nuvens convectivas profundas.

A partir da combinação de medidas em superfície no topo de montanha e medidas remotas com radar, Borys et al. (2003) estudaram dois eventos orográficos de ocorrência de neve na região das Montanhas Rochosas (EUA). A partir das imagens dos cristais de gelo verificaram que praticamente não havia depósitos de gotículas congeladas na superfície dos cristais de gelo para o evento poluído (apenas 5% da massa) enquanto que para o evento não poluído os cristais de gelo eram opacos e com grande quantidade de depósitos (51% da massa). No evento poluído a concentração de gotículas foi de 310 cm^{-3} , diâmetro médio de $8,3 \mu\text{m}$ e conteúdo de água líquida super-resfriada de $0,13 \text{ g.m}^{-3}$. Para o evento limpo foi observada concentração de gotículas de 74 cm^{-3} , diâmetro médio de $13,6 \mu\text{m}$, conteúdo de água líquida super-resfriada de $0,14 \text{ g.m}^{-3}$ e número de cristais de neve cinco vezes maior. Observou-se ainda que houve impacto significativo na precipitação, com uma taxa de $0,02 \text{ mm.h}^{-1}$ para o evento poluído e $0,38 \text{ mm.h}^{-1}$ para o caso limpo. A concentração de sulfato na água de nuvem, característico de atividade antropogênica, foi utilizada como critério para a identificação dos eventos. Os autores sugerem que a menor taxa de precipitação é decorrente da presença dos aerossóis em maior número que torna as gotículas menores e menos eficientes em ser acrescidas pelos cristais de neve.

O impacto dos aerossóis antropogênicos na formação da neve também foi estudado por Lohmann (2004), dentro de uma abordagem numérica global. Foi observado que, de fato, há uma redução na taxa de acréscimo de gotículas pelos cristais de neve. Por outro lado, esta redução não se estende à taxa de precipitação pelo fato de que a diminuição no tamanho médio das

gotículas reduz a quantidade de radiação solar que atinge a superfície. O conseqüente resfriamento da atmosfera faz com que o crescimento por deposição e agregação de cristais de gelo e neve seja favorecido, aumentando levemente a taxa de precipitação de neve para os dias atuais em relação aos tempos pré-industriais. Lohmann (2004) acredita que as observações de Borys et al. (2003) estão relacionadas a eventos locais e não podem ser extrapolados para uma escala global. Adicionalmente, ele admite que o estudo considera apenas a acreção de gotículas em nuvens estratiformes e que o efeito é potencialmente superior em nuvens convectivas profundas.

2.2.3 Experimentação numérica sobre os efeitos dos aerossóis na precipitação

No tocante aos objetivos deste trabalho (Item 1.5), torna-se relevante revisar os aspectos de modelagem da poluição atmosférica com ênfase em seus impactos no desenvolvimento da precipitação. Ressalta-se, entretanto, que o impacto das emissões associadas às atividades humanas sobre a precipitação, no que diz respeito ao efeito que os aerossóis causam no total de chuva acumulado na superfície, não tem sido alvo dos trabalhos de modelagem para eventos de escala menor. Dessa forma, pouca discussão a respeito pode ser encontrada na literatura.

Atentos para a questão da modelagem, Hindman et al. (1977b) fizeram simulações de nuvens cúmulos e estratos-cúmulos, injetando núcleos grandes e ultragigantes no interior das mesmas, em concentrações similares àquelas encontradas nas emissões das indústrias de papel (ver Hobbs et al. 1970). Os resultados mostraram pouca alteração na taxa de precipitação. Na opinião dos autores os resultados são uma indicação de que outros fatores, como por exemplo, o calor e a umidade liberados pelas indústrias, combinados com os núcleos de condensação de nuvens, poderiam ser os responsáveis pelo aumento observado na taxa de precipitação. Hindman et al. (1977a) já haviam verificado que o conteúdo de água líquida das nuvens sob influência das emissões industriais era superior àquele das nuvens vizinhas. Entretanto, este fato não justifica que calor e umidade sejam os fatores determinantes, mas apenas que a conversão de vapor em água líquida pode ser mais eficiente.

Usando condições meteorológicas iniciais semelhantes àquelas medidas nas trajetórias dos navios, Porch et al. (1990) fizeram uso de um modelo hidrodinâmico de nuvens para tentar reproduzir as características observadas nas trajetórias dos navios. Os resultados indicaram que o empuxo fornecido pelo calor liberado pelo navio pode ser tão importante quanto à energia liberada no processo de condensação.

Experimentos numéricos simples conduzidos por Albrecht (1989) e por Pincus e Baker (1994) confirmaram o aumento na água de nuvem dessas trajetórias. Para Ackerman et al. (2004) o conteúdo de água de nuvem pode aumentar ou diminuir com o aumento na concentração de gotículas, dependendo da umidade e da própria concentração de gotículas ser baixa ou alta.

Utilizando experimentos numéricos, Ackerman et al. (1993) mostraram que com baixas concentrações de CCN, a camada de estratos-cúmulos reduz-se a uma camada de nevoeiros rasos. A evolução do colapso da camada limite marinha e a dissipação da camada de nuvens estratiformes associada depende das condições atmosféricas consideradas no processo de simulação, tais como, a taxa de produção de CCN, a concentração inicial de CCN, a distribuição de tamanho, a velocidade do vento, a temperatura da superfície do mar e a taxa de divergência do vento horizontal.

Em estudos de modelagem, Lelieveld et al. (2002) observaram que a redução na evaporação sobre o Mar Mediterrâneo, causada por poluentes vindos do norte e leste da Europa, reduz também a formação de nuvens e da precipitação na região do Mar Mediterrâneo. Os resultados em geral concordam com medidas conduzidas por Alpert et al. (2002). Por outro lado, o aquecimento similar da atmosfera causado por aerossóis no sudeste da China mostrou, com estudos de modelagem, aumento na precipitação, concordando com observações realizadas naquela região em anos recentes (Menon et al., 2002).

Como já mencionado anteriormente, Albrecht et al. (1989) propõem que o aumento na concentração de gotículas conduz a gotículas menores que dificultam a formação da precipitação. Han et al. (2002), baseando-se em estudos com modelos em que o tratamento da dinâmica, termodinâmica e radiação é mais completo, afirmam que o resfriamento imediatamente abaixo da base da nuvem é intensificado porque gotículas menores (e em maior número) evaporam mais rapidamente. Embora, segundo os autores, o chuvisco possa ser suprimido em certas ocasiões. Esse resfriamento age junto com o aquecimento radiativo da base da nuvem, suprimindo a mistura turbulenta, desacoplando a nuvem do resto da camada limite reduzindo o suprimento de vapor d'água e por conseqüência de água líquida. Ackerman et al. (1995) mostraram que as mudanças na concentração de CCN aumentam a amplitude do ciclo diurno do conteúdo de água de nuvem porque o mesmo efeito (Albrecht et al., 1989) opera durante a noite aumentando o conteúdo de água de nuvem, em oposição ao desacoplamento descrito.

A maior parte dos modelos climáticos sugere um aumento na água líquida de nuvens quando sob influência dos aerossóis antropogênicos, enquanto que os estudos relacionados às

trajetórias de navios indicam que as nuvens estratiformes marinhas podem ter menos água líquida em condições poluídas do que quando limpas (ver Platnick et al., 2000). Em uma investigação similar a que se propõe neste trabalho (escala regional), Brenguier et al. (2000) e Schwartz (2002) mostraram que as gotículas eram menores em nuvens poluídas que em nuvens limpas. Ao mesmo tempo se observou que as nuvens de origem continental eram menos espessas que as nuvens limpas de origem oceânica. As simulações realizadas por Johnson et al. (2004) forneceram uma resposta positiva na temperatura somente quando a camada absorvedora de aerossóis estava situada dentro da camada limite e uma resposta negativa quando situada acima da camada de nuvens.

A influência dos aerossóis na distribuição de tamanho das gotículas é definida como um efeito de dispersão, de acordo com Liu e Daum (2002). Esse efeito tem sido abordado em experimentos com modelos globais. De acordo com Peng e Lohmann (2003), se o efeito de dispersão é levado em conta, o efeito indireto radiativo dos aerossóis é reduzido.

2.2.4 Avaliando o cenário de interação aerossol-precipitação

Alguns pontos devem ser sumarizados em relação aos tópicos anteriores para que ao final deste trabalho se possa estabelecer um quadro delimitador e comparativo entre os resultados deste trabalho e o estado da arte acerca do tema.

Foram encontradas na literatura fortes evidências de que a introdução artificial de CCN na atmosfera pode mudar a eficiência com que as nuvens produzem precipitação em diferentes formas de atuação. Em uma primeira forma de atuação (Warner e Twomey, 1967), o aumento na concentração de gotículas de nuvem induz a uma diminuição no tamanho médio dessas gotículas, tornando o mecanismo de coalescência menos eficiente em produzir gotas de chuva. O decréscimo no conteúdo de água líquida com o aumento na concentração de gotículas é evidenciado por observações em plumas de trajetórias de navios (Platnick et al., 2000; Ackerman et al., 2000), plumas urbanas (Fitzgerald e Spyers-Duran, 1973, Alkezweeny et al., 1993) e plumas oriundas de queima de biomassa agrícola (Warner e Twomey, 1967). Maior concentração de cristais de neve em condições limpas (Borys et al., 2003), oposto ao que ocorre com as gotículas, deve-se provavelmente à menor eficiência no processo de formação secundária de cristais de gelo quando o ambiente está poluído. Com a diminuição no tamanho das gotículas, o mecanismo de formação secundária é suprimido.

Em relação ao artigo de Warner (1968) acerca de evidências em favor da redução na precipitação, fica pendente a questão de qual é a fração que o tipo de chuva analisada (moderada) representa em relação ao total de precipitação. Não foi discutido o que acontece em relação aos eventos de chuva intensa (acima dos limites estabelecidos no estudo) devido à presença das queimadas. Também deve ser lembrado que a estação de controle (vento acima), localiza-se em uma ilha, o que a coloca como parte de um regime de precipitação marítimo. Resta, portanto, saber como se comporta a precipitação em relação às áreas adjacentes, estas sim caracterizadas por um regime continental.

Rosenfeld (1999) pode ser questionado na mesma linha de argumentação do parágrafo anterior, ou seja, não há informação sobre eventos não moderados. A evidência do efeito é indiscutível, o que se discute aqui é o peso que o tipo considerado possui no espaço e no tempo. Com base nas próprias observações do autor (Figura 4 do artigo citado) verifica-se que, embora o aumento do raio efetivo das gotículas com a diminuição na temperatura é maior para a região limpa, este comportamento começa a mudar a partir do nível de 0 °C, com inversão nas respectivas declividades das curvas. Deste modo, não se pode dizer o que pode acontecer para células com desenvolvimento vertical bem acima do nível de -10 °C, uma vez que não há evidência de que este tipo de sistema de nuvem tenha sido analisado pelo autor.

Um segundo modo de atuação pode se manifestar pela introdução de número reduzido de CCN, porém muito eficientes (Hobbs et al., 1970). Nesse caso, as gotículas crescem rapidamente e formam gotas de chuva. Porém, deve-se ressaltar que, segundo Elliott (1970), a região noroeste dos EUA experimentou uma forte seca nos primeiros anos de 1930. Recorde-se que, de acordo com os primeiros autores, a maior parte do estado de Washington experimentou um aumento médio na precipitação anual durante o período de 1947-1966, em relação 1929-1946.

Como justificativa para o uso de um modelo atmosférico na complementaridade das medidas, ressalta-se que, comum a todas as medidas, está o fato de que o processo de medição é estático e avalia dois quadros aparentemente distintos pela observação de resultados, porém sem nenhuma prova de que sejam sistemas fisicamente idênticos, diferenciados apenas no que tange às propriedades microfísicas dos aerossóis. A possibilidade de alternância que o modelo oferece garante a identidade física entre cenários. Finalmente, a abordagem numérica tem sido pouco freqüente, com número extremamente reduzido de trabalhos usando modelos atmosféricos regionais.

2.3 O cenário climático global

Em uma análise global, vários componentes podem estar associados à tendência de mudança climática. Embora de magnitude ainda incerta, os aerossóis representam um componente importante do sistema climático e qualquer análise de tendência à mudança deve levar em conta a sua contribuição. Ao mesmo tempo, vários outros componentes podem apresentar a mesma relevância dos aerossóis ou interagir diretamente com estes. Naturalmente, qualquer tendência predominante de mudança climática deve passar pelo balanço energético do sistema Terra-Atmosfera, o armazenamento de água no solo e na atmosfera, a precipitação, as tendências observadas no comportamento da temperatura, a concentração de aerossóis e as mudanças associadas à questão da disponibilidade hídrica. Os principais componentes que ecoam na literatura serão resumidos na seqüência

2.3.1 Balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera

Resgatando o tradicional diagrama do balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera (Figura 2.7), do ponto de vista médio, a superfície está sempre ganhando energia radiativa enquanto que a atmosfera está sempre perdendo. Entre o aquecimento radiativo da superfície e o resfriamento radiativo da troposfera agem diferentes processos que garantem a transferência de energia entre as partes do sistema, entre os quais a evaporação na superfície e a convecção seguida pela condensação na troposfera. Essencialmente o vapor d'água e as nuvens absorvem a maior parte da radiação infravermelha emitida pela superfície de maneira que essa radiação raramente atinge o espaço diretamente. Subentendido que o vapor d'água é parte do processo de precipitação, essencialmente pode-se dizer que é o processo de precipitação que intermedeia as trocas de energia no âmbito da atmosfera, ou seja, entre a superfície e o espaço exterior.

As variações na radiação solar incidente na superfície da Terra afetam profundamente o balanço de energia no ambiente terrestre. De acordo com Wild et al. (2005), o declínio na radiação solar tem se tornado comum em muitas observações até 1990, um fenômeno conhecido como sombreamento global. Essas mesmas observações confirmam que esse efeito de sombreamento não persistiu após 1990, ao contrário, tem havido aumento na radiação solar incidente à superfície a partir de 1990. Pinker et al. (2005) apresentaram uma estimativa da variação temporal global da radiação solar incidente na superfície, a partir de dados de satélite. Os autores observaram um aumento anual médio de $0,16 \text{ W.m}^{-2}$ entre 1983 e 2001. Esta variação é uma combinação de um declínio até 1990, seguido por um aumento sustentável até 2001.

Em um artigo de Liepert et al. (2002) também é mostrado um declínio na quantidade de radiação solar incidente à superfície entre 1961 a 1990. A conclusão apresentada é de que a

redução na radiação solar se deve ao aumento na quantidade de partículas produzidas pela atividade humana, em particular aquelas produzidas pela queima de combustíveis fósseis. São partículas formadas a partir de sulfato que interagem diretamente com a radiação solar, apresentando alta refletividade. De acordo com Ramanathan et al. (2001), o aumento na concentração de aerossóis reduz o fluxo de radiação solar líquida na superfície. Conseqüentemente, diminuem o fluxo de calor latente e a quantidade de água precipitável integrada na coluna. Esta correlação conduz a um enfraquecimento do ciclo hidrológico, ou seja, um secamento da atmosfera. Também existem medidas indicando um declínio na taxa de evaporação no Hemisfério Norte ao longo dos últimos 50 anos. Roderik e Farqhar (2002) mostram que o declínio na taxa de evaporação observado no Hemisfério Norte é consistente com a redução no fluxo solar incidente à superfície nos últimos 50 anos, atribuindo como causa o aumento na concentração de aerossóis e na maior nebulosidade.

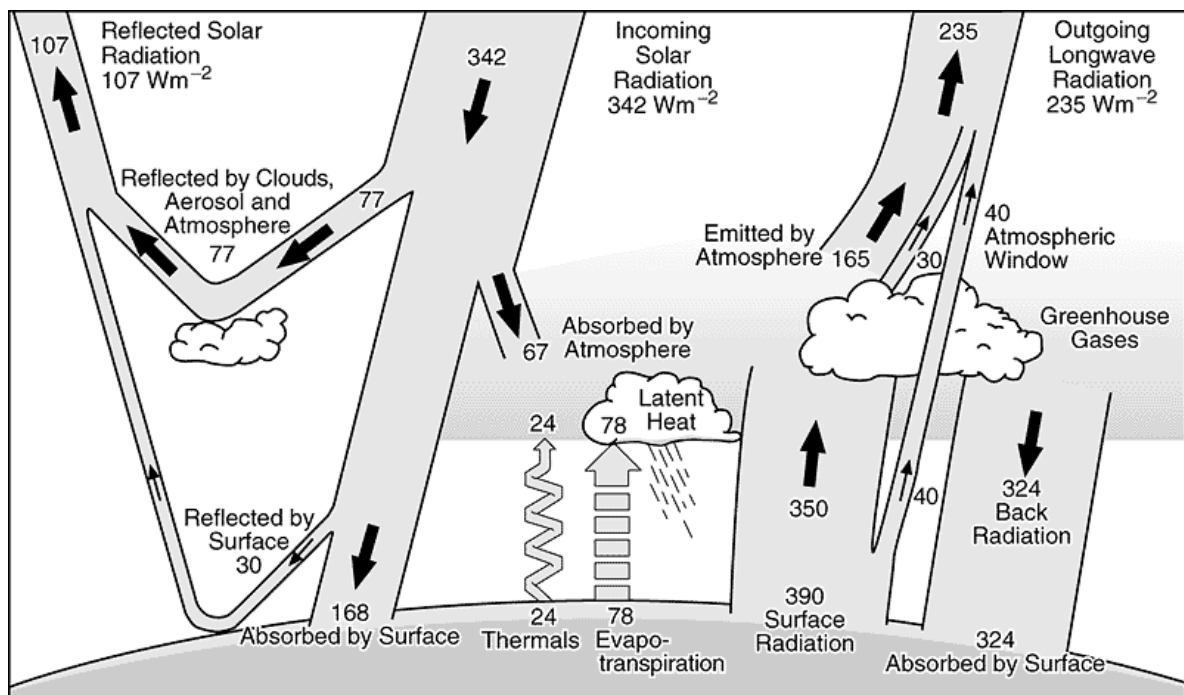


Figura 2.7 Balanço de energia médio global da Terra. Do total de radiação solar que chega no topo da atmosfera, 49% (168 Wm^{-2}) é absorvido pela superfície. Essa energia absorvida retorna à atmosfera como calor sensível, calor latente e radiação na faixa do infravermelho termal. Outra grande parcela da radiação solar incidente é absorvida pela atmosfera, que em resposta emite radiação para cima e para baixo. A perda radiativa para o espaço ocorre a partir do topo das nuvens e de regiões da atmosfera, muito mais frias que a superfície. Isto causa um efeito estufa. Fonte: IPCC2001, com a figura original podendo ser encontrada em Kiehl e Trenberth (1997).

Hansen et al. (2005), com base em resultados de modelo global, calcularam que a Terra está absorvendo do Sol cerca de $0,85 \pm 0,15 \text{ W.m}^{-2}$ a mais em relação ao que está emitindo para o espaço, devido principalmente aos forçamentos dos aerossóis e gases estufa. Este desequilíbrio é confirmado por medidas precisas do conteúdo de calor dos oceanos nos últimos 10 anos. Entre as implicações que os autores colocam estão o aquecimento global de cerca de $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$, sem qualquer mudança na composição atmosférica e a confirmação da ausência de resposta do sistema climático aos forçamentos, implicando na necessidade de ações antecipadas para evitar qualquer nível específico de mudança climática.

2.3.2 Armazenamento de água no solo e na atmosfera

Grandes regiões da Eurásia têm experimentado aumento na umidade do solo nas últimas décadas. Robock et al. (2005) mostraram um aumento acima de um centímetro por década na camada superior do solo (1 m de solo) entre 1958 e 2002, sem que mudanças na precipitação tenham sido observadas. O aumento na umidade tem diminuído de intensidade nos últimos anos da amostragem. Essa tendência de aumento na umidade do solo, observada na segunda metade do século XX, ocorre simultaneamente com a tendência de aumento na temperatura, que normalmente tenderia a reduzir a umidade do solo. Aumento na temperatura pode hipoteticamente provocar uma intensificação do ciclo hidrológico decorrente de aumento na capacidade de armazenamento de vapor d'água pela atmosfera e devido a uma maior taxa de evaporação sobre os oceanos. Peterson e Golubev (1995) observaram que a taxa de evaporação obtida a partir de tanques evaporativos tem diminuído globalmente, levando os autores a concluir que a componente de evaporação do ciclo hidrológico tem diminuído. Os autores entendem que esta diminuição pode ser decorrente de um aumento na nebulosidade, uma consequência do aquecimento global. Segundo os autores o aumento na nebulosidade encontra evidências sobre os continentes.

2.3.3 Precipitação acumulada na superfície

Em geral a precipitação sobre os continentes tem aumentado desde o início do século XX em cerca de 2% em termos de valores médios (Hulme et al., 1998), mas com pouca uniformidade espacial e temporal. Esse aumento tem sido decorrente de uma maior quantidade de eventos severos e maior número de dias chuvosos. A precipitação tem aumentado na maior parte da Austrália, por exemplo, chegando a 20% em determinadas localidades, mas observa-se que na

região sudeste houve redução considerável. Xavier et al. (1994) estudaram a variabilidade de alguns parâmetros relativos à pluviometria diária para a cidade de São Paulo ao longo do período 1933-1986 e encontraram uma atenuação progressiva das precipitações diárias mais fracas e o reforço daquelas mais intensas. Os autores atribuem como possíveis causas, aspectos climáticos de escala global e efeitos locais decorrentes da urbanização, tais como, ilha de calor e maior concentração de aerossóis.

No contexto das particularidades regionais deve ser levada em conta a discussão do Item 2.2.4 (Elliott, 1970). De acordo com Wild et al. (2005), como não há indicações de aumento no aquecimento radiativo e conseqüentemente da evaporação sobre os continentes entre 1960 e 1990, a intensificação do ciclo hidrológico sobre as regiões continentais extratropicais não deve estar associada a um aumento na evaporação, mas sim a uma maior advecção de ar úmido para dentro dos continentes. Para o IPCC 2001 é provável que o aumento na precipitação (e na cobertura de nuvens) pode ter mais que compensado o aumento na perda por evapotranspiração. Todavia, qualquer conclusão a respeito deve levar em conta que a rede mundial de pluviômetros cobre em torno de 25 a 30% da área do planeta e, estimativas por satélites só fornecem informação a partir da década de 70. A modificação no padrão de distribuição de nuvens, que resulte em menor cobertura de nuvens, pode ser interpretada como uma redução na radiação refletida para o espaço e, portanto, uma amplificação do efeito de aquecimento devido aos gases do efeito estufa.

2.3.4 Tendência de aquecimento global

Com base na série de dados do *Climatic Research Unit* (CRU) observam-se dois períodos principais de aquecimento (Fig. 2.8), um entre 1910 e 1940 e outro entre 1980 e o presente (com base no ajuste pela média de 10 anos). O período intermediário entre 1940 a 1980 não apresenta mudança significativa, embora possa ser observado um pequeno resfriamento, identificado como sendo associado ao Hemisfério Norte de acordo com Parker et al. (1994). Admitindo-se que uma atmosfera poluída é uma atmosfera mais sombreada, então o esforço feito a partir dos anos 80 para reduzir a emissão de enxofre, que teve impacto direto na concentração de sulfato, pode ter acentuado o aquecimento global em função de haver maior quantidade de energia solar disponível. A resposta imediata à redução nas emissões se deve a enorme diferença entre o tempo de residência de aerossóis e de gases do efeito estufa. Todavia, se admitido que de fato possa ter havido um efeito de sombreamento, não fica claro a razão de o mesmo ter se manifestado apenas a partir da década de 40.

Existe ainda a possibilidade de a atividade solar oferecer alguma contribuição. Portanto, dentro do intervalo de tempo em questão, a escala de aproximadamente 11 anos para o ciclo solar, eventualmente poderia interferir. Nesse caso, o maior pico registrado neste século encontra-se por volta de 1960, como pode ser visto na Figura 2.9, ou seja, em uma época evidentemente sem mudança significativa na temperatura.

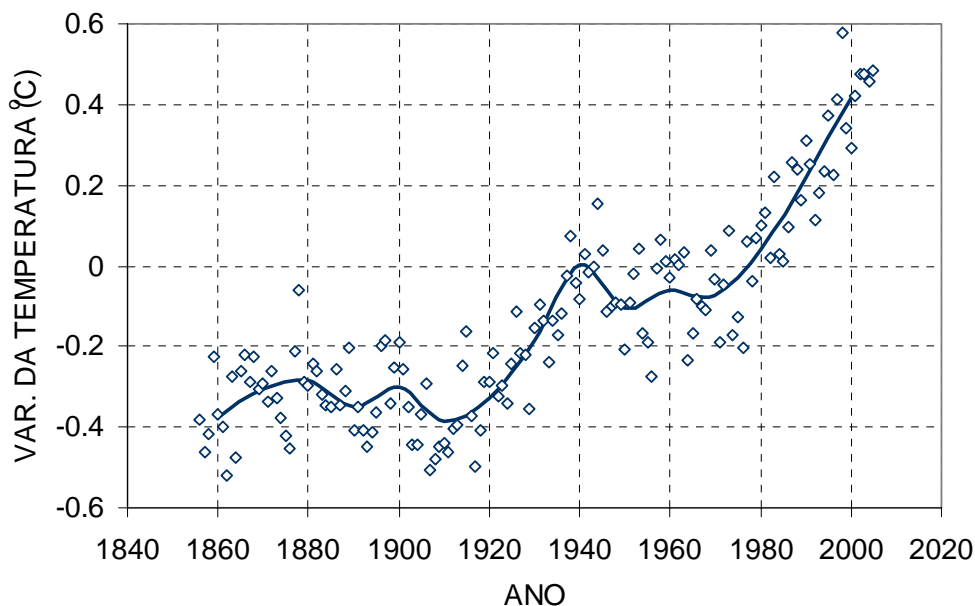


Figura 2.8 Variações da temperatura na superfície da Terra ao longo dos últimos 140 anos em relação à média de 1961 a 1990. Os pontos referem-se a médias anuais e a curva contínua foi construída sobre valores médios decadais. Dados originais obtidos de Climatic Research Unit (CRU) em <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/>.

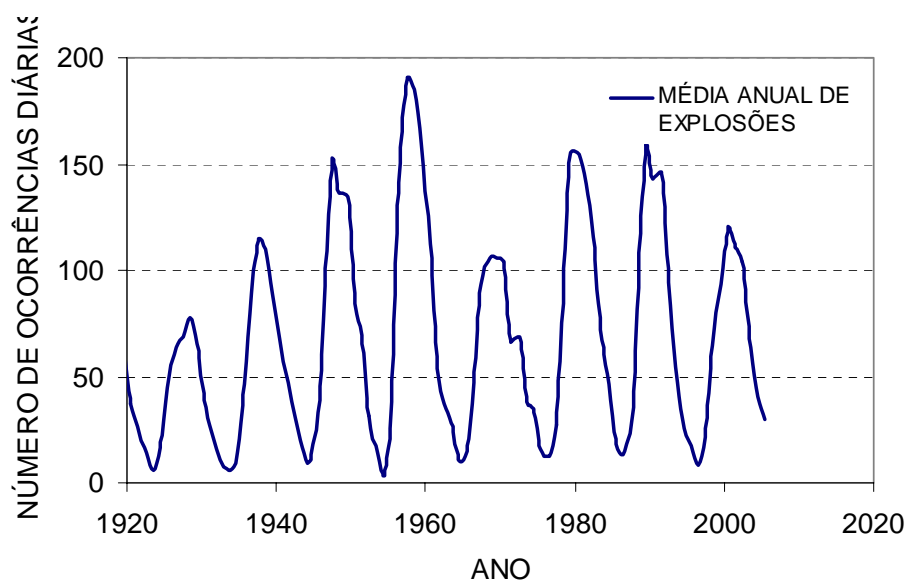


Figura 2.9 Média anual do número diário de explosões solares. Dados originais obtidos de R. A. M. Van der Linden, World Data Center for the Sunspot Index, Royal Observatory of Belgium, disponível em: <http://sidc.oma.be/html/sunspot.html>.

Além do argumento anterior, estudo recente de Foukal et al. (2006) sobre a atividade solar, mostrou que o Sol apresenta luminosidade cerca de 0,07% maior nos anos de pico em relação aos anos de baixa atividade. Segundo os autores, variações desta magnitude são muito pequenas para contribuir de modo apreciável com o aquecimento global, além de não se observar um aumento líquido do brilho solar no período após 1970, época a partir da qual se observa intenso aumento da temperatura.

2.3.5 Concentração de aerossóis

De 1983 a 2002, de acordo com dados da *U S Environmental Protecting Agency* (EPA), a concentração de SO₂ nos Estados Unidos reduziu-se em 54% enquanto que as emissões reduziram-se em 33%. Dados da CETESB para os últimos anos confirmam uma redução de mais 80% nas concentrações médias anuais de SO₂ na Região Metropolitana de São Paulo em comparação ao final dos anos 70. Outras espécies gasosas têm seguido a mesma tendência de redução (Parrish, 2006), todavia, o SO₂ é o precursor de uma fração considerável do aerossol atmosférico, particularmente aquela fração que apresenta forte interação com a radiação solar. Por outro lado, ressalta-se que em algumas regiões (China, Índia e Sudeste da Ásia) a emissão tem aumentado (Brasseur, 2003). As estratégias de controle da emissão de espécies como o SO₂ foram motivadas em parte pela acidificação da chuva, fenômeno que se torna mais freqüentemente observável a partir da década de 60 em regiões vento abaixo das grandes concentrações industriais.

2.3.6 Disponibilidade hídrica

Qualquer discussão sobre o processo de precipitação não pode deixar de lado as mudanças recentes no uso do solo e dos recursos hídricos. Embora distante do foco deste trabalho, e desprovido de ferramentas para conduzir análise nessa direção, o assunto é fundamental para o efeito em discussão, ou seja, para a definição do real efeito dos aerossóis antropogênicos no processo de precipitação. Não é possível dizer o quanto às mudanças observadas no armazenamento de água no solo e no fluxo de vapor são resultados de uma atmosfera mais quente ou de uma maior exposição à evaporação por meio dos processos de

deslocamentos de massas de água. Seja a partir de reservatórios expostos à superfície ou de depósitos subterrâneos, o fato é que o consumo por residências, indústrias ou irrigação tem crescido acentuadamente durante as últimas décadas.

No contexto de aquecimento, devido à alta temperatura na superfície, de fato uma quantidade adicional de água evapora. Sabe-se que após um período de cerca de 9 dias, este vapor retorna à superfície na forma de chuva, mas antes disso precisa passar pela formação das nuvens (Pruppacher e Klett, 1997). Portanto, vapor adicional, seja ele uma resposta do sistema ou não, significa quantidade adicional de nuvem. A questão central é identificar que quantidade adicional de nuvens será formada como consequência da quantidade adicional de vapor, ou seja, identificar se um eventual efeito de redução na temperatura, pelo aumento na cobertura de nuvens, é capaz de cancelar o aumento na temperatura causado pela maior quantidade de vapor d'água. Efeito eventual pelo fato de que é preciso saber que tipo de nuvem se forma como consequência de um aumento na quantidade de vapor d'água. Se por exemplo ocorrer um aumento na cobertura de nuvens altas (constituídas de cristais de gelo) pode haver uma resposta positiva (aumento da temperatura). Da mesma forma pode-se argumentar em relação ao tempo de vida e à espessura da camada de nuvem. As estimativas de Randall et al. (1984) indicaram que um aumento de 4% na área coberta por estratos-cúmulos marítimos resultaria em um resfriamento comparável em magnitude ao aquecimento esperado para um aumento na concentração de dióxido de carbono para níveis equivalentes ao dobro da concentração da época.

3. PROPRIEDADES DE CCN E NUVENS NA REGIÃO AMAZÔNICA

Do ponto de vista de uma escala global, nuvens e a precipitação na região amazônica são uma fonte tropical de calor, fortemente acoplada com outras fontes de calor (Gandu e Silva Dias, 1998). Juntamente com processos dinâmicos e termodinâmicos, os processos microfísicos da precipitação têm um papel importante no estabelecimento desta fonte. Como exemplo, Cifelli et al. (2002) mostraram que durante a estação chuvosa da região amazônica, diferentes propriedades microfísicas estão associadas com a convecção quando diferentes regimes de vento são observados. De acordo com Silva Dias et al. (2002), o quadro pode ser visto como uma inter-relação de processos em diferentes escalas, começando com uma forçante de grande escala. Durante a estação seca a atmosfera evolui para um quadro mais complexo, visto que a atividade de queimada injeta uma surpreendente quantidade de aerossóis e gases que interagem com o processo de precipitação com conseqüências diretas nos processos microfísicos e termodinâmicos envolvidos. A magnitude deste impacto ainda não foi estimada, mas existem evidências suficientes de seus efeitos (Crutzen e Andreae, 1990; Rosenfeld, 1999; Roberts et al., 2001; Sherwood, 2002). O entendimento do impacto das queimadas requer medidas de propriedades que são capazes de modificar nuvens e precipitação.

A concentração de CCN é vista como sendo o fator mais importante em determinar as propriedades microfísicas da nuvem, uma vez que eles são responsáveis pelo estabelecimento do espectro de gotículas. O aumento na concentração de CCN pode provavelmente ter um grande impacto nas propriedades radiativas das nuvens por meio do efeito indireto dos aerossóis e da mesma forma na estrutura de desenvolvimento da precipitação, conforme discutido anteriormente. Conseqüentemente, medidas de CCN são uma chave importante na compreensão do papel que as nuvens podem ter no clima, visto que a quantificação dos efeitos dos aerossóis é ainda bastante incerta (Lohmann e Feichter, 2004). Ao mesmo tempo, esses efeitos podem ser altamente não lineares (Feichter et al., 2004). Além disso, o aumento no número de medidas de aerossóis pode contribuir para um melhor entendimento na busca pelo estabelecimento de um inventário global das propriedades dos CCN associados a cada região, assim como fornecer informações às parametrizações utilizadas na identificação do número de gotículas de nuvem em modelos de circulação geral da atmosfera (Ghan et al., 1997) e modelos regionais (caso deste trabalho).

A maior parte dos trabalhos relacionados à queima de biomassa e seus efeitos sobre os aerossóis e nuvens está associada a parametrizações de interesse em modelagem global (Han et al., 1994). Parâmetros relacionados às propriedades óticas espectrais dos aerossóis e das gotículas de nuvem têm recebido mais atenção nesses trabalhos (Hess et al., 1998). A maioria deles fornece uma visão baseada em medidas de satélite, de maneira que representam naturalmente um ponto de vista quase global dos parâmetros calculados (ver, por exemplo, Kaufman e Nakajima, 1993; Harshvardhan et al., 2002; Kawamoto e Nakajima, 2003). Como um produto de baixa resolução, neste caso a informação proveniente de satélites torna-se imprópria para ser usada em uma modelagem em que os processos são tratados por uma perspectiva de alta resolução. Pouco se mostrou sobre parâmetros cujas medidas tenham papel importante durante as simulações com modelos de escala regional. Neste trabalho pretende-se preencher esta lacuna, documentando valores apropriados de parâmetros para os quais os modelos regionais geralmente fazem uso. O foco será dado ao parâmetro de forma da distribuição de gotículas, a partir do seu ajuste por uma função gama generalizada. Esta função foi escolhida em função de sua aplicação no modelo numérico a ser usado neste trabalho.

Apesar do grande número de estudos relacionados aos CCN e aos espectros de gotículas de nuvem, o estudo de suas propriedades torna-se mais importante quando voltado para regiões tropicais, onde o número de medidas é ainda bastante reduzido. Além desse aspecto, e considerando o fato de que em regiões remotas de floresta preservada a concentração de CCN pode ser muito baixa, como sugerido por Roberts et al. (2001b), o aumento na concentração de CCN pode ter um impacto muito mais relevante na microfísica de nuvens que se desenvolvem nessas regiões. Com relação às propriedades da distribuição de gotículas, não se espera que sejam diferentes. Portanto, o objetivo da primeira parte deste capítulo é analisar as características dos espectros de CCN obtidos durante o experimento LBA, que se desenvolve desde 1999, como descrito em Silva Dias et al. (2002). Os dados foram coletados durante os meses de setembro e outubro de 2002. O período de medidas caracterizou-se como sendo a transição entre a estação seca e o início da estação chuvosa

Embora a concentração de CCN tenha recebido atenção especial na literatura, as propriedades da distribuição de tamanho das gotículas de nuvem podem ser determinantes na estrutura de desenvolvimento da precipitação, principalmente em processos como a formação secundária de cristais de gelo e o mecanismo de colisão e coalescência, ambos intrinsecamente dependentes das características do espectro. Na segunda parte serão analisadas as distribuições de gotículas, com particular atenção à forma dessas distribuições. Adicionalmente serão

comparados os espectros de CCN e gotículas em condições limpas e poluídas e relacionados às condições meteorológicas e de queimada predominantes durante o experimento.

3.1 Aquisição de dados de CCN e nuvens

3.1.1 Sumário dos vôos

As medidas de CCN e nuvens foram obtidas em vôos entre 21 de setembro e 13 de outubro de 2002, durante a transição da estação seca para chuvosa. Os vôos foram realizados na região sudoeste da bacia amazônica, incluindo os estados do Acre, Amazonas, Mato Grosso e Rondônia (Fig. 3.1). Um vôo adicional desde o Estado do Ceará (junto ao Oceano Atlântico) até Rondônia em 21 de setembro foi incluído na análise dos espectros de CCN. As condições de atmosfera limpa foram observadas nos estados do Acre e Amazonas, enquanto que intensa atividade de queima de biomassa predominou em Rondônia e Mato Grosso.

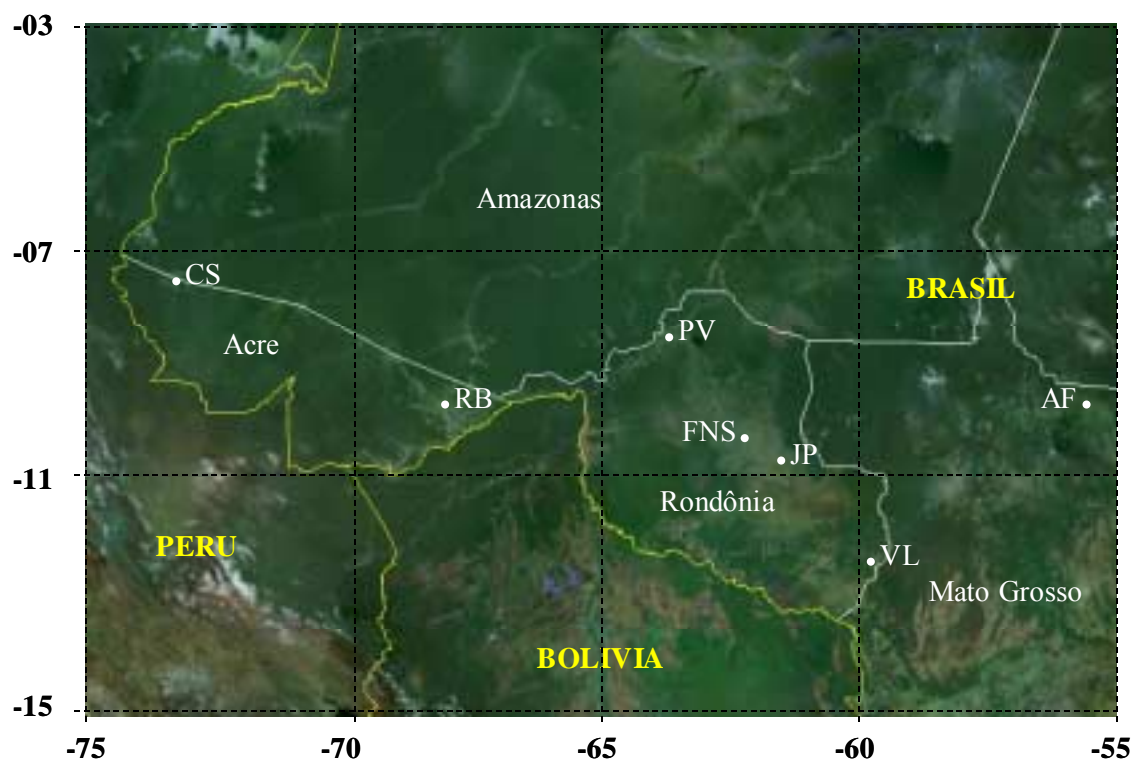


Figura 3.1 Área na qual os vôos foram conduzidos, com os principais sítios de interesse: Cruzeiro do Sul (CS), Rio Branco (RB), Porto Velho (PV), Ji-Paraná (JP), Vilhena (VL), Alta Floresta (AF), e Fazenda Nossa Senhora (FNS).

Os vôos foram realizados com o Avião Laboratório para Pesquisas Atmosféricas – ALPA, que é uma aeronave Embraer-Bandeirante, conforme descrito em Almeida et al. (1992). Os principais instrumentos usados durante os vôos forneceram as seguintes variáveis: espectro

de CCN, distribuição de gotas de nuvem e chuva, conteúdo de água líquida, temperatura, temperatura do ponto de orvalho, pressão e posicionamento via GPS. Dentre essas variáveis, a concentração de CCN em função da supersaturação e a forma da distribuição de tamanho das gotículas serão as variáveis analisadas na seqüência.

A Tabela 3.1 apresenta um sumário dos vôos realizados durante a campanha do LBA, de 21 de setembro a 13 de outubro, com respectivos horários locais (LT) de início e fim dos vôos. Quando dois ou mais vôos foram realizados no mesmo dia, diferentes letras foram usadas para identificar cada um. Cerca de 40 horas de vôos foram realizadas durante a campanha.

Tabela 3.1. Sumário dos vôos realizados durante a campanha do LBA, de 21 de setembro a 13 de outubro de 2002. Letras indicam que mais de um vôo foi realizado naquele dia.

Dia	21	23	24	26	27	28	30a	30b	01a	01b	04a	04b
Hora	13:24	14:07	14:43	14:02	14:27	13:37	11:14	13:49	10:16	16:47	11:06	13:54
(LT)	15:30	16:16	17:04	16:18	16:03	15:38	12:17	16:40	12:25	17:20	12:25	15:49
Dia	04c	05a	05b	06a	06b	08	09	11a	11b	12	13	
Hora	16:48	12:13	15:24	11:12	14:19	14:53	13:32	10:43	13:21	11:45	13:20	
(LT)	18:36	14:18	17:01	13:15	16:45	16:30	15:27	12:10	14:46	13:38	15:50	

3.1.2 Aquisição de dados de CCN

Uma câmara estática de difusão de gradiente térmico foi usada para a obtenção dos espectros de CCN (Oliveira e Vali, 1995). A câmara opera para qualquer conjunto de valores de supersaturação decidido pelo usuário entre 0 e 1,0%. A região supersaturada se forma na metade do espaço entre duas superfícies paralelas úmidas que são mantidas em diferentes temperaturas. O ar ambiente, carregado de partículas, é exposto na região supersaturada por um certo tempo (cerca de 15 segundos), durante o qual os CCN são ativados como gotículas de nuvem, crescem e caem fora da região supersaturada por ação da gravidade. A Figura 3.2 ilustra uma cena característica do processo de amostragem. O volume de amostragem é definido pela região iluminada pelo feixe de laser. A calibração consiste em contar o número de gotículas no volume iluminado e medir a radiação espalhada em um foto-detector, encontrando uma equação de calibração que estabelece uma relação entre tensão no detector e total de gotículas ativadas em uma dada supersaturação. Uma descrição mais detalhada do procedimento de calibração pode ser encontrada em Mendes (1995).

Durante a campanha, quatro valores de supersaturação foram selecionados para cada amostra de ar: 0,2; 0,3; 0,5 e 0,7%, embora nem todos estes valores estejam disponíveis para a

totalidade dos vôos. Considerando a velocidade do avião e o tempo necessário para um ciclo completo, cada medida representa uma distância típica de 5 km. Os valores obtidos neste trabalho seguem os parâmetros de calibração encontrados por Oliveira e Vali (1995).

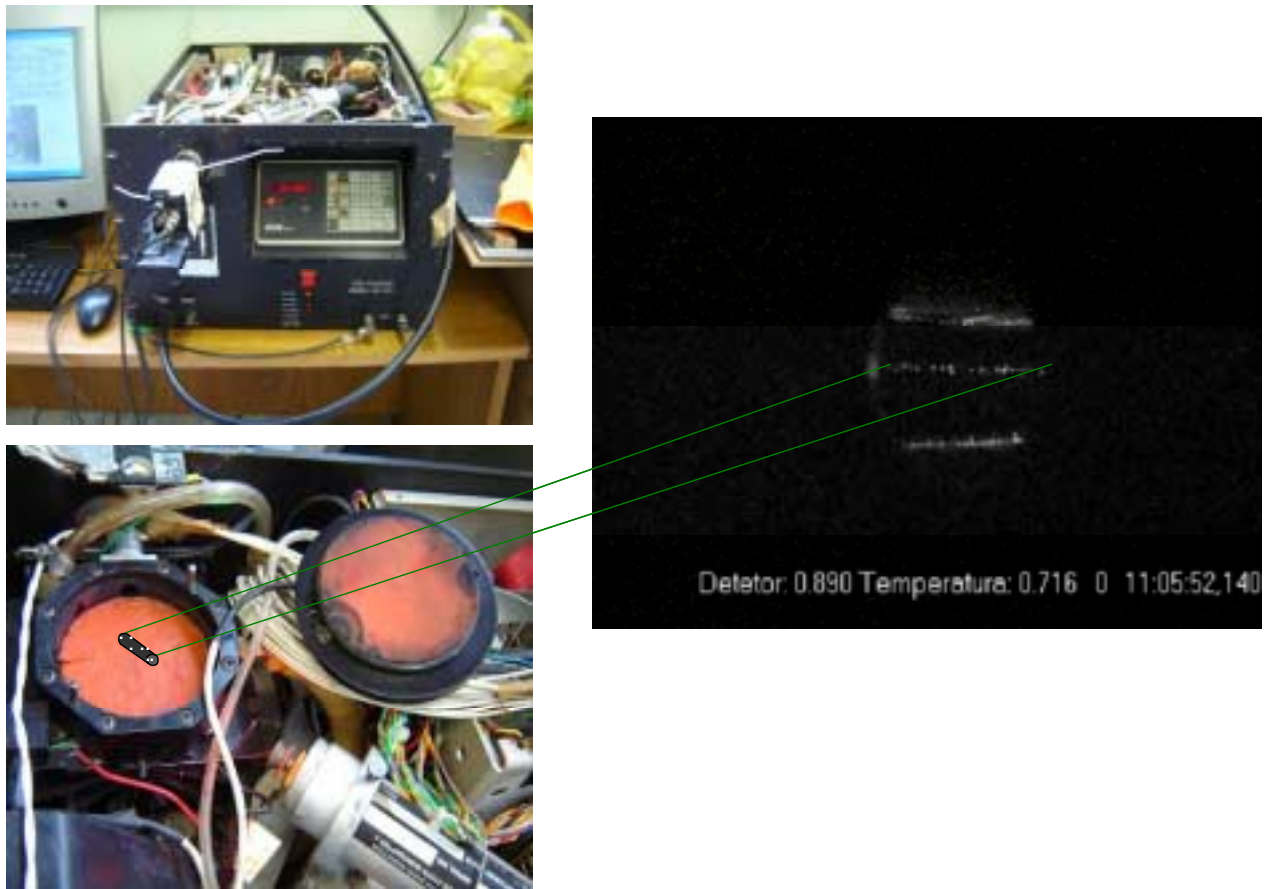


Figura 3.2 Imagem obtida da região supersaturada no interior da câmara de condensação mostrando as gotículas ativadas em queda no momento da captura da imagem.

Embora a emissão por queima de biomassa estivesse presente na maior parte dos vôos, a concentração média de CCN analisada neste trabalho não inclui as medidas obtidas diretamente no interior das plumas de fumaça. A grande diferença entre as plumas dos focos e o ambiente poderia comprometer os dados. Esta diferença pode atingir cerca de dez vezes o valor de fundo. Portanto, a análise inclui somente concentrações de CCN em condições de fundo de ambientes limpos e poluídos na região amazônica e será objeto de discussão na seqüência.

3.1.3 Aquisição de dados de nuvens

As distribuições de tamanho de gotículas foram obtidas através da sonda FSSP-100 (Forward Scattering Spectrometer Probe). Esse equipamento detecta o tamanho de partículas individuais por meio da intensidade do espalhamento de luz causado pela partícula ao passar

através de um feixe de laser. A intensidade da luz espalhada e o tamanho da gotícula são relacionados pela teoria do espalhamento de Mie. O procedimento de calibração foi realizado por Darrel Baumgardner (PMS Inc., Bolder, Colorado, EUA) com um conjunto monodisperso de grânulos de poliestireno, distribuídos entre 0,3 e 20,0 μm . A acurácia do equipamento é cerca de $\pm 20\%$ no diâmetro e $\pm 16\%$ na concentração. A contagem das gotículas é distribuída em 30 canais de amostragem, com 1,5 μm de espaçamento cada um, com o menor diâmetro sendo 2,0 μm . A ilustração do equipamento pode ser vista na Figura 3.3.



Figura 3.3 Foto da asa do avião com equipamentos de medição instalados. Em destaque a imagem da sonda FSSP-100.

Deve-se levar em consideração que o tamanho determinado para a gotícula leva em conta uma partícula esférica de índice de refração igual a 1,58. Nesse caso, erros podem estar associados às variações no índice de refração e na forma das gotículas. Existe ainda a probabilidade de mais de uma gotícula coincidir com o feixe ou não ser detectada durante a transferência dos dados. Perdas de cerca de 5 a 30% (concentrações variando de 300 a 1000 cm^{-3}) podem ocorrer para essas situações, embora correções são aplicadas para este tipo de erro. Finalmente não se deve esquecer que a medida tem como base o diâmetro das gotículas, de maneira que qualquer quantidade derivada tende a ampliar o erro associado.

3.2 Características dos espectros de CCN

As variáveis atmosféricas analisadas durante a estação de transição mostram intensa variabilidade, que pode estar geralmente associada a características de circulação de grande escala, eventos locais de precipitação e diferenças nas áreas de amostragem. A Figura 3.4 mostra séries temporais de precipitação e concentração de aerossóis (entre 3,4 a 857,7 μm) durante o período de transição. As medidas foram realizadas no sítio Fazenda Nossa Senhora (LAT 10°45'44"S, LON 62°21'27"W, ver Fig. 3.1).

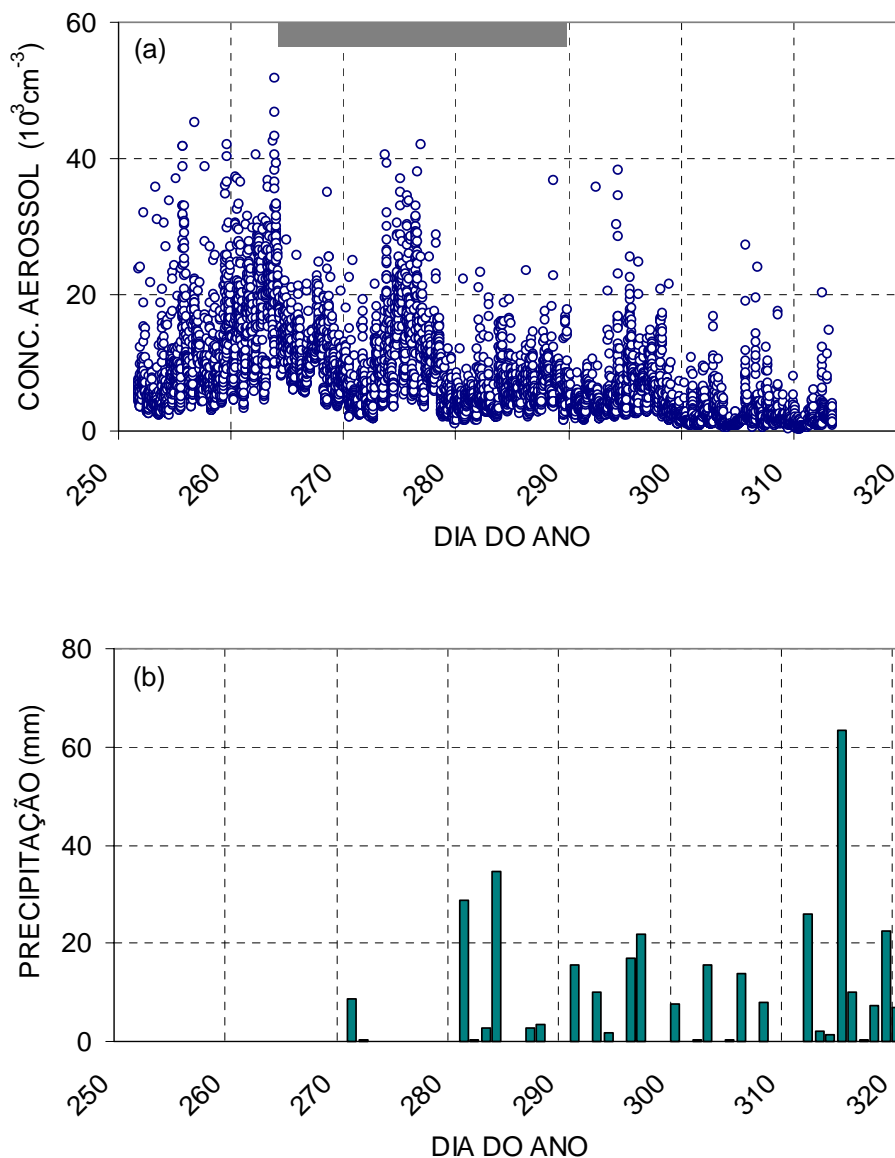


Figura 3.4 Séries temporais da concentração de aerossóis (a) medidas na FNS (Fig. 3.1) e totais diários de precipitação acumulada na superfície, medidos próximo à FNS. As medidas de

aerossóis representam o total de partículas no intervalo 3,4 a 857,7 nm. O retângulo em destaque indica o período de medidas de CCN. Dados de aerossóis fornecidos por Paulo Artaxo, IF-USP.

O total diário de precipitação foi obtido a partir de medidas com pluviômetro. A concentração de partículas foi obtida com um contador do tipo DMPS (*Differential Mobility Particle Sizer*) e maiores detalhes podem ser encontrados em Vestin (2003). Em uma análise geral, é possível observar que a concentração de aerossóis decresce, sendo acompanhada, simultaneamente, de aumento no total diário de precipitação acumulada.

Para visualizar o experimento como um todo, foram consideradas inicialmente medidas de concentração de CCN entre a superfície e a altitude de 2 km. (a altitude da superfície para aquela região está em torno de 200 a 300 m. Os resultados a 0,5% de supersaturação são mostrados na Figura 3.5. É importante notar que as medidas mostradas na Figura 3.4 não incluem os focos de queimada, levando em conta apenas as concentrações de fundo, conforme explicado anteriormente.

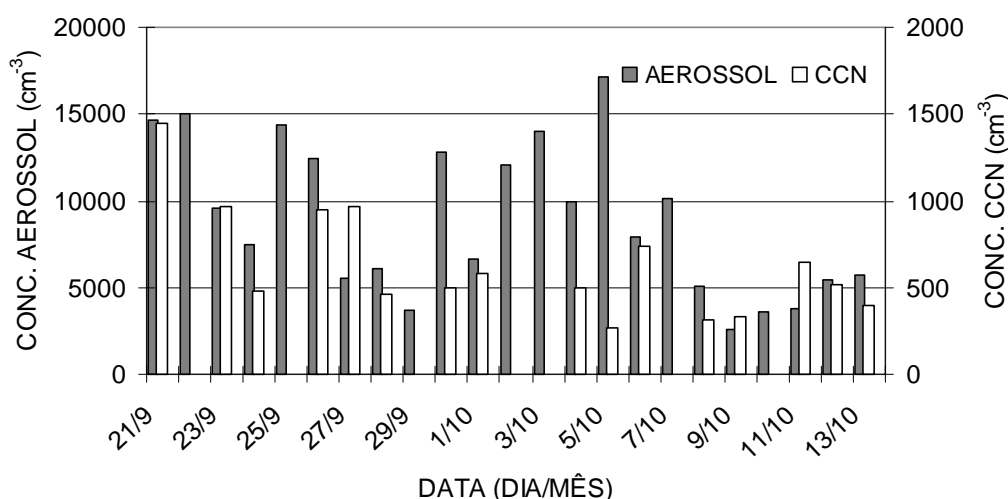


Figura 3.5 Série temporal da concentração de CCN a 0,5% de supersaturação dentro da camada limite. A medida de CCN em 5 de outubro não é representativa da área de Rondônia. O total de partículas no intervalo 3,4 a 857,7 nm, medido em superfície na FNS no período vespertino, também aparece no gráfico.

3.2.1 Influência da circulação local e de grande escala

Altas concentrações de fumaça predominaram em 21 de setembro, o primeiro dia da campanha com o avião, entre Alta Floresta (AF) e Ji-Paraná (JP), com baixa visibilidade e umidade relativa (cerca de 40%) durante a tarde na região. Um grande número de focos de queimada foi observado em toda a área nos dias anteriores, sem que se verificasse a ocorrência

de eventos de chuva. De acordo com dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (<http://www.inpe.br>), com base em dados de satélite, o número de focos de calor foi cerca de 500 por 10^6 km² em 21 de setembro em Rondônia e Mato Grosso. Este número foi cerca de 10 vezes maior que nos dias anteriores na área de Rondônia, o que pode explicar a intensa quantidade de fumaça observada durante o começo da campanha, confirmando a alta concentração de aerossóis (Fig. 3.4).

De 21 de setembro em diante, mudanças nas condições atmosféricas foram observadas. A convecção em geral se iniciava no final da manhã com faixas de cúmulos rasos se desenvolvendo em toda área de Rondônia. Esses cúmulos rasos, já com uma estrutura bem definida por volta do meio dia, rapidamente evoluíam para algumas poucas células profundas no meio da tarde. O desenvolvimento destas células foi comum dentro da área de abrangência do radar (150 km) em torno do sitio FNS (62,41W; 10,92S). Detalhes sobre os resultados das medidas de radar podem ser encontrados em Neves e Morales (2006).

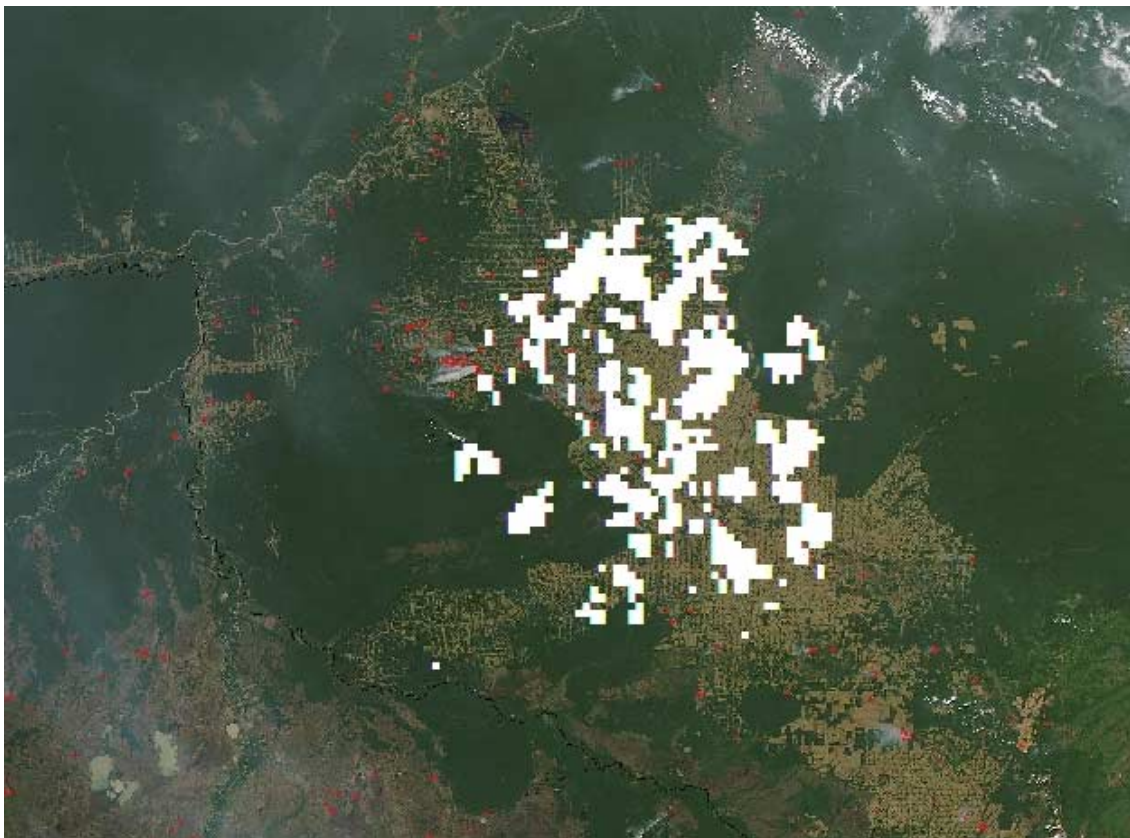


Figura 3.6 Dados acumulados de refletividade detectável pelo radar (acima de 12 dBz) em 23 de setembro de 2002 foram sobrepostos a uma imagem recente do sensor MODIS. A imagem permite visualizar a morfologia e a área de ocorrência das estruturas convectivas mais desenvolvidas.

A distribuição espacial das estruturas convectivas em 23 de setembro na região de Rondônia pode ser observada na imagem da Figura 3.6, onde o campo de refletividade acima de 12 dBz foi sobreposto a uma imagem recente do sensor MODIS. Embora não se tenha registrado chuva no sítio FNS devido ao fato de as células terem se desenvolvido na vizinhança, uma destas células em particular causou grande quantidade de descargas elétricas e rajadas de vento no começo da noite, de acordo com observações feitas nas plataformas de coleta de dados. Por exemplo, em Presidente Médici (61,91W; 11,17S), localidade vizinha a JP, foi registrado 6,17 mm de precipitação. Enfim, o registro de eventos de chuva acumulando não mais que uma dezena de milímetros foi comum para quase todos os dias em algum sítio dentre aqueles que contavam com um pluviômetro.

A ocorrência de eventos isolados nas proximidades de JP pode explicar o leve decréscimo na concentração de CCN durante os dias seguintes ao início da campanha até 27 de setembro. Por exemplo, o elevado desvio padrão associado com a concentração de CCN ($970 \pm 315 \text{ cm}^{-3}$) na camada limite planetária em 27 de setembro sugere que o decréscimo estava associado com efeitos locais, isto é, a atmosfera continua poluída, mas com domínios localizados mais limpos como consequência dos processos de remoção destas células isoladas. A visibilidade também melhorou como consequência dos eventos localizados de precipitação. O comportamento da atmosfera em 24 de setembro é uma exceção e será examinado na seção 3.2.3.

Em 28 de setembro as imagens de satélite indicaram nuvens convectivas em desenvolvimento ao norte de Rondônia e alto-cúmulos e cirros cobrindo o restante da área no começo da manhã. Essas nuvens convectivas rapidamente evoluíram para algumas poucas células profundas no começo e meio da tarde. Uma dessas células causou uma intensa ventania, seguida de chuva forte e descargas elétricas em JP e na vizinhança por volta das 14:30 LT (38 mm de precipitação acumulada em JP). A chuva e o vento predominante de norte provavelmente empurraram as plumas de fumaça em direção ao sul. Como consequência da redução na fumaça, a visibilidade aumentou em JP durante este dia e a concentração de CCN foi muito baixa (a concentração de CCN diminuiu em mais de 50% quando comparado ao dia anterior, Fig. 3.5). Além disso, produtos de satélite mostraram focos de calor apenas ao sul de Rondônia até 1º de outubro, que também poderia explicar o fato de que as condições de poluição predominassem apenas ao sul de Vilhena (VL). As medidas de CCN durante 30 de setembro e primeiros dias de outubro foram conduzidas em localidades afastadas de JP e suas características serão discutidas na seção 3.2.2.

Dois sistemas convectivos de mesoescala se desenvolveram em 7 de outubro no oeste do Mato Grosso e se deslocaram em direção a JP durante a noite, acumulando mais que 50 mm de

precipitação em alguns dos sítios. Os sistemas foram seguidos por uma grande área de chuva estratiforme que permaneceu ao longo da manhã e começo da tarde na parte oeste de Rondônia. Embora tenha havido advecção de massa de ar, a remoção de partículas pela chuva poderia explicar a baixa concentração de CCN neste caso. Como provável resultado da chuva, a mais baixa concentração de CCN foi observada desde o início da campanha. Uma concentração de CCN em torno de 300 cm^{-3} foi verificada nos dias 8 e 9 de outubro (ver Fig. 3.5). Os sistemas convectivos de mesoescala observados em 7 e 8 de outubro podem ser vistos com sendo uma marca para o início da transição para a estação chuvosa. Portanto, o forte declínio na concentração de CCN observada está associado à passagem dos sistemas convectivos. A baixa concentração de CCN predominou dessa data em diante. A fumaça advectada para a área de Rondônia, juntamente com alguns poucos focos locais de queimada podem explicar o pequeno aumento na concentração de CCN em 11 de outubro (o dobro quando comparado a 9 de outubro). Durante os dias seguintes o céu permaneceu limpo, com boa visibilidade e cúmulos rasos se desenvolvendo em torno do meio dia. Essas nuvens subseqüentemente evoluíram para células mais profundas em diferentes horários entre o período da tarde e começo da noite.

3.2.2 Amostragens horizontais

Durante alguns vôos, a aeronave manteve-se na mesma altitude por cerca de centenas de quilômetros, fornecendo uma excelente amostragem horizontal da concentração de CCN sobre uma dada região. Ao mesmo tempo, os espectros nestas circunstâncias revelam importantes características da variabilidade temporal e espacial. O vôo de Fortaleza (FL) a JP em 21 de setembro, com passagem por Teresina (TE) e AF constitui um bom exemplo desta variabilidade, evidenciando a transição entre massas de ar com diferentes características. Durante o vôo, a aeronave atravessa massas de ar com origem marítima (próximo a FL), continental (área em torno de TE) e poluída por queima de biomassa (proximidade de AF). A primeira parte do vôo (FL-TE) foi conduzida bem próximo ao Oceano Atlântico e foi influenciada por massas de ar se deslocando de leste pela ação dos ventos alísios. Por exemplo, a concentração média de CCN a 0,5% de supersaturação foi de $131 \pm 42 \text{ cm}^{-3}$. Na segunda parte do vôo (TE-AF), os resultados foram completamente diferentes e uma miscelânea de massas de ar esteve provavelmente associada com as medidas. A concentração média de CCN neste caso foi de $418 \pm 206 \text{ cm}^{-3}$ e a alta variância mostra a transição em direção a uma região mais poluída. A alta concentração de CCN ($744 \pm 107 \text{ cm}^{-3}$) associada à parte final do vôo (AF-JP) sugere que o vôo ocorreu sob intensa atividade de queima de biomassa, como discutido anteriormente. A altitude de cada parte

do vôo foi bastante similar, em torno de 2760 m, com pouca variação na vertical. Os espectros de CCN para as diferentes partes deste vôo podem ser observados na Figura 3.7a.

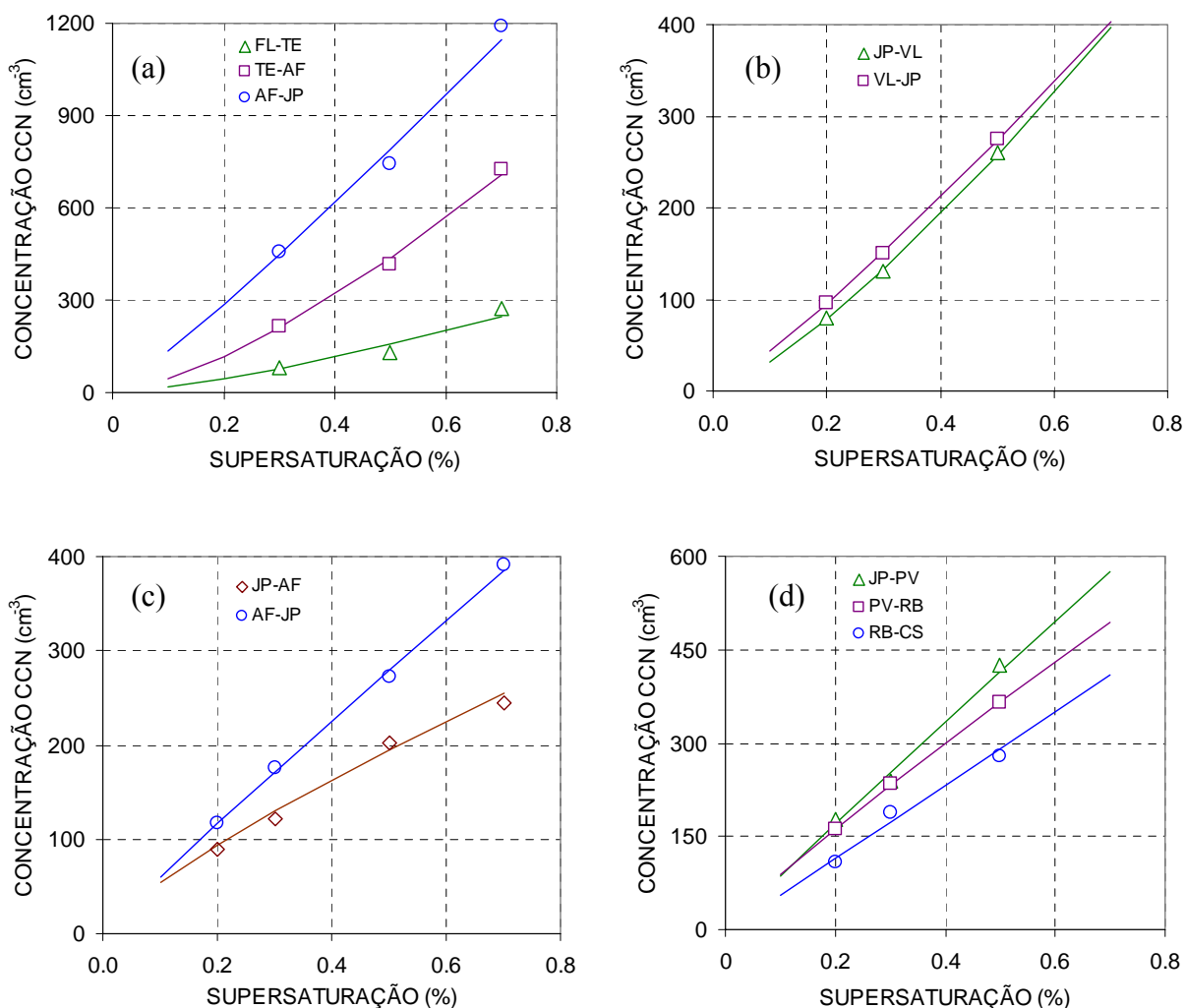


Figura 3.7 Concentração de CCN como função da supersaturação medida durante vôos entre as cidades: a) Fortaleza (FL), Teresina (TE), Alta Floresta (AF) e Ji-Paraná (JP) em 21/09/2002; b) Ji-Paraná e Vilhena (VL) em 30/09/2002; c) Ji-Paraná e Alta Floresta em 01/10/2002; d) Ji-Paraná, Porto Velho (PV), Rio Branco (RB) e Cruzeiro do Sul (CS) em 05/10/2002.

Os vôos realizados em 29 e 30 de setembro ocorreram em condições atmosféricas relativamente limpas, com poucos focos de calor na área de JP. O Vôo JP-VL (1600 m de altitude, 11:14-12:17 LT) em 30 de setembro foi realizado próximo ao topo da camada limite, no instante em que as emissões estavam começando naquele dia. Por outro lado, o vôo VL-JP (2600 m, 13:49-16:40 LT) foi realizado acima da camada limite, após um razoável tempo de emissão de aerossóis atmosféricos. Apesar de apresentarem perfis similares de concentração de CCN (Fig. 3.7b), as medidas sugerem um ciclo diurno na concentração de CCN associado com a atividade de queima de biomassa. Pode ser notado, entretanto, que as diferenças na altitude dos

vôos podem mascarar os resultados (a concentração de CCN diminui com a altitude acima da camada limite).

Em 1º de outubro as medidas foram realizadas entre JP e AF. Não foi verificada a ocorrência de tempestades na área entre as duas cidades neste dia e as condições foram predominantemente limpas com uma leve presença de fumaça. Focos de calor foram detectados por satélite apenas ao sul da linha JP-AF. A aeronave atravessou uma nuvem cúmulos embebida em fumaça ao sul de AF. Esta nuvem desenvolveu-se sob condições de solo bastante úmido, provavelmente como resultado da intensa convecção observada na área no dia anterior. O vôo JP-AF (3100 m de altitude, em torno das 11:00 LT) registrou menor concentração de CCN que o vôo AF-JP (3400 m de altitude, cerca de 5 horas mais tarde), apesar de o primeiro estar em menor altitude que o segundo (Fig. 3.7c). Isso se deve ao fato de que a primeira parte do vôo (JP-AF) ocorreu durante a manhã (quando a atividade de queima de biomassa estava começando) e a segunda parte ocorreu durante o período da tarde (após um tempo razoável de emissão de aerossóis). Ambos os vôos apresentaram trajetórias similares.

Vôos realizados no oeste da região amazônica (ver Fig. 3.1), próximo a Cruzeiro do Sul (CS), passando por Porto Velho (PV) e Rio Branco (RB), ocorreram nos dias 4, 5 e 6 de outubro. Condições de leve a moderada para a concentração de fumaça foram observadas durante o vôo de 4 de outubro em direção ao oeste da Amazônia (ver Fig. 3.7d). A concentração de CCN diminuiu gradualmente em direção a CS com o menor valor estando associado à última parte do vôo neste dia (RB-CS). Durante o vôo CS-JP em 6 de outubro foram observados muitos focos de queimada, distribuídos aleatoriamente na região de Rondônia, mas não existem dados de concentração de CCN para este vôo.

3.2.3 Amostragens verticais de CCN

Os perfis verticais da concentração de CCN para vôos nos quais um conjunto mínimo de dados na vertical está disponível podem ser vistos na Figura 3.8a, a 0,5% de supersaturação (data e horário local são mostrados na figura). Os altos valores da concentração de CCN em baixos níveis são esperados pelo fato de que a fonte principal (a queima de biomassa) está localizada na superfície. Os valores médios dos espectros medidos aproximadamente dentro da camada limite (da superfície até cerca de 2 km) e aqueles medidos na troposfera livre (entre 3 e 5 km de altitude) podem ser observados na Figura 3.8b. Embora a disponibilidade de dados seja limitada para a troposfera livre, as medidas mostram que o aumento na concentração de CCN com a supersaturação apresenta comportamento diferente para cada camada. A curvatura característica de cada espectro pode confirmar este comportamento distinto. Por exemplo, ajustando por uma

função de potência observa-se que o expoente é 1,2 para a camada limite enquanto que é 0,8 para a troposfera livre. Isso significa que dn/dS aumenta dentro da camada limite e diminui na troposfera livre com o aumento na supersaturação (S é a supersaturação e N a concentração de CCN). Considerando os aerossóis da queima de biomassa como os responsáveis pela diferença observada nos espectros, o impacto desse tipo de aerossol é crescente em direção às partículas menores (ou pelo menos higroscopicamente menores). Em outras palavras, os espectros observados indicam que as queimadas são uma significativa fonte de CCN relativamente eficientes, ou relativamente ineficientes como sugerido por Hobbs e Hadke (1969).

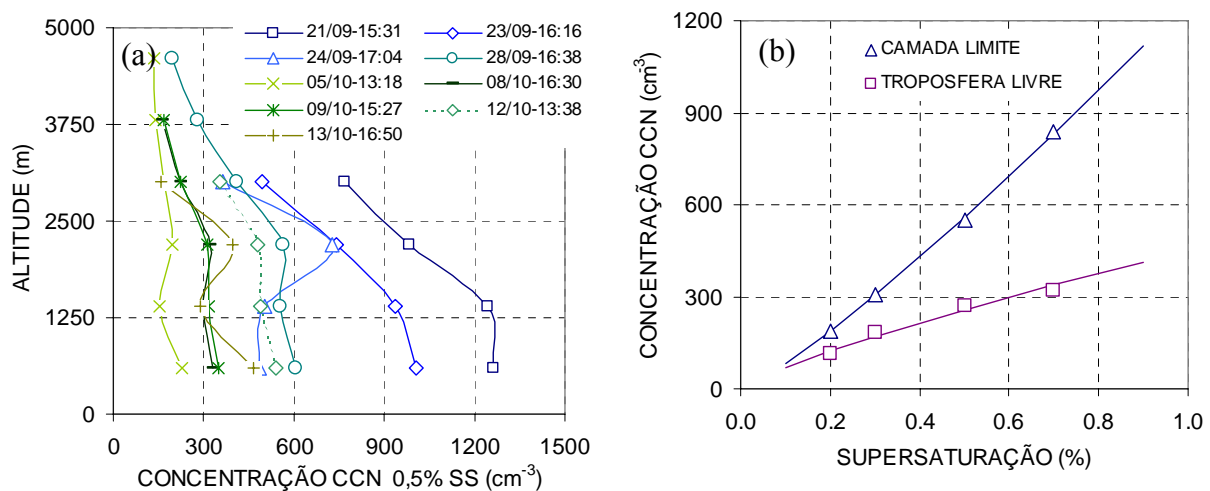


Figura 3.8. Perfis verticais da concentração de CCN a 0.5% de supersaturação (a) e espectros médios de CCN para a camada limite e troposfera livre (b).

Em 24 de setembro a sondagem das 08:00 LT na FNS mostra vento predominante de sul, com intensidade acima de 12 m/s nos baixos níveis (ver Fig. 3.9a). A ocorrência desse jato de baixos níveis provavelmente explica as diferenças observadas entre as camadas e a repentina queda na concentração de CCN observada de 23 para 24 de setembro (ver Fig. 3.5 e 3.8a). Uma redução de cerca de 50% na concentração de CCN pode ser observado dentro da camada limite. Esse é um caso particularmente interessante e está relacionado à estrutura vertical da atmosfera e pode estar associado a uma massa de ar limpo, esta por sua vez, está associada a um sistema frontal se estendendo desde o sudeste do Brasil e atingindo o sudoeste da Amazônia (incluindo Rondônia). A passagem do sistema frontal provocou a penetração de ar de origem polar – friagem, causando a temperatura mais baixa registrada durante a campanha (18,6 °C na madrugada de 25 de setembro), baixa radiação atmosférica, ventos fortes a 500 m da superfície e uma camada de mistura mecanicamente induzida à noite. O impacto deste jato de baixos níveis sobre a distribuição vertical de CCN é discutido nos parágrafos subsequentes.

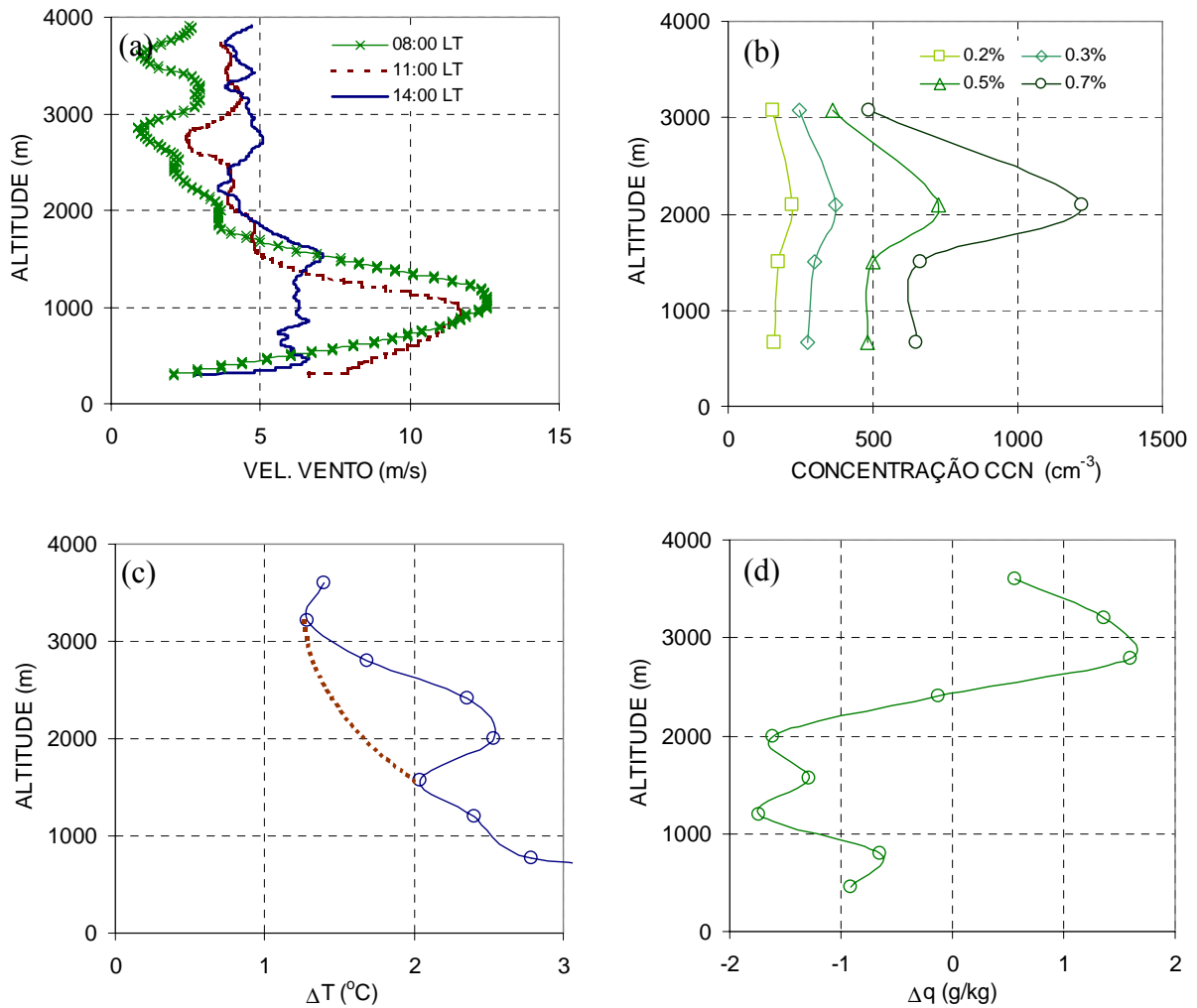


Figura 3.9 Para o dia 24 de setembro: a) Perfis verticais de vento na FNS; b) Concentração média de CCN a 0,2; 0,3; 0,5 e 0,7% de supersaturação; c) Perfil vertical de variação na temperatura entre 8 e 14h LT; d) Perfil vertical de variação na umidade entre 8 e 14h LT. A linha tracejada em (c) é apenas uma especulação sobre o possível perfil de aquecimento caso os aerossóis não estivessem presentes.

Em 24 de setembro a atmosfera ainda permanecia bastante poluída, com camadas de fumaça intercaladas com ar limpo nos níveis mais elevados. Havia dificuldade em identificar as nuvens a partir da superfície. Durante o começo da tarde o vôo foi realizado na vizinhança da FNS, abaixo dos 3500 m e sob intensa fumaça. Focos de queimada ativos estavam presentes em muitas das nuvens convectivas e a visibilidade estava bastante limitada. A pequena e quase ausente turbulência na camada sub-nuvem pode ser uma consequência da reduzida incidência de radiação solar à superfície devido a fumaça. As bases das nuvens não eram bem definidas, começando em diferentes níveis, sugerindo que a fumaça bloqueava parte da radiação solar, inibindo o disparo das nuvens a partir do fluxo de calor da superfície e talvez aquecendo a

camada em torno da base das nuvens, as quais tornavam-se não muito bem definidas. De fato o aquecimento acima do nível da base das nuvens pode ter exercido um papel importante, visto que o grau de organização da convecção aumentava com a altura. Além disso, os focos de queimada podem ter desempenhado um papel adicional no disparo das células convectivas observadas, através do fornecimento de uma quantidade extra de energia.

Apesar do fato do vôo realizado em 24 de setembro ter ficado confinado aos baixos níveis (abaixo de 3500 m), os perfis de CCN medidos neste dia foram capazes de confirmar a acumulação de partículas em torno da base das nuvens. (Fig. 3.9b). Concentrações de CCN com valores moderados podem ser observadas nos níveis mais próximos à superfície (em 668 m e 1504 m), altas concentrações para o nível intermediário (em 2096 m) e de baixas a moderadas concentrações para o nível mais alto (em 3077 m). O valor em cada nível é o resultado da média em uma camada de 800 m de espessura. Novamente é possível concluir que o aumento na concentração de CCN com a supersaturação possui comportamento diferente para cada camada (o que significa diferentes tipos de aerossóis), ou diferente expoente, conforme discutido anteriormente a respeito do ajuste por uma função de potência.

Além da acumulação de CCN também há sinais de que poderia ocorrer aquecimento em torno da base da nuvem. De fato quando se observa o perfil vertical de aumento na temperatura (ΔT) entre 8 e 14h LT, é possível perceber que ΔT é fortemente correlacionado com o perfil de CCN (Fig. 3.9c). Isso sugere que a acumulação de CCN é coincidente com a acumulação de partículas que absorvem radiação, provavelmente carbono inorgânico. A condição seca predominante mostra que este aquecimento pode ser uma consequência da presença das partículas. A variação similar na taxa de variação da umidade (Δq) entre 8 e 14h LT mostra um significativo secamento dos níveis inferiores (Fig. 3.9d). Este secamento coincide com as camadas nas quais ventos de sul predominam e provavelmente a advecção de ar seco seria responsável pelo quadro observado.

O dia 24 de setembro pode ser um exemplo de ocorrência do efeito semidireto dos aerossóis, que é caracterizado por absorção de radiação solar pelas partículas de carbono. Esse mesmo efeito prevê a subsequente evaporação das gotículas de nuvem (Hansen et al., 1997). Nesse caso, como não se trata do foco das medidas, não há informação para confirmar aquela hipótese. De qualquer forma, uma vez manifestado o aquecimento, uma forçante radiativa positiva ou negativa pode ocorrer no topo da atmosfera, dependendo da localização da camada de aerossóis, de acordo com (Johnson et al., 2004). Além disso, esse efeito pode conduzir a mudanças na precipitação, mas a grande incerteza associada impede qualquer conclusão a respeito. Como pode ser observada pelo perfil vertical da Figura 3.8a, a tendência de acumulação

de CCN (da mesma forma aerossóis), em torno da base das nuvens, pode ser uma característica comum às condições poluídas por queima de biomassa. A discussão sobre o efeito semidireto tem uma importância fundamental na compreensão do papel dos aerossóis, mas está além dos objetivos desta análise de medidas.

3.2.4 Aerossóis atmosféricos e CCN

Os CCN podem ser vistos como um subconjunto dos aerossóis atmosféricos, particularmente associados àquela fração dos aerossóis que tem afinidade com a água. Do ponto de vista da teoria de formação das nuvens eles são, essencialmente, representados por partículas solúveis em água. As variações nas propriedades da distribuição dos aerossóis têm impacto direto nas propriedades dos CCN.

Observando-se a variação temporal da concentração de CCN em comparação com a concentração de aerossóis (Fig. 3.5), nota-se que existem flutuações em uma das variáveis que não estão correlacionadas com flutuações na outra. Alguns comportamentos dos dados de CCN são por si só explicados pelo fato de que eles estão associados a vôos em diferentes áreas enquanto que as medidas dos aerossóis referem-se a uma localidade específica, a FNS. Mas existem alguns vôos realizados na vizinhança da FNS e os comportamentos das variáveis CCN e aerossol são completamente distintos um do outro. Além disso, as medidas de CCN e as medidas de aerossóis referem-se ao mesmo período de amostragem (período vespertino), excluindo a possibilidade de os dados serem afetados pela variação diurna das propriedades higroscópicas. Então as diferenças nas concentrações provavelmente estão associadas às diferenças nas características das massas de ar associadas. Deve-se reconhecer que qualquer análise neste sentido será um ponto de vista parcial diante do fato de que a totalidade dos processos envolvidos na formação e crescimento das partículas está além do escopo deste trabalho. É importante notar ainda que a evolução da distribuição de tamanho dos aerossóis, que define a concentração de CCN, é resultado de um complexo processo de interação envolvendo componentes da superfície (Kulmala et al., 2003).

De 23 para 24 de setembro, ambos, os CCN e aerossóis diminuem em concentração, mas de maneira diferente, com a mudança sendo mais pronunciada para os CCN. A diferença entre as taxas de redução pode estar associada às diferenças nas propriedades da distribuição dos aerossóis. Nesse caso um espectro de aerossóis mais eficiente como CCN pode ter sido trocado por um menos eficiente. A comparação entre 26 e 27 de setembro mostra diferença na concentração de aerossóis, mas valores similares para a concentração de CCN. Diferentemente da explicação anterior, aqui as diferenças provavelmente estão relacionadas à ocorrência de

focos de queimada muito próximos a FNS durante à tarde de 26 de setembro. Note-se que a concentração de CCN durante estes dois dias mostra alta variabilidade espacial na vizinhança da FNS. Quando se compara 27 e 28 de setembro, um comportamento oposto se observa. Os aerossóis mostram quase a mesma concentração para os dois dias e os CCN apresentam diferenças significativas na concentração. Finalmente, quando se compara 9 e 12 de outubro observa-se que aerossóis e CCN apresentam tendência semelhante na concentração.

3.3 Características das nuvens observadas durante o LBA

O foco deste tópico é avaliar o impacto dos aerossóis de queimada na distribuição de tamanho das gotículas de nuvem. As nuvens sofrem impacto de uma série de fatores ambientais, tais como a disponibilidade de vapor d'água, topografia, cobertura do solo e a distribuição vertical de aerossóis. Todos estes fatores vão agir sobre a magnitude do processo de convecção que, juntamente com as propriedades microfísicas, definem o processo de precipitação como um todo. No contexto de emissão de particulado por queima de biomassa, a concentração de CCN, um subdomínio dos aerossóis, conforme discutido anteriormente, pode ser visto como uma dessas propriedades fundamentais do processo de precipitação. Apesar da importância evidente dos CCN, os demais atores do cenário microfísico não podem ser descartados, uma vez que eles causam impacto no desenvolvimento da precipitação, com uma intensidade que pode ser da mesma magnitude dos CCN.

3.3.1 Características gerais das observações em nuvens.

Para mostrar o contraste entre condições poluídas e não poluídas, foram selecionados dois conjuntos de dados correspondentes a vôos distintos: vôos realizados no oeste da região amazônica em 05 de outubro (daqui em diante, condições limpas) e vôos conduzidos na vizinhança de Ji-Paraná durante 23 e 26 de setembro e a última parte do vôo de 06 de outubro (daqui em diante, condições poluídas).

Um total de 117 nuvens foi classificado como em condições de ambiente limpo, incluindo medidas realizadas durante os períodos da manhã e tarde. Estes dois períodos de medidas tornaram possível representar o processo de formação da precipitação como um todo, de nuvens com estrutura ainda pouco organizada no começo da manhã até células convectivas vigorosas no final da tarde e acompanhadas de precipitação. Não houve diferenças espaciais significativas entre os dois vôos, exceto que as medidas realizadas no segundo vôo poderiam estar moderadamente influenciadas por alguns poucos focos de queimada nas proximidades de CS no final do vôo. Devido à natureza remota das medidas em condições limpas, espera-se que

as distribuições de tamanho das gotículas de nuvem possam exibir características de um ambiente livre de aerossóis de queimada. O conteúdo de água líquida e o diâmetro médio mostraram-se positivamente correlacionados com a vertical (respectivamente 0,82 e 0,89 para o coeficiente de correlação). O perfil vertical para ambos os parâmetros mostrou-se muito bem ajustado por uma função exponencial. A concentração de gotículas mostrou correlação pobre com o conteúdo de água líquida e praticamente nula com a vertical e com o diâmetro médio.

Os dados de vôos em condições poluídas representando 183 eventos de nuvens mostraram comportamento diferente em comparação com os casos não poluídos. Por exemplo, o conteúdo de água líquida e o diâmetro médio apresentaram correlação positiva, mas não significativa com a coordenada vertical (respectivamente, 0,38 e 0,58 para o coeficiente de correlação). De maneira similar, houve correlação positiva, mas não significativa entre a concentração de gotículas e o diâmetro médio (0,43) e nula entre o número de gotículas e a coordenada vertical. Por outro lado, concentração de gotículas e conteúdo de água líquida foram muito bem correlacionados (0,83). Um quadro comum entre condições não poluídas e poluídas para os dias analisados foi à convecção local sempre começando no meio da manhã, com fileiras de cúmulos rasos se alinhando ao longo das linhas de escoamento em ambas as áreas. Este quadro acabava sempre evoluindo para um número reduzido de células isoladas e profundas no meio da tarde.

Um modelo conceitual em que o diâmetro médio aumenta com a altura é sempre esperado pelo fato de que as gotículas crescem por condensação ao longo da trajetória no movimento ascendente. Ao mesmo tempo pode se esperar que esse crescimento seja menor em condições poluídas devido ao fato de que maior número de gotículas competem pelo mesmo vapor d'água. Por outro lado, em condições poluídas foi observada uma fraca, porém positiva, correlação entre o diâmetro médio e a concentração de gotículas (0,43). Uma análise completa desse quadro pressupõe uma avaliação mais detalhada do conjunto de dados, visto que no caso dos dados analisados não há distinção entre nuvens que se desenvolvem em condições poluídas do ambiente e aquelas que se desenvolvem diretamente sobre os focos. Nesse último tipo de nuvem, um quadro mais complexo pode estar associado aos efeitos da maior presença de umidade e calor.

Uma sugestão é que em condições poluídas, a baixa concentração de gotículas pode ser o resultado de baixa supersaturação. Ao mesmo tempo, alta concentração de gotículas pode ser o resultado de que alta supersaturação foi alcançada, mesmo em condições poluídas. Se os processos de nuvem são disparados por calor e umidade durante um tempo de crescimento longo o suficiente, pode-se acreditar que as gotículas crescem a tamanhos tipicamente maiores que em

condições normais (condições poluídas, mas sem excessos de umidade e calor), apesar da ação do efeito de competição. Além disso, deve-se levar em conta que, em condições não poluídas, provavelmente quase todos os núcleos são ativados como gotículas de nuvem, de modo que, qualquer aumento na supersaturação causa aceleração no crescimento, mas sem mudança no número de gotículas.

3.3.2 Método de ajuste do parâmetro de forma

Considerando que a forma das distribuições de gotículas de nuvem constitui um dos atores mais importantes no cenário da queima de biomassa, o presente tópico faz análise das principais características associadas a este parâmetro. A distribuição de tamanho de gotículas de nuvem que se desenvolvem em ambiente com alta concentração de fumaça e em ambientes limpos serão comparadas em função deste parâmetro. Uma base de dados com centenas de eventos de nuvens para cada condição atmosférica (poluída e não poluída) obtida do experimento LBA será usada.

Conforme discutido anteriormente, as distribuições de gotículas de nuvem foram obtidas por uma sonda que tem no espalhamento de luz a base para obtenção do número de gotículas em cada faixa de tamanho. Os resultados devem ser vistos com cautela pelo fato de que um número excessivo de gotículas está presente em ambiente de queimada, aumentando o erro associado às medidas. O parâmetro de forma da distribuição de gotículas será avaliado a partir do ajuste por uma função de distribuição. Uma discussão sobre características de diferentes funções de distribuição em representar o espectro de gotículas de nuvem pode ser encontrada em Liu et al. (1995). Neste trabalho a distribuição de gotículas será parametrizada usando uma função gama generalizada. Não será discutido o quanto esta função é ideal para representar distribuições de gotículas de nuvem, mas foi escolhida porque se trata do tipo permitido para representar as distribuições de hidrometeoros no modelo RAMS, escolhido para ser usado na parte numérica deste trabalho. Uma vez que este tem sido o modelo correntemente usado pela comunidade científica no contexto do programa LBA, a informação sobre os parâmetros da distribuição gama pode melhorar em muito a capacidade de representação dos experimentos numéricos para a região amazônica. Por outro lado, a presente análise pode ser estendida a outras funções de distribuição de maneira que os resultados podem se tornar facilmente disponíveis.

A distribuição gama generalizada, descrita por Verlinde et al. (1990), é dada por:

$$n(D) = \frac{N_t}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{D}{D_n} \right)^{\nu-1} \frac{1}{D_n} \exp\left(-\frac{D}{D_n} \right). \quad (3.1)$$

$\Gamma(v)$ é uma constante de normalização que torna a integral de $n(D)$ sobre D de zero a infinito igual a concentração total de gotículas, N_t . O parâmetro de forma v pode ser qualquer número real maior ou igual a 1 e controla a forma da distribuição, isto é, quão larga ou estreita ela é. Quando o conteúdo de água líquida equivalente é usado no procedimento de ajuste, o valor de v controla a quantidade relativa de gotículas pequenas versus gotículas grandes na distribuição. A partir dos dados fornecidos pela sonda FSSP-100, por exemplo, água líquida, diâmetro médio e concentração de gotículas, é possível construir uma distribuição gama representativa dos espectros de gotículas, ficando apenas o parâmetro de forma v como um termo livre para variar dentro de um domínio definido de valores. Neste trabalho, somente números inteiros foram usados para representar v , variando de 1 a 20. Exemplo das várias funções ajustadas para uma medida em específico pode ser visto na Figura 3.10.

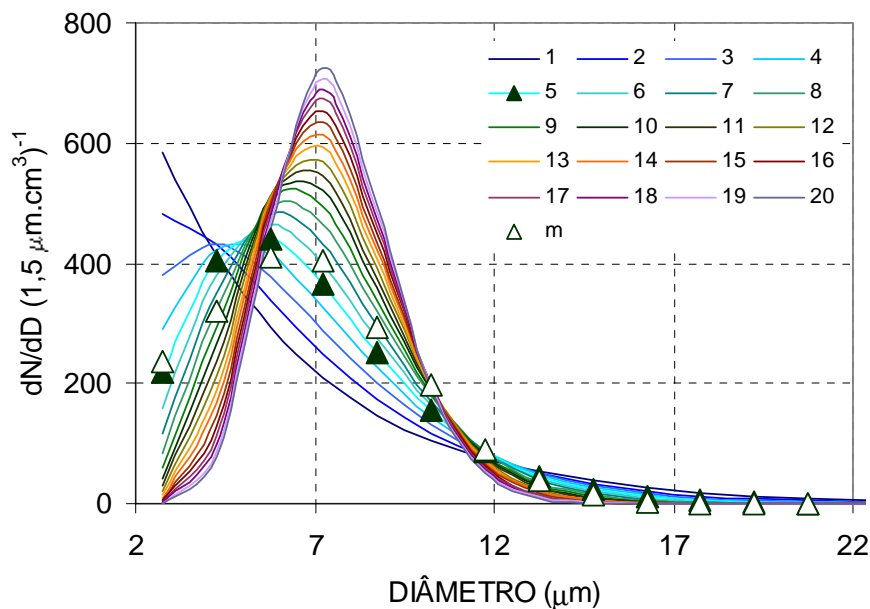


Figura 3.10 Distribuições gama com parâmetros de forma variando de 1 a 20, ajustadas para uma medida realizada em 23 de setembro (triângulo vazado). Nesta medida em específico, a distribuição gama com parâmetro de forma 5 (triângulo preenchido) foi a que apresentou o melhor ajuste, segundo o critério adotado neste trabalho.

Para identificar qual valor do parâmetro de forma que melhor se ajusta ao espectro de gotículas medido, foram usados valores do erro quadrático médio (RMSE) como critério. O valor do RMSE de um espectro individual foi calculado pela equação:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - M_i)^2} . \quad (3.2)$$

Na equação anterior, o termo M_i representa a concentração de gotículas de nuvem medida para cada classe de tamanho da FSSP e P_i é o valor previsto pela distribuição gama para a classe correspondente. Então, o RMSE é, em média, a distância vertical entre a medida e o ponto correspondente da curva ajustada. Para um ajuste perfeito, $P_i=M_i$ e RMSE é igual a 0. Assim, o melhor ajuste é encontrado a partir dos valores mínimos de RMSE. Sumarizando, pode-se elaborar a seguinte questão: Para uma dada nuvem e a correspondente condição do ambiente, qual o parâmetro de forma que melhor ajusta o espectro de gotículas medido? Um exemplo de como a resposta a esta questão pode ser dada está na Figura 3.11. Nesse exemplo, diversas distribuições gama foram ajustadas aos espectros medidos e, segundo o critério do mínimo RMSE, verifica-se que a distribuição com parâmetro de forma igual a 2 é a que melhor representa as medidas realizadas em condições limpas, o parâmetro de forma 4 representa as condições moderadas e o parâmetro de forma 6 melhor representa as condições poluídas. Portanto, nuvens se desenvolvendo sob as diferentes condições referidas anteriormente vão encontrar diferentes parâmetros de forma como sendo mais adequados em representar seus espectros de gotículas.

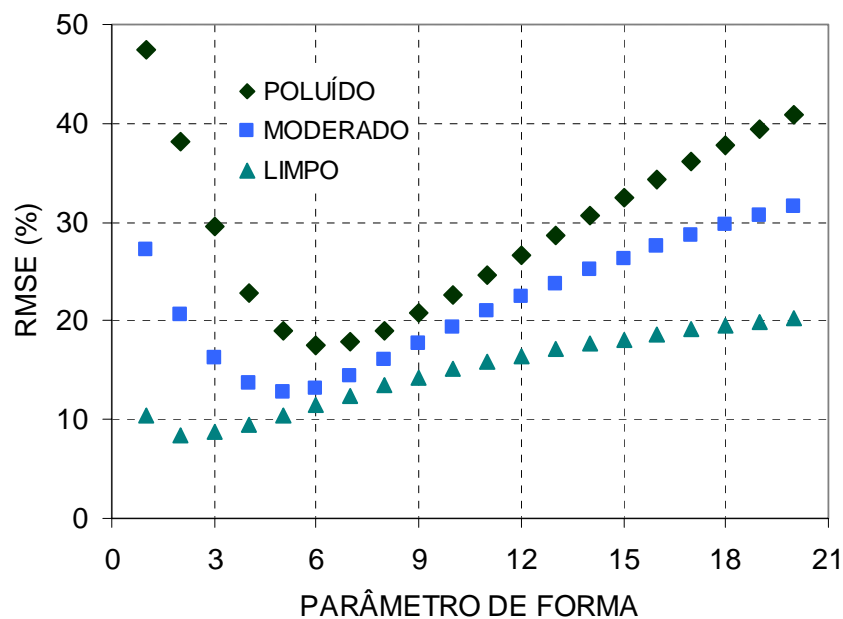


Figura 3.11 Variação no mínimo RMSE como função do parâmetro de forma das funções gama ajustadas às medidas. Os valores referem-se a nuvens escolhidas para representar três condições típicas: limpa, moderada e poluída.

3.3.3 Tendências no parâmetro de forma

De acordo com a metodologia descrita no tópico anterior, o valor mínimo do RMSE foi escolhido como critério para selecionar a distribuição gama que melhor ajusta o espectro de

gotículas. A Figura 3.12 fornece o histograma do total de nuvens, poluídas e não poluídas, que foi amostrado pela aeronave ALPA durante os vôos escolhidos anteriormente para análise. Essa figura mostra as frequências de ocorrência como percentuais do total de medidas em cada condição atmosférica. O valor do parâmetro de forma com maior ocorrência em condições não poluídas foi 2. Em condições poluídas o valor encontrado foi 4.

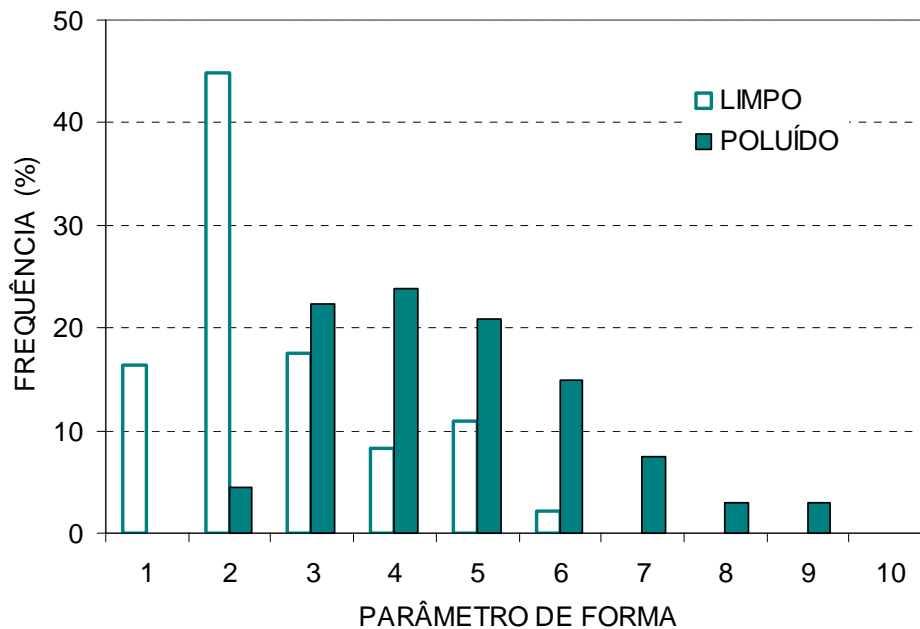


Figura 3.12 Histograma das frequências de ocorrência do parâmetro de forma com melhor ajuste para duas regiões escolhidas para estudo: uma região não poluída a oeste da Amazônia e uma região poluída por intensa atividade de queima de biomassa na vizinhança de Rondônia.

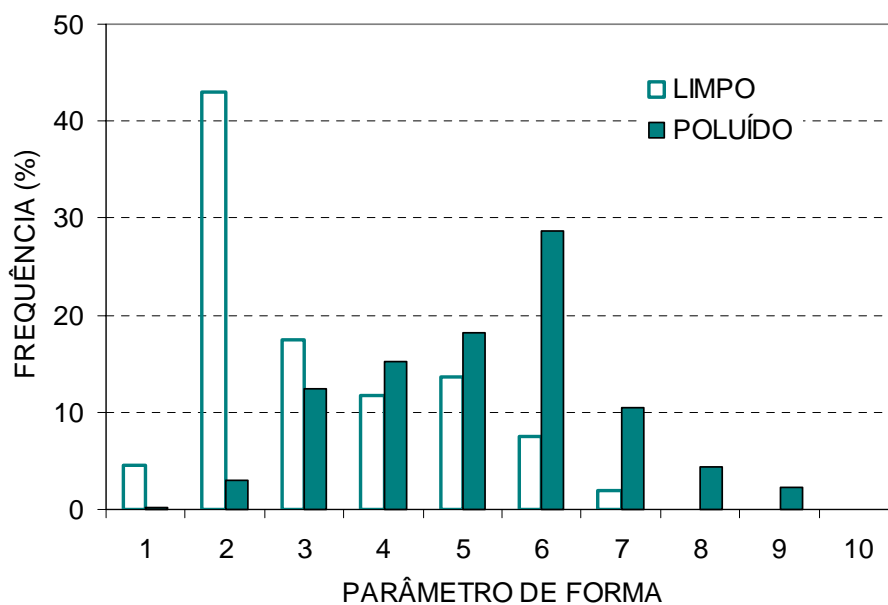


Figura 3.13 Como na Figura 3.12, porém para dois vôos específicos.

Quando se escolhe um voo específico, valores diferentes podem ser encontrados. Por exemplo, voo de 23 de setembro (condição poluída) em comparação ao voo de 05 de outubro pela manhã (condição limpa), os valores de máxima ocorrência para o parâmetro de forma foram 2 e 6 (Figura 3.13).

A partir dos resultados mostrados nas Figuras 3.12 e 3.13 pode-se concluir que um modelo com base na função gama generalizada pode ser estabelecido para representar as diferenças existentes entre distribuições de gotículas em condições poluídas e não poluídas. Os resultados podem ser vistos como uma resposta à questão colocada anteriormente. Para uma dada nuvem, onde um espectro de gotículas medido é admitido ser ajustado por uma função gama, os menores parâmetros de forma oferecem os melhores ajustes para condições limpas. Por outro lado, os maiores parâmetros oferecem os melhores ajustes para condições poluídas. Na função gama, quanto maior o valor do parâmetro de forma, mais estreita é a distribuição que ela representa. De acordo com os resultados deste trabalho, o parâmetro de forma representativo de condições limpas encontra seu pico em torno de 2. Em condições poluídas este pico ocorre em torno de 4 a 6. Deve-se lembrar que o parâmetro de forma igual à unidade indica a distribuição exponencial, para a qual o número de gotículas decresce monotonicamente com o diâmetro ao longo do espectro.

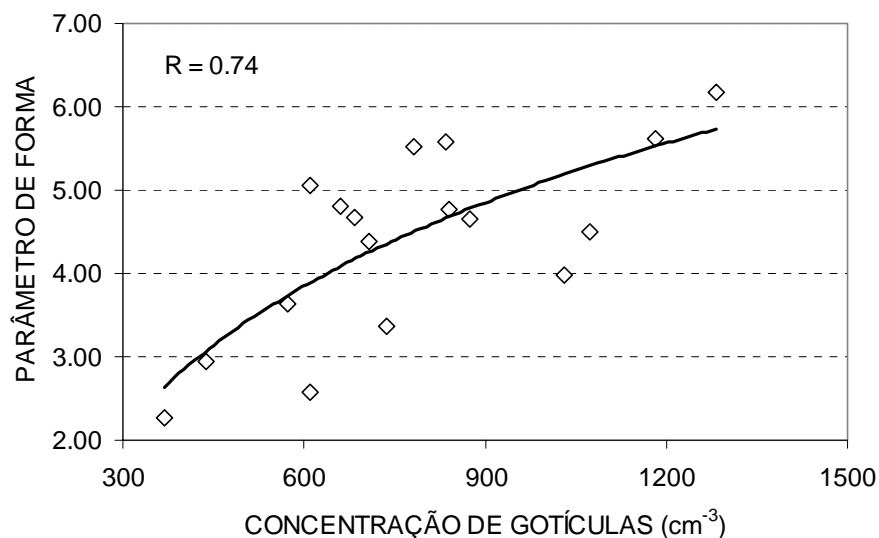


Figura 3.14 Parâmetro de forma como função da concentração de gotículas para a totalidade de medidas envolvida no experimento. O conjunto compreende 17 vãos.

Na Figura 3.14 a concentração média de gotículas para cada dia do experimento pode ser comparada com o parâmetro de forma mais bem ajustado às nuvens correspondentes àquele dia. Observa-se que o parâmetro de forma e a concentração de gotículas estão correlacionados e o

parâmetro cresce com o aumento na concentração de gotículas. Todavia esse crescimento é mais acentuado para baixas concentrações, tendendo a ser menos pronunciado à medida que a concentração de gotículas é maior.

3.3.4 Propriedades do diâmetro médio das distribuições de gotículas

Outro aspecto importante revelado pelas medidas está associado ao comportamento do diâmetro médio das distribuições de gotículas em função das condições ambientais. Observou-se uma forte tendência de conservação no diâmetro médio dentro de mesmas condições de poluição, mas com diferentes valores de concentração. Não se pode dizer que o diâmetro médio seja completamente invariável, mas há uma forte tendência a isso, como atesta a Figura 3.15, representando uma nuvem amostrada em 23 de setembro de 2002. A importância desse aspecto reside no fato de que o estreitamento da distribuição não é resultado unicamente do efeito parabólico presente no crescimento das gotículas, mas pode ser resultado da competição entre as gotículas, com um componente inerente às propriedades das partículas que deram origem às gotículas. Embora a natureza química das partículas ou sua distribuição de tamanho possa ser determinante, a conservação do diâmetro médio pode ser simplesmente o efeito das condições predominantes no ambiente, como por exemplo, a baixa disponibilidade de vapor, não como resultado da competição, mas porque o ambiente não possui vapor suficiente para o crescimento das gotículas.

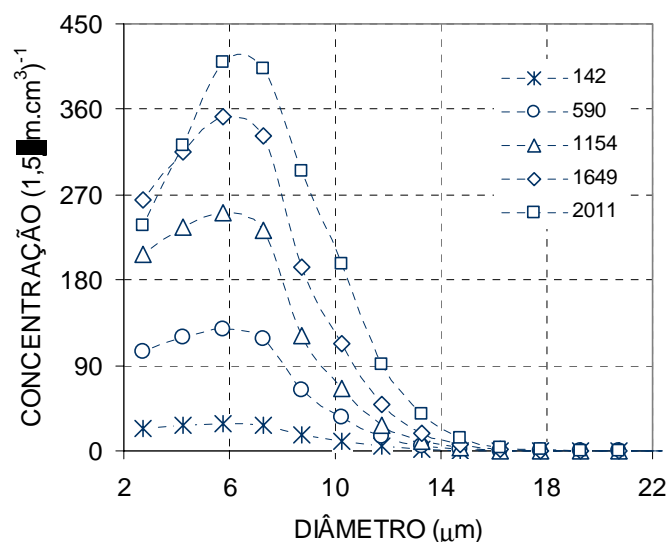


Figura 3.15 Distribuições de tamanho de gotículas ao longo do percurso no interior de uma nuvem amostrada em 23 de setembro de 2002. A seqüência de valores corresponde à concentração total (cm^{-3}) variando da periferia da nuvem até seu centro.

Na Figura 3.15 são observados valores de distribuições variando à medida que a aeronave avança em direção ao centro da nuvem, ou seja, de baixa concentração nas áreas periféricas até as concentrações mais elevadas no centro da nuvem. Neste caso, entre o menor e o maior diâmetro médio não há mais do que 10% de variação, ou seja, o diâmetro médio é um parâmetro completamente conservativo. O estreitamento da distribuição com base na teoria do crescimento parabólico, em que as menores gotículas crescem mais que as maiores, requer que o diâmetro médio sofra deslocamento para a direita do espectro, algo que praticamente não se manifesta na Figura 3.15.

3.4 Efeito dos aerossóis na atividade convectiva

Para quantificar qualquer dos efeitos dos aerossóis atmosféricos é necessário abrir mão de um ou mais dos processos físicos ou químicos que atuam sobre os mesmos. Ainda assim, os aerossóis atmosféricos podem apresentar mais de um efeito simultaneamente, de modo que a tendência observada pode ser resultado da soma de múltiplos efeitos. Por exemplo, de acordo com a discussão apresentada no Capítulo 2, a presença de carbono inorgânico nos aerossóis atmosféricos pode afetar as propriedades das nuvens com um efeito denominado de semidireto. Não existem medidas *in situ* desse efeito, mas análises de dados de satélite, provenientes de nuvens embebidas em concentração variável de fumaça na região amazônica, mostram que para as nuvens mais espessas um aumento na espessura ótica dos aerossóis atmosféricos está associado a aumento na temperatura do topo da nuvem. Da mesma forma, observa-se uma redução na refletância e no tamanho das gotículas. O aumento na temperatura do topo das nuvens acompanhado de redução na refletância indica a possibilidade de redução na convecção, causando um decréscimo na velocidade vertical ascendente e na quantidade de água líquida disponível para formar a nuvem. Neste tópico serão discutidos aspectos potenciais do efeito dos aerossóis atmosféricos sobre a atividade convectiva.

3.4.1 Efeito dos aerossóis no ciclo diurno da radiação solar

O efeito dos aerossóis antropogênicos não está limitado apenas ao resfriamento causado pelas partículas de sulfato. De fato este tem sido o aspecto mais abordado nos estudos com modelos globais, dando margem à discussão sobre a possibilidade de o efeito direto dos aerossóis se contrapor ao efeito dos gases estufa. Entretanto, os aerossóis de carbono inorgânico são altamente absorvedores de radiação solar podendo ser um importante agente de mudança no perfil de temperatura na troposfera. Há fortes evidências neste sentido (ver Fig. 3.16). O aquecimento da atmosfera a partir dos aerossóis absorvedores de radiação e o conseqüente

resfriamento da superfície causa redução na taxa de diminuição da temperatura com a altura dentro da troposfera, reduz a evapotranspiração na superfície, reduz a formação de nuvens, desacelerando o ciclo hidrológico.

Fazendo uma comparação entre condições limpas e poluídas para o ciclo diurno de radiação solar medido na localidade FNS, pode-se encontrar fortes evidências a respeito da retenção da energia solar nas camadas troposféricas acima da superfície. Na Figura 3.16, essa comparação pode ser feita. Os dias 21 de setembro e 26 de outubro de 2002 são dias que apresentaram atividade convectiva local com grande semelhança, por isso foram escolhidos para a comparação. Observe que no começo e ao final do dia praticamente não existem nuvens, evidente pela pouca dispersão nos pontos das curvas. Da mesma forma, pode ser visto que a retenção de radiação solar pode chegar a mais de 30% no horário de pico. Ao final da tarde se observa que as diferenças são menos acentuadas que no começo da manhã. Isso se deve ao fato de que a concentração de aerossóis, em condições limpas, não apresenta um ciclo diurno muito bem definido, enquanto que sob intensa atividade de queima de biomassa o ciclo ocorre.

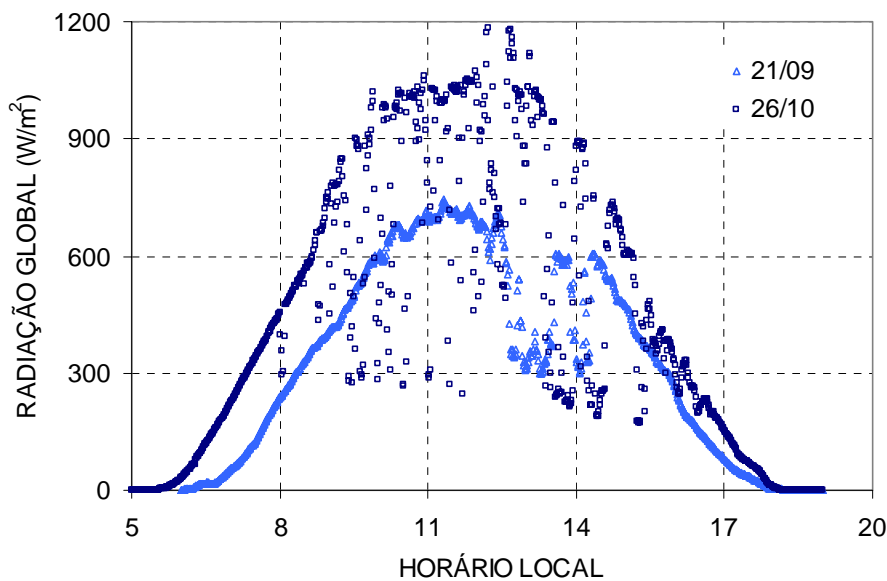


Figura 3.16 Ciclo diurno da radiação solar global incidente à superfície no sítio FNS: comparação entre um dia poluído (21/09/2002) e outro limpo (26/10/2002).

Também pode ser observado que o número de focos de queimada em geral atinge seu pico por volta das 14h LT (Fig. 3.17), mas a concentração de aerossóis vai atingir seu pico cerca de 8 a 12h depois. No começo da manhã, a atmosfera poluída ainda está sob alta concentração de partículas, sendo, portanto, o momento em que atinge a maior diferença em relação à atmosfera limpa.

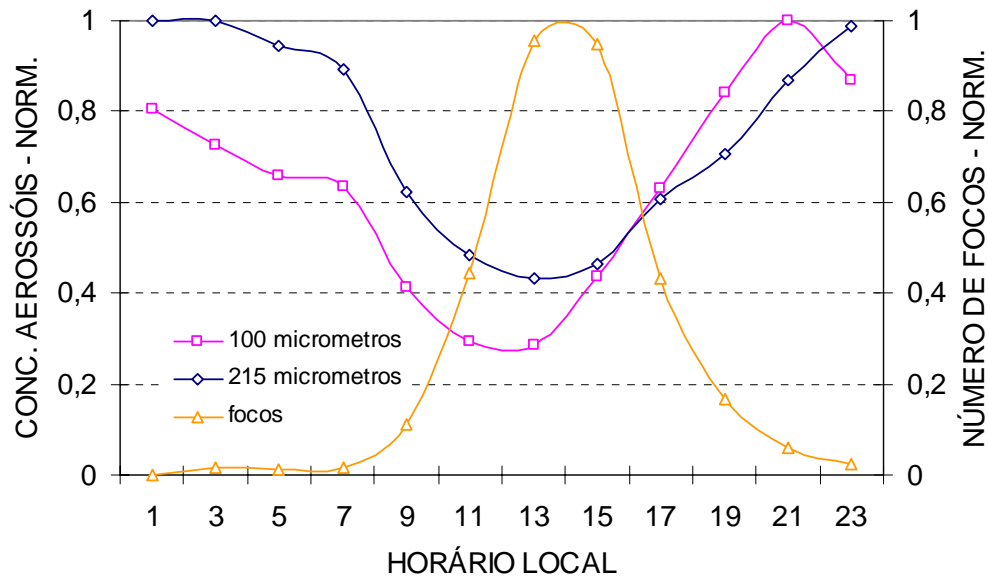


Figura 3.17 Ciclo diurno do número de focos de queimada e da concentração de aerossóis com tamanhos típicos de 100 μm e 215 μm . Os valores foram normalizados em relação ao valor máximo encontrado na medida. As medidas de aerossóis referem-se às duas semanas que antecedem o dia 23/09/2002 e o total de focos corresponde aos valores registrados no dia 23.

3.4.2 Mecanismo de autocontrole da convecção

Foi observado anteriormente neste trabalho que, segundo a literatura, a presença de fumaça na região amazônica altera a atmosfera em diferentes maneiras, em geral reduzindo a atividade convectiva. De fato, a presença de aerossóis retém parte da radiação, conforme o tópico anterior, de maneira que a redução na atividade convectiva pode ser vista como uma consequência do processo. O quadro desenhado aponta para um modelo conceitual que se descreve na seqüência.

De acordo com o modelo da parcela de ar, em condições de atmosfera limpa a temperatura gradualmente decresce com a altura enquanto que a umidade relativa aumenta com a altura. Por volta do topo da camada limite, a umidade relativa atinge 100% e o vapor começa a se condensar formando as nuvens. A luz solar incidente promove o aquecimento e a evapotranspiração na superfície, criando bolhas de ar quente e úmido que ascende, resfria e volta à superfície no processo definido como convecção. Quando a fumaça está presente, as partículas de fuligem absorvem radiação solar, aquecendo a atmosfera e resfriando a superfície terrestre. Este aquecimento reduz a umidade relativa na camada preenchida pela fumaça, inibindo a formação de nuvens. Na superfície, o resfriamento reduz a quantidade de calor e vapor transferida para a atmosfera. Pelo fato de a fumaça aquecer o ar acima da superfície e

simultaneamente resfriar a superfície, a diferença de temperatura entre as camadas superiores de ar e aquelas junto à superfície é reduzida, limitando a atividade convectiva e inibindo a formação das nuvens. Este é, pelo menos conceitualmente, o quadro que se desenha como consequência direta da retenção de radiação pelos aerossóis.

Este quadro de modulação da atividade convectiva pela presença da fumaça parece quase completo, mas não é. Quando analisado o comportamento da atividade convectiva para a região amazônica observa-se que existe uma “inibição” inerente ao processo de formação de nuvens cúmulos naquela região. Trata-se de um efeito quase permanente e se manifesta na quase totalidade daqueles dias em que a atividade convectiva local atua. Com a presença de nebulosidade a partir das 9h (LT), entra em ação um mecanismo de autocontrole determinado pela radiação incidente à superfície. Essa quantidade de radiação é acentuadamente reduzida pela nebulosidade que atinge seu máximo por volta das 13h. A partir desse horário ocorre uma seleção natural em que as células que dependem sensivelmente do suprimento de calor e vapor da superfície acabam por desaparecer. Por outro lado, aquelas que apresentam altas taxas de conversão de vapor em água líquida são supridas por um empuxo adicional e acabam definindo a distribuição espacial e temporal do movimento convectivo como um todo. Dessa forma, existe um mecanismo natural de controle que seleciona apenas as células mais aptas a continuar com seu movimento ascendente. Esse mesmo mecanismo que revigora a atividade convectiva das células selecionadas, ao mesmo tempo contribui para a inibição das células menos aptas através do movimento subsidente entre nuvens. Portanto, existem pelo menos três efeitos naturais intrinsecamente relacionados (e independentes da presença de aerossóis antropogênicos) que definem este autocontrole: o efeito de sombreamento, a eficiência de condensação e a subsidência.

O mecanismo proposto no parágrafo anterior é o primeiro e inerente meio pelo qual a atividade convectiva local é modulada. Sendo dessa forma, a presença da fumaça define um segundo modo, este antropogenicamente induzido. Este segundo modo de inibição da atividade convectiva não pode ser avaliado sem que o primeiro seja levado em consideração. O segundo modo não induz, contudo, o efeito mencionado para o primeiro, pela própria distinção de origem. Ou seja, no primeiro modo, natural, não existe a redução de energia na superfície como resultado da retenção nos níveis superiores, mas sim devido a maior refletividade. Além disso, no primeiro modo a partição radiativa representa apenas um dos efeitos. Na modulação antropogênica, a partição radiativa é o único efeito. Na Figura 3.18 são mostrados dois ciclos diurnos de radiação solar global, para dias com intensa atividade de queima de biomassa, simultaneamente com intensa atividade convectiva. Observa-se que em 21 de setembro a retenção radiativa é bastante

acentuada enquanto que em 23 de setembro ocorre moderadamente. Entretanto, para qualquer dos dias, a modulação seletiva fica evidente quando comparado o ciclo medido com uma curva teórica ajustada.

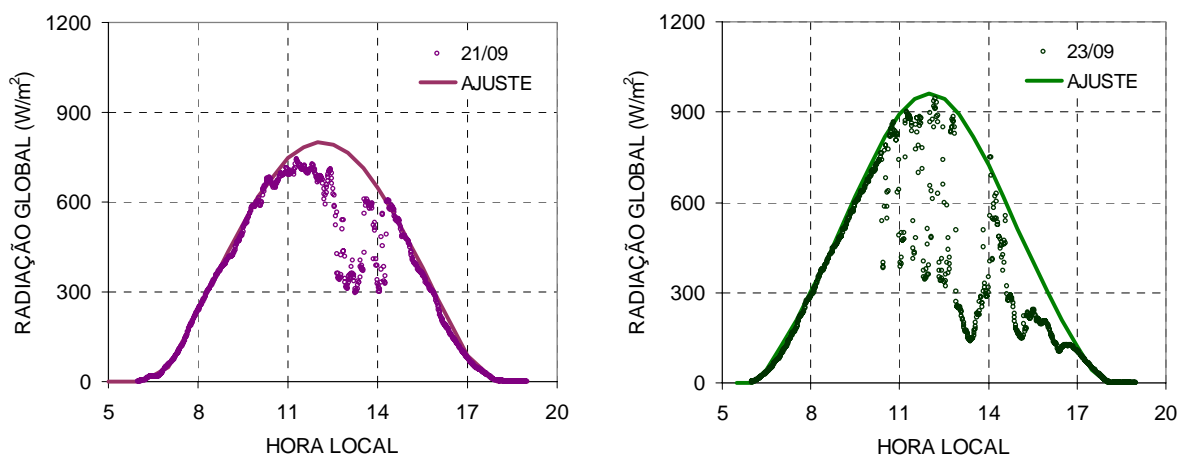


Figura 3.18 Ciclo diurno da radiação solar global incidente à superfície no sítio FNS, para dois dias intensamente poluídos, 21/09/2002 e 23/09/2002.

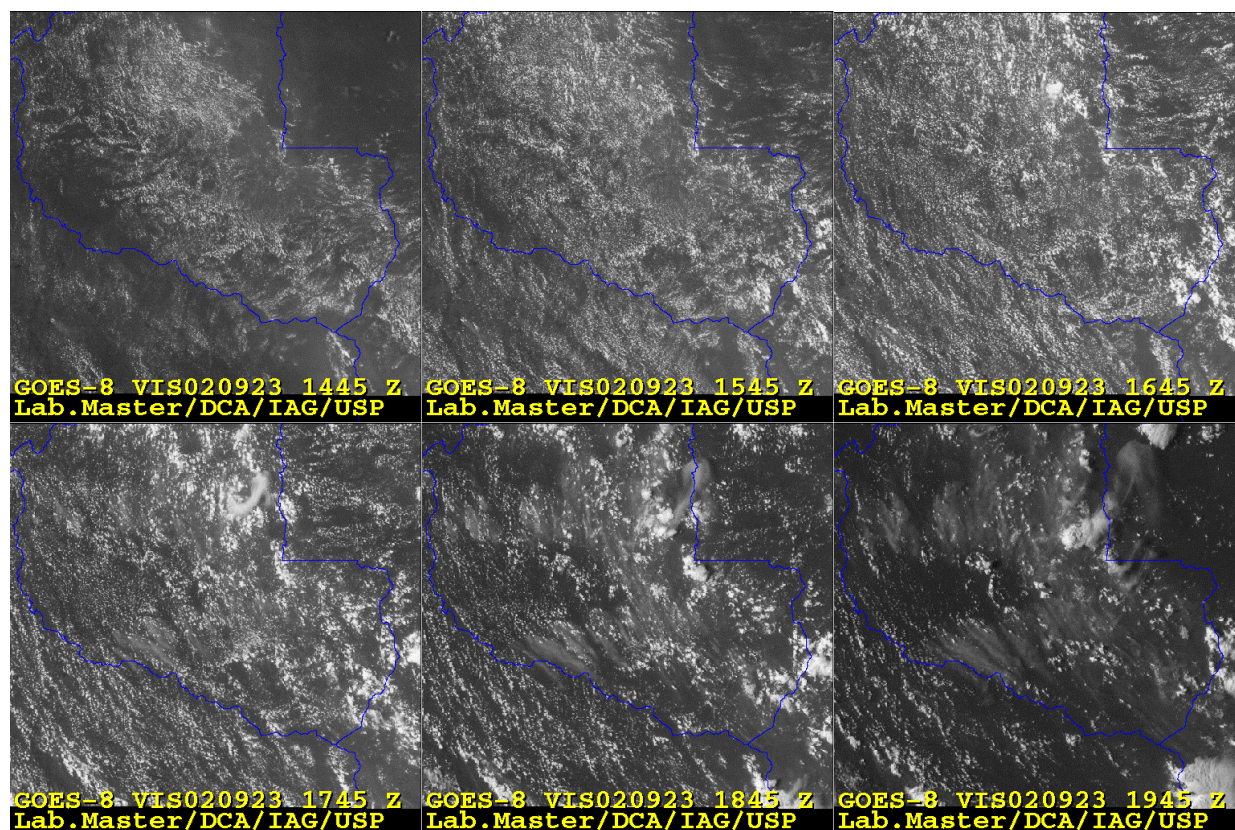


Figura 3.19 Estrutura convectiva observada para o dia 23/09/2002, para a região de Rondônia, com um ciclo diurno bem definido e que modula a quantidade de energia disponível na superfície.

O processo definido pelo aparecimento de células convectivas profundas, com a subsequente redução no número de células menores, pode ser paralelamente observado na seqüência de imagens de satélite mostradas na Figura 3.19. A evolução do total de radiação solar incidente à superfície, conforme Figura 3.18, é resultado da modulação seletiva aqui apresentada e que se verifica sempre que a atividade convectiva local predomina na região amazônica.

A evolução mostrada na Figura 3.19 corresponde ao dia 23/09/2002. Observa-se assim que a retenção radiativa é sobreposta ao mecanismo de modulação. Não fica claro que a modulação possa ser um efeito da presença de uma maior concentração de aerossóis. Maior número de medidas é necessário para que se possa ter um mínimo de certeza a cerca deste comportamento da atividade convectiva.

4. AVALIAÇÃO NUMÉRICA DOS EFEITOS DOS AEROSSÓIS NA PRECIPITAÇÃO

Para que uma quantidade de precipitação ocorra é necessário que as nuvens tenham continuidade vertical ao longo de camadas com um mínimo de profundidade. Em geral, cada camada tem um papel específico a desempenhar. As baixas temperaturas dos níveis mais elevados fornecem cristais de gelo que servem como embriões para as gotas de chuva dos níveis inferiores. Nos níveis médios, temperaturas em torno de -15°C (segundo Braham, 1968), favorecem a máxima taxa de crescimento dos cristais de gelo. Os mecanismos de produção secundária, assim como a agregação de cristais de gelo, tornam-se eficientes entre -10 e 0°C . Os níveis mais baixos e úmidos da nuvem contribuem para o processo de colisão e coalescência e provavelmente são responsáveis pela maior parte da massa acumulada nos hidrometeoros que chegam à superfície. Grandes gotas super-resfriadas podem liberar uma grande quantidade de calor quando se congelam, aumentando o empuxo da nuvem com impactos imediatos no espaço e no tempo para a massa de água de nuvem. Por outro lado, partículas grandes podem intensificar os movimentos descendentes e talvez disparando novos desenvolvimentos de nuvens nos flancos da tempestade afetada pelos aerossóis. Talvez o quadro mais realista seja a combinação de ambos os efeitos em uma tempestade multicelular mais complexa, ou seja, o efeito microfísico, este já consistentemente demonstrado por medidas no interior das células convectivas, e a provável existência de efeitos dinâmicos associados.

Em síntese, o que se pode dizer na introdução deste capítulo é que a conversão de água de nuvem em precipitação não é, em geral, um processo eficiente na natureza. Segundo Mather (1991), a massiva bigorna que sempre acompanha o desenvolvimento das células de tempestade é uma manifestação visual dessa ineficiência. Por outro lado, as zonas que separam a ocorrência de um modo de desenvolvimento da precipitação eficiente de outro ineficiente são muito estreitas de maneira que os processos são instáveis e podem mudar de um modo a outro rapidamente durante a evolução do processo, como observou Mather (1991). Não se pretende neste capítulo que a modelagem seja resposta definitiva a todas as questões que envolvem o contexto de interação dos aerossóis com a precipitação. O que se pretende inicialmente é a representação de cenários consistentes com a estrutura convectiva predominante na região amazônica durante a estação seca. Atingido este objetivo, pretende-se avaliar algumas

possibilidades pelas quais os aerossóis afetam a precipitação e a magnitude deste impacto em uma escala regional.

4.1 Caso estudado: 23 de setembro de 2002

O caso selecionado para efeito de estudo numérico compreende o dia 23 de setembro de 2002, conforme discutido no contexto das observações no capítulo anterior. Esse caso foi selecionado por ser representativo do período de transição entre as estações seca e chuvosa, com a ocorrência de eventos isolados de precipitação, sendo ele classificado anteriormente como um caso poluído. Ele possui ainda um conjunto de dados contínuos ao longo do dia para a quase totalidade das medições, incluindo dados de nuvem, CCN, radiossondagens, satélite, radar, observações de superfície, distribuição de aerossóis e dados de queimada. Este último aspecto é ilustrado na Figura 4.1, que mostra a evolução do número de focos de queimada ao longo do dia.

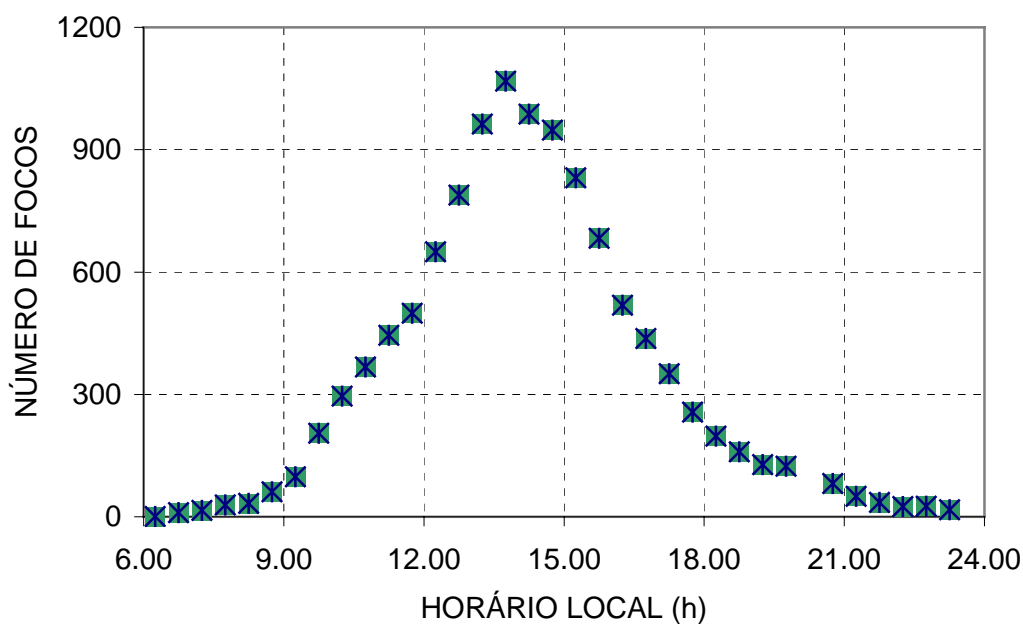


Figura 4.1 Evolução do número de focos de queimada na região sudoeste da Amazônia, onde se encontra Rondônia, para o dia 23/09/2002. Dados fornecidos por Elaine M. Prins (NOAA/NESDIS).

O dia 23 de setembro apresentou características semelhantes aos dias que o antecederam, atmosfera praticamente sem nuvens pela manhã, mas com grande quantidade de partículas remanescentes do dia anterior. A Figura 4.2 ilustra a evolução na cobertura de nuvens para este dia. O processo convectivo, com características provavelmente associadas ao aquecimento radiativo, teve início pouco antes das 10h LT e evoluiu para estruturas alinhadas às correntes de

vento e com alta fração de cobertura de nuvens já por volta do meio-dia. Logo após o meio dia o que se observa é o surgimento dos primeiros núcleos organizados em convecção mais profunda, embora com dimensões horizontais reduzidas e ainda com a fração de cobertura de nuvens aumentando.

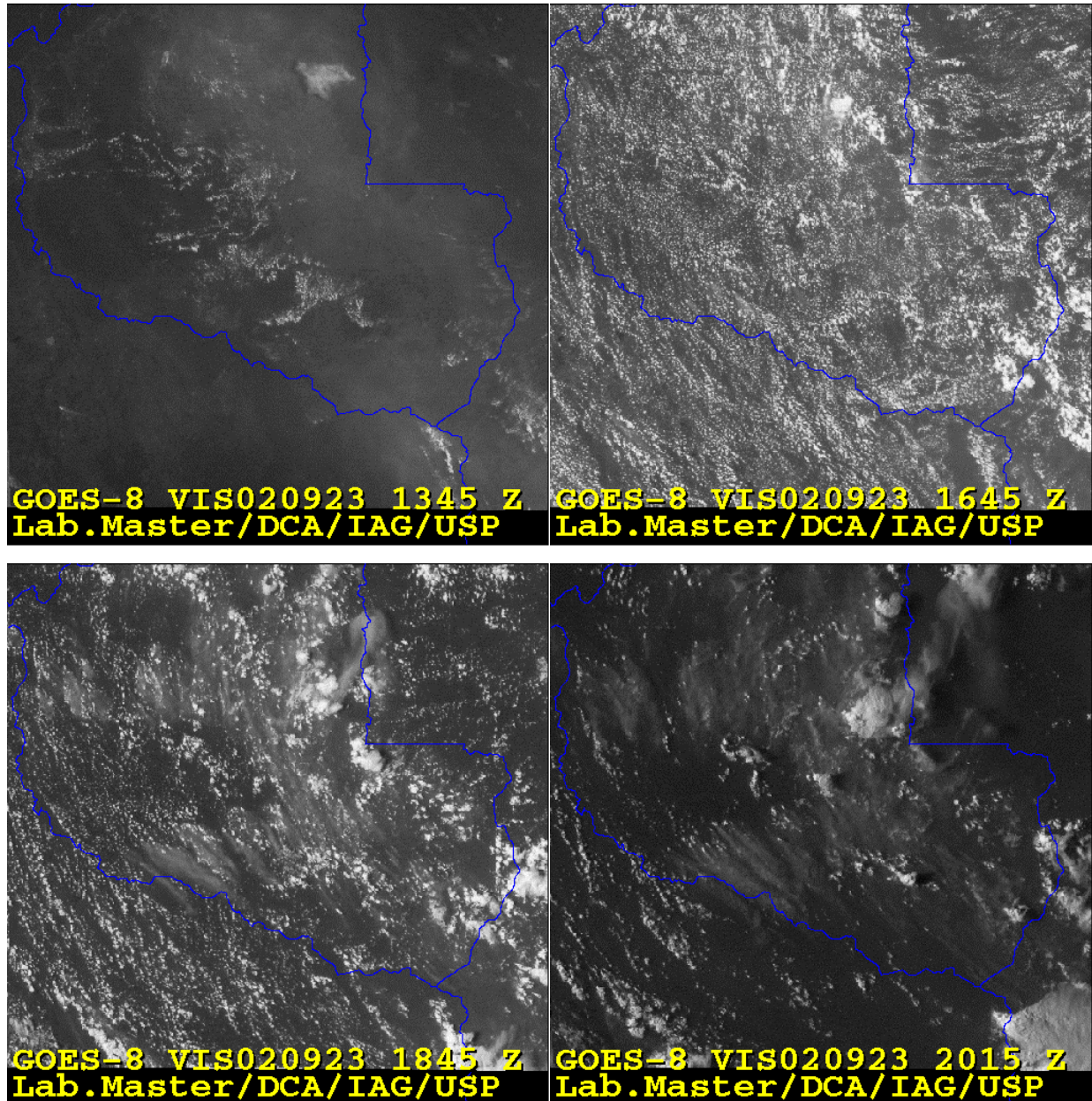


Figura 4.2 Imagens obtidas pelo satélite GOES mostrando a evolução da cobertura de nuvens para o dia 23 de setembro de 2002, dia escolhido para o estudo de caso.

Os primeiros ecos de precipitação são observados a partir das 13h. Os núcleos vão se alternando com o avanço do período vespertino e com o surgimento de células maiores e de maior profundidade observa-se que a fração de nuvens diminui gradativamente a partir das 14h,

chegando ao final da tarde com uma fração significativamente reduzida (ver seqüência de imagens da Figura 4.2).

A evolução da cobertura de nuvens pode ser mais bem avaliada pela Figura 4.3, onde a partir das imagens de 8 bits, como aquelas representadas na Figura 4.2, um valor referente à fração de cobertura de nuvens pode ser associado. Tomando como referência para cobertura de nuvem pixels com pelo menos 50% do valor máximo representado na escala de cinza, é possível avaliar simultaneamente a evolução da cobertura de nuvens em comparação à evolução da radiação global medida na superfície. Nesse caso, o limite para a definição do que pode ser considerado como nuvem é arbitrário. Por outro lado, dentro daquele limite de 50%, padrões predominantemente identificados na Figura 4.2 como pluma de queimada, não são considerados como nuvem. Na Figura 4.3 também se observam os instantes de máxima incidência de radiação e máxima cobertura de nuvem. Deve ser ressaltado que o instante de máxima incidência de radiação à superfície não corresponde ao instante de máxima radiação disponível na atmosfera, visto que com o desenvolvimento da atividade convectiva, a refletividade das nuvens impede que a radiação incidente na superfície atinja seu máximo.

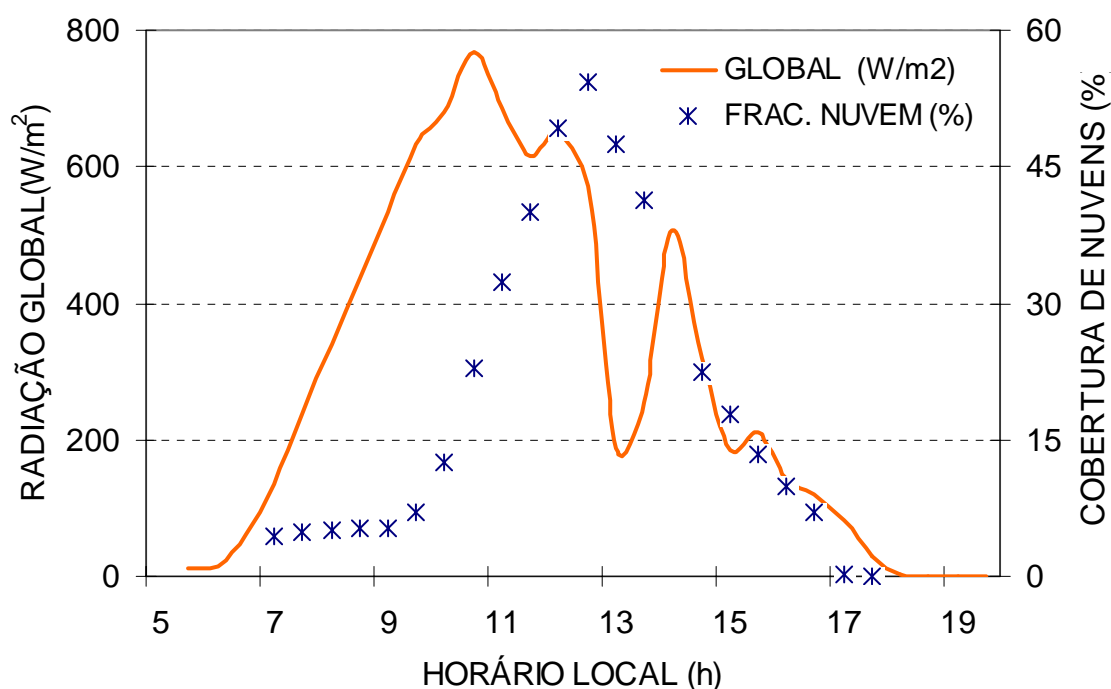


Figura 4.3 Evolução da radiação global incidente na superfície e da fração de cobertura de nuvens para o dia 23 de setembro de 2002.

Um segundo aspecto relevante, observado em cerca de 50% dos dias durante a estação seca, é a ocorrência de uma acentuada redução na incidência radiativa, normalmente por volta

das 13h, quando a cobertura de nuvens atingiu seu máximo. Em seguida, com a redução da cobertura de nuvens, a quantidade de radiação incidente aumenta, para em seguida retomar sua trajetória decrescente, acompanhando o ciclo diurno do sol. Este é um aspecto importante e foi discutido no final do capítulo anterior, mas não será considerado nos experimentos numéricos.

A camada limite para o dia 23 de setembro mostrou comportamento típico da estação seca: bom desenvolvimento vertical, com altura média em torno de 1600 m, bem misturada, com uma temperatura potencial média em torno de 306,5 K e umidade específica de 13,5 g/kg por volta das 14h LT. A Figura 4.4 mostra os perfis verticais para temperatura potencial e umidade específica para os horários locais 7h40min, 14h40min e 16h40min. Vento fraco (em torno de 2 m/s), predominante de sul, dentro da camada limite e vento moderado (entre 4 e 8 m/s), predominante de norte, logo acima da camada limite. A evolução do perfil de umidade para as duas camadas (Fig. 4.4) pode ser explicada pela oposição de fase observada no campo de vento.

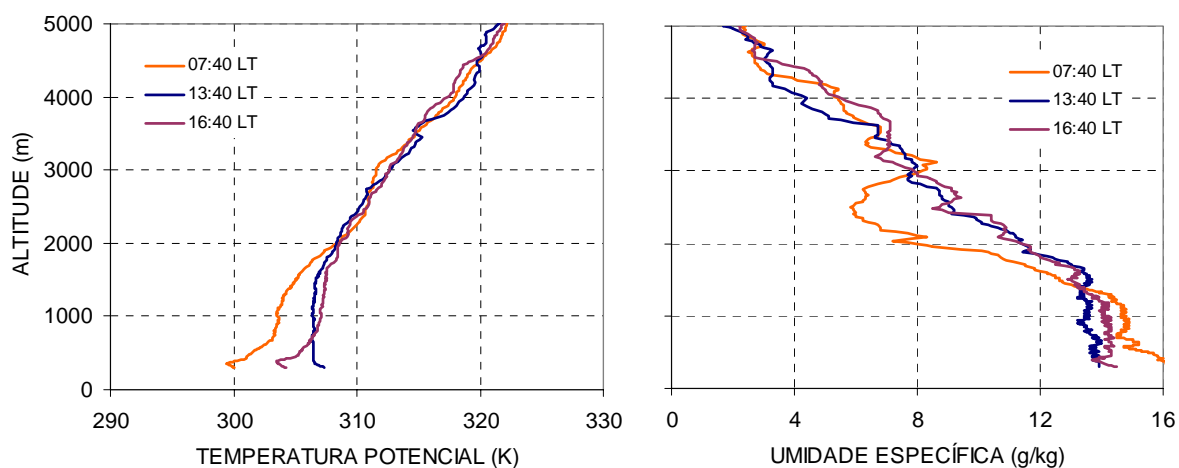


Figura 4.4 Perfil vertical da temperatura potencial e da umidade específica para três horários distintos em 23 de setembro de 2002.

4.2 Características das simulações

4.2.1 Experimentos numéricos e suas finalidades

Nesta seção pretende-se estabelecer de que forma as simulações relativas aos eventos de precipitação de 23 de setembro de 2002 atendem ao objetivo de investigar os potenciais efeitos dos aerossóis antropogênicos no processo de precipitação, definindo-se para isso, os experimentos realizados. As simulações devem partir inicialmente de um experimento de controle com as condições de atmosfera limpa. Entretanto, uma condição de controle deve ser vista de forma relativa, ou seja, uma atmosfera de controle para o efeito direto dos aerossóis atmosféricos não necessariamente serve de controle para o efeito indireto. Portanto, para

investigar o efeito dos aerossóis nos diferentes processos microfísicos que ocorrem durante o desenvolvimento da precipitação foram desenhados os experimentos descritos abaixo, sempre em conformidade com as configurações gerais descritas no Anexo B e, quando possível, a partir das medidas discutidas no Capítulo 3. As diferenças existentes entre os diferentes experimentos numéricos estão resumidas na Tabela 4.1.

CCN300:

Experimento subentendido como sendo de atmosfera limpa em que a concentração de CCN é de 300 cm^{-3} , o parâmetro de forma das distribuições de gotículas e cristais de gelo é igual a 2 e, para as demais categorias, 1.

CCN1200:

Neste caso a concentração de CCN é de 1200 cm^{-3} , parâmetro de forma igual a 5 para as gotículas de nuvem e cristais de gelo e 1 para as demais.

CCN1200R:

Como no caso anterior em relação aos parâmetros microfísicos. Aqui a discussão deve-se estender à interação com a radiação, efeito direto acrescido de um perfil vertical de retenção de radiação pelos aerossóis. A radiação de onda curta é subtraída nas camadas. Como consequência há um déficit de radiação na superfície, definido dentro dos limites observados para o período de medidas, conforme Figuras 3.16 e 3.18.

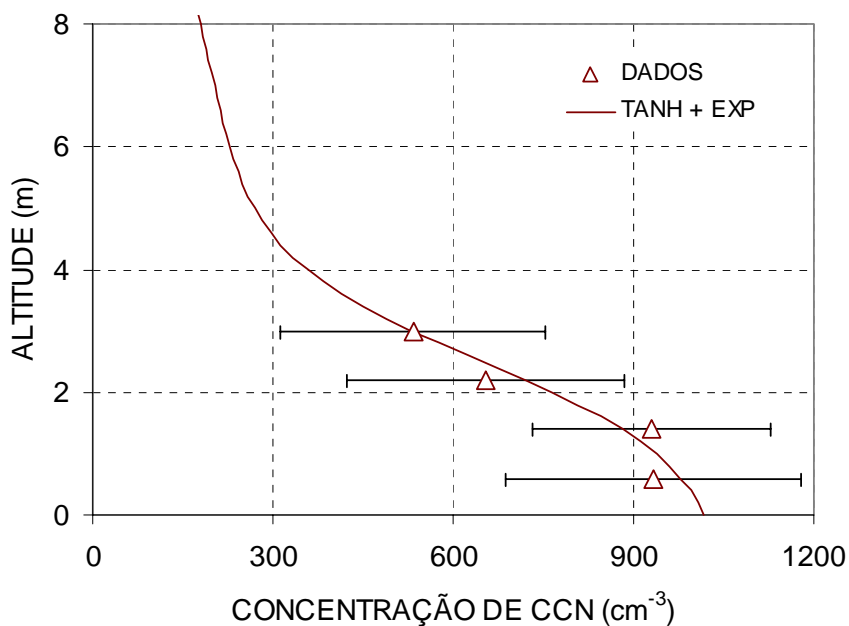


Figura 4.5 Medidas de CCN para um dia tipicamente poluído (triângulos) e ajuste do perfil vertical de retenção de radiação solar (linha contínua) considerado nas simulações (sem normalização).

A parte da radiação de onda curta, que é subtraída, foi ponderada por um ajuste em acordo com os perfis verticais de CCN amostrados para a região amazônica, conforme discutido no Capítulo 3. Essa ponderação foi normalizada de maneira a produzir um déficit de radiação solar na superfície de 22,5% em relação ao cenário não afetado pelos aerossóis. A Figura 4.5 ilustra o perfil de retenção de radiação solar considerado nas simulações. Observa-se que a maior parte do efeito está associada à camada limite.

CCN300H, CCN1200H e CCN1200HR:

Neste caso, os três experimentos reproduzem a seqüência anterior, exceto que houve um forçamento na umidade do solo com o objetivo de se produzir células mais profundas com vistas à ativação da fase de gelo.

CCN1200HG:

Este experimento se destina aos aspectos decorrentes do efeito dos aerossóis diretamente na fase de gelo, forçando a parametrização do modelo a produzir concentrações de IN para valores acima dos estabelecidos pelo modelo. Deve-se lembrar que a distribuição de gotículas de nuvem por si só já interfere na fase de gelo e que não houve medidas associadas às propriedades dos cristais de gelo durante o experimento LBA. Deve ser considerado ainda que as parametrizações da fase fria da nuvem são baseadas em medidas com grande dispersão de valores. Isso permite que cenários com maior potencial de nucleação de gelo sejam estabelecidos sem a necessidade de medidas para a sua justificativa e, ao mesmo tempo, sem incorrer em valores incompatíveis com a natureza.

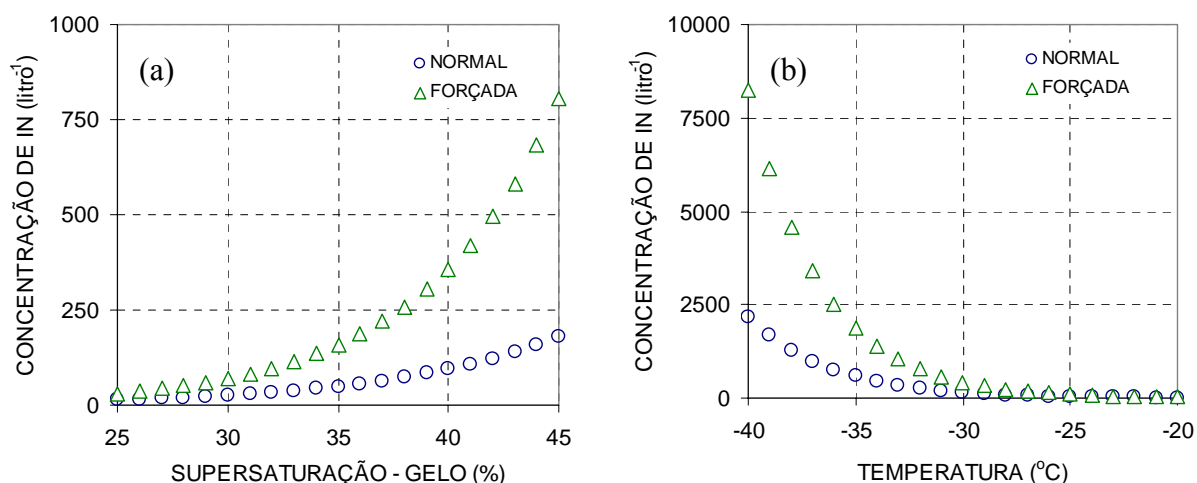


Figura 4.6 Curvas comparativas para concentrações de IN nos processos de deposição e condensação-congelamento (a) e nucleação por contato-congelamento (b).

Nesse experimento houve um forçamento apenas na disponibilidade de IN para os processos de nucleação primária. O número de IN foi multiplicado por uma função crescente com a diminuição na temperatura e com o aumento na supersaturação, conforme mostra a Figura 4.6. Este forçamento produz uma concentração de IN cerca de 4 vezes maior para temperatura abaixo de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (na nucleação por deposição e condensação-congelamento) e supersaturação em relação ao gelo acima de 45 % (na nucleação por contato-congelamento).

CCN1200HR2:

Este experimento deve ser visto como representativo do efeito associado à presença do carbono inorgânico, ou seja, será examinado o efeito do aquecimento radiativo das partículas de fuligem sobre o processo de formação das nuvens. Deve ser lembrado que neste cenário radiativo a distribuição de aerossóis de fuligem apenas decresce com a altura, conforme Figura 4.5. Todavia, de acordo com os perfis verticais encontrados para a concentração de CCN (Figura 3.8a), a concentração de aerossóis não apresentando perfil decrescente com a altura é perfeitamente possível, inclusive apresentando uma camada de acumulação próximo ao topo da camada limite.

O segundo modo não foi investigado e pode-se considerar que seria representativo do efeito semidireto dos aerossóis, isto é, com absorção preferencialmente na base da nuvem. A diferença em relação ao cenário anterior CCN1200HR é que neste caso a energia radiativa é subtraída e convertida em aquecimento, enquanto que no caso anterior era apenas subtraída. Apenas subtrair significa que ela não está presente e não contribui na camada nem no total que chega a superfície. Por exemplo, isso pode ser admitido como uma situação em que os aerossóis refletem a maior parte da radiação. Ao converter em aquecimento significa um efeito atuante na camada, mas com praticamente o mesmo efeito na superfície.

CCN300-SC:

Experimento realizado sem a presença de água condensada, ou seja, o tratamento microfísico não está presente na simulação, mas apenas os efeitos do vapor d'água.

CCN300S, CCN1200S:

Os experimentos numéricos neste caso são iniciados homoganeamente e com alta resolução e tem o objetivo de avaliar alguma propriedade específica em determinado momento da discussão. Esses experimentos possuem uma área limitada e na maioria das vezes uma célula convectiva é forçada no centro da grade. Nos experimentos homogêneos, a radiossondagem utilizada corresponde sempre ao horário das 8h, em 23 de setembro de 2002, na localidade FNS.

Tabela 4.1 Diferenças entre os cenários numéricos simulados com o modelo RAMS

Experimento	Conc. CCN	Conc. IN	Par. forma	Efeito radiativo	Tipo/nº. grade/resol.
CCN300	300	original	2	não	Het/4/1 km
CCN1200	1200	original	5	não	Het/4/1 km
CCN1200R	1200	original	5	direto	Het/4/1 km
CCN300H	300	original	2	não	Het/4/1 km
CCN1200H	1200	original	5	não	Het/4/1 km
CCN1200HR	1200	original	5	direto	Het/4/1 km
CCN1200HG	1200	modificada	5	não	Het/4/1 km
CCN1200HR2	1200	original	5	semidireto	Het/4/1 km
CCN300-SC	*	*	*	não	Het/4/1 km
CCN300S	300	original	2	não	Hom/1/500m
CCN1200S	1200	original	2, 5, 6 e 7	não	Hom/1/500m

*a microfísica não é ativada; Het: simulação heterogênea; Hom: simulação homogênea

4.2.2 Teste de sensibilidade: cenário CCN300

Nesta seção será feita uma breve discussão sobre o cenário CCN300 descrito anteriormente. Além de constituir-se no experimento de referência para a discussão sobre o processo de nuvens quentes, ele serve como avaliação da sensibilidade do modelo em responder às principais características desejadas na representação do processo de precipitação. As condições para simulação deste caso base foram identificadas anteriormente, sendo ele representativo de uma atmosfera limpa, portanto não perturbada pelas atividades humanas em quaisquer dos mecanismos identificados como objetos de investigação deste trabalho.

As simulações foram conduzidas com o modelo RAMS, para o dia 23/09/2002, sendo utilizadas quatro grades aninhadas (64, 16, 4, 1 km), com o resultado da terceira grade sendo usado na análise. Uma avaliação da habilidade do modelo em representar o ciclo da convecção para o dia de estudo pode ser inicialmente feita a partir da Figura 4.7. Nesta figura pode ser observada a topografia da região (Fig. 4.7a), a estrutura espacial da distribuição de água de nuvem e precipitação (Fig. 4.7b), a imagem de satélite no horário correspondente à simulação (Fig. 4.7c) e a refletividade detectada pelo radar (Fig. 4.7d). A área em destaque na Figura 4.7b corresponde à parte analisada da terceira grade. Os resultados mostram que o modelo representa de forma satisfatória as propriedades macroscópicas dos sistemas precipitantes para o dia 23/09/2002.

A fração de área coberta por nuvens pode ser considerada como bem representada, embora o modelo ainda seja incapaz de representar a estrutura espacial tal como ela se apresenta na natureza, ou seja, com maior número de elementos de nuvem (ver Fig. 3.19). Com relação ao disparo da convecção observa-se que na simulação as primeiras células surgem em torno do meio-dia enquanto que nas imagens de satélite as células já são observadas entre 9 e 10h. Entretanto, os ciclos médios da atividade convectiva, simulado e observado, têm duração semelhante. Defasagens semelhantes são observadas em Meneguzzo (2004), sendo reduzidas quanto mais cedo é o instante de início da simulação, mas com prejuízo na previsibilidade.

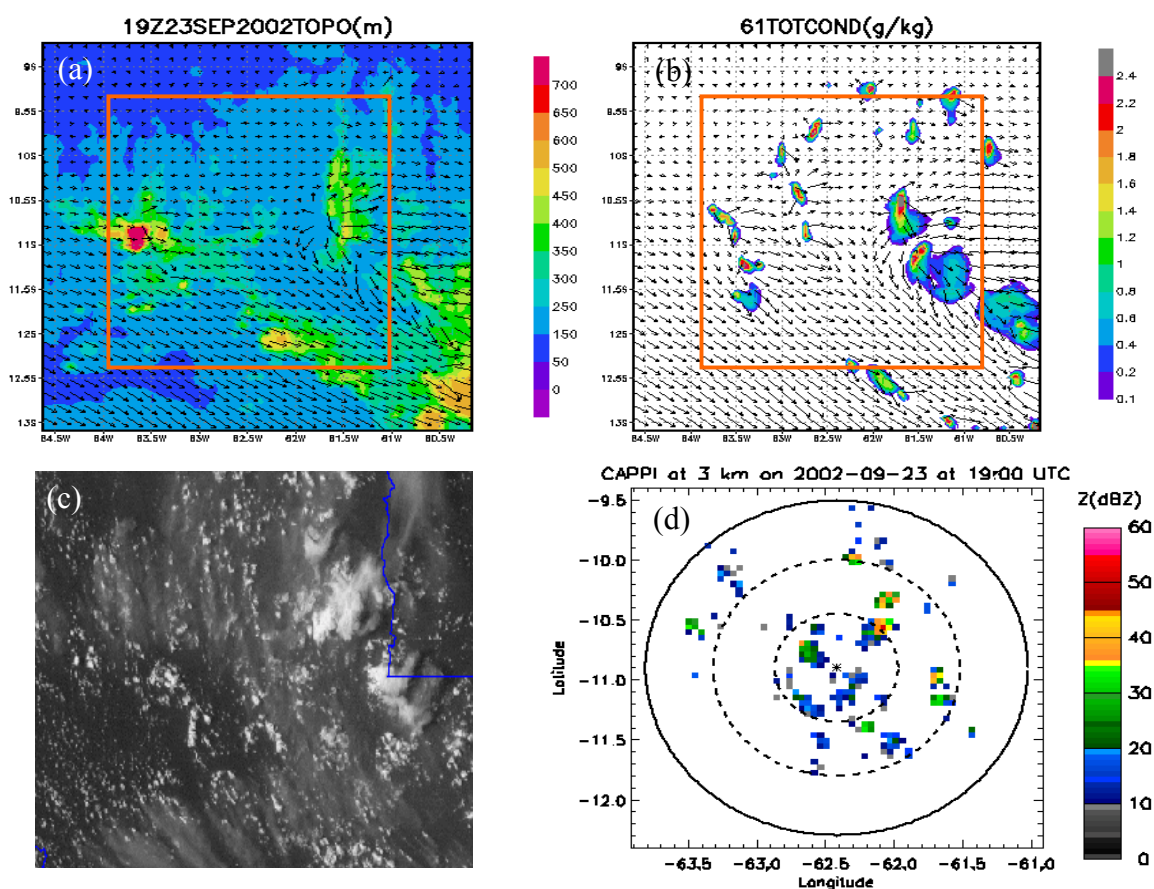


Figura 4.7 Topografia da área simulada (a), campo de razão de mistura de água líquida e gelo no nível de 600 mb (b), imagem GOES do canal visível (c) e refletividade do radar (d). Os campos de precipitação referem-se a um mesmo horário.

Embora a questão de atraso pode estar associada ao ajuste que o modelo demanda em suas primeiras horas, deve-se ressaltar que os campos de precipitação dados pelo radar e pelo modelo apresentam-se com boa concordância de fase. Portanto, a questão não pode ser vista apenas como um problema inerente ao necessário tempo de ajuste do modelo, mas também como de necessidade de melhoria nos processos por ele representado. Neste caso, é evidente que na natureza a água em estágio de precipitação surge após um bom tempo de presença de nuvens,

enquanto que no caso da simulação, pela forma como o processo de precipitação é parametrizado, nuvem e chuva são dois processos disparados simultaneamente.

4.2.3 Teste de sensibilidade: cenário CCN300S

A resolução é certamente um fator essencial na definição da escala de geração de ar potencialmente convectivo. Neste tópico é feita uma breve avaliação da capacidade que o modelo RAMS tem em estabelecer as estruturas convectivas observadas na região de estudo, a partir do aquecimento diferencial da superfície. Nesse caso trata-se de uma simulação homogênea que se inicia com os dados de radiossondagem das 8 h LT.

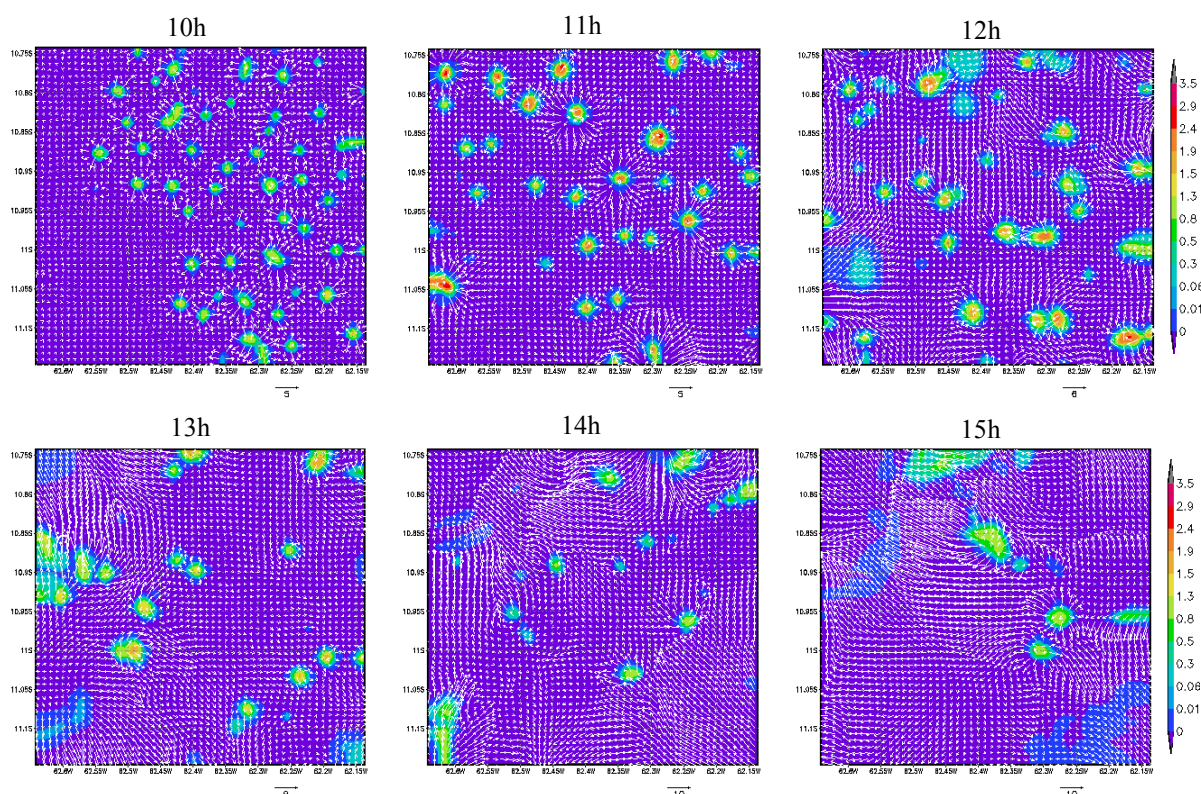


Figura 4.8 Razão de mistura de água de nuvem em 700 mb para células convectivas disparadas pelo aquecimento da superfície em simulações homogêneas de alta resolução. A seqüência temporal dos gráficos corresponde àquela das imagens mostradas na Figura 3.19.

De qualquer forma, neste trabalho subentende-se que haja a manifestação direta de dois modos de atuação na geração da atividade convectiva. A topografia parece prevalecer na determinação de uma escala intermediária, evidente quando se observa a partir de uma grade de menor resolução (4 km, por exemplo). Ao mesmo, parece evidente que as propriedades associadas à cobertura da superfície é que determinam a pequena escala quando maior resolução é considerada na simulação. Exemplo nesse sentido se manifesta quando é simulado o cenário CCN300S (Fig. 4.8). No caso da topografia, provavelmente os sistemas nascem com uma escala

definida e podem ser um fator de inibição da atividade convectiva decorrente do aquecimento na superfície.

Embora a literatura a cerca do uso do modelo na representação do ciclo diurno da atividade convectiva seja limitada, pode-se observar pelos resultados da Figura 4.8 que o modelo oferece condições mínimas para a avaliação de aspectos dessa natureza. De forma semelhante ao que as observações têm indicado, o RAMS consegue representar o nascimento e a subsequente evolução das células convectivas. O aspecto de competitividade (discutido no Capítulo 3) que culmina com a redução no número de células também fica evidente pelos resultados mostrados na Figura 4.8.

4.3 Efeitos dos aerossóis em nuvens quentes

O conjunto de experimentos CCN300, CCN1200 e CCN1200R foi conduzido com o objetivo de investigar o efeito da concentração de aerossóis no ciclo de desenvolvimento da precipitação como um todo, com especial atenção no total de precipitação acumulado e na estrutura vertical das nuvens. Da forma como foram conduzidos os experimentos, é possível avaliar o efeito indireto (CCN1200) e direto (CCN1200R) dos aerossóis sobre uma atmosfera limpa (CCN300). Na Tabela 4.2 é possível fazer uma primeira avaliação em termos médios e máximos desses efeitos no processo de precipitação. Os valores dessa tabela referem-se à grade de 4 km. Seja indiretamente, pela variação na concentração de CCN e na forma da distribuição de tamanho dos hidrometeoros, ou diretamente pela interação com a radiação, os efeitos podem ser avaliados a partir do comportamento das variáveis mostradas na tabela. Os valores foram normalizados em relação ao experimento CCN300. Não foi observada quantidade significativa de gelo, razão pela qual os experimentos serão tratados como representativos de nuvens quentes.

A concentração de gotículas ficou entre 50 e 60% da concentração de CCN, com os menores percentuais para a condição CCN300 (159, 734 e 732 cm^{-3} , respectivamente para os cenários CCN300, CCN1200 e CCN1200R). O máximo de água de nuvem integrado na coluna (máximo no tempo e na grade) é cerca de 4,0 vezes maior para o cenário CCN1200 em comparação a CCN300 e, um pouco menor, cerca de 3,4 vezes, quando o efeito radiativo é levado em conta (CCN1200R). Se considerada a média na grade dessa variável (máximo no tempo da média na grade) fica praticamente inalterado com o aumento na concentração de CCN, porém cerca de 20% menor quando o efeito radiativo é considerado. O máximo na razão de mistura de água de nuvem (máximo no tempo e na grade) no nível de 600 mb é cerca de 2,4 vezes maior para o cenário CCN1200 e um pouco menor (2,0 vezes) para o cenário radiativo CCN1200R, confirmando a tendência observada para a água de nuvem integrada na coluna. A

fração de cobertura de nuvens fica em torno de 40% para o cenário limpo e cerca de metade deste valor para os cenários poluídos. Portanto, com base nos valores encontrados pode-se afirmar que a quantidade média de água de nuvem integrada na grade é praticamente a mesma para os cenários CCN300 e CCN1200, com uma leve redução para o cenário CCN1200R. Porém, a água de nuvem está muito mais dispersa na grade quando a concentração de CCN é baixa, ou seja, em condições limpas.

Tabela 4.2 Propriedades de nuvens para os diferentes cenários, normalizados em relação a CCN300.

variável microfísica	CCN300	CCN1200	CCN1200R
nuvem_concen_max	1.00	4.62	4.60
nuvem_vert_integ_max	1.00	4.02	3.43
nuvem_vert_integ_médio_max	1.00	0.97	0.79
nuvem_ramist_600mb_max	1.00	2.42	2.04
nuvem_frac_cobertura (%)	1.00	0.53	0.50
gelo_vert_integ_max	1.00	1.00	0.01
gelo_vert_integ_médio_max	1.00	0.42	0.00
gelo_ramist_500mb_médio	1.00	0.02	0.00
gelo_ramist_500mb_max	1.00	0.00	0.00
chuva_vert_integ_max	1.00	2.60	2.87
chuva_vert_integ_médio_max	1.00	0.31	0.26
chuva_ramist_600mb_max	1.00	2.41	1.41
chuva_ramist_900mb_max	1.00	2.73	1.30
conde_vert_integr_max	1.00	3.25	1.98
conde_vert_integr_médio_max	1.00	0.71	0.59
precip_taxa_max	1.00	3.44	1.56
precip_taxa_médio_max	1.00	0.39	0.32
precip_tot_max	1.00	2.07	0.84
precip_tot_médio	1.00	0.33	0.20
precip_tot_std	1.00	0.76	0.38
precip_tot_std_normalizado	1.00	2.28	1.88
veloc_vert_maxc_600mb	1.00	5.86	4.00
veloc_vert_maxb_600mb	1.00	4.25	3.25

Não se observou uma quantidade significativa de gelo nos cenários simulados. O máximo encontrado para o total de gelo integrado na coluna foi de 0,04 mm para os cenários CCN300 e CCN1200. Com o efeito radiativo incluído este valor torna-se praticamente desprezível. Deve-se considerar ainda que este valor é cerca de 4% do valor observado para a água de nuvem. Em termos médios na grade, a quantidade de gelo é praticamente desprezível. Ao nível de 500 mb observa-se a maior concentração de gelo registrada na grade e no tempo, cerca de 0,33 mm para o cenário CCN300. Como as células não apresentaram muita profundidade, é provável que a

formação de gelo, ainda que em pequena quantidade, deve-se aos mecanismos secundários de produção, justificando assim o fato de se encontrar maiores valores sendo associados ao cenário de atmosfera limpa, situação na qual temperaturas não muito baixas e distribuições de gotículas mais largas favorecem a formação dos cristais de gelo.

O máximo de água chuva integrado na coluna (máximo no tempo e na grade) é cerca de 2,6 vezes maior para o cenário CCN1200 em comparação a CCN300 e, um pouco maior, cerca de 2,9 vezes, quando o efeito radiativo é levado em conta (CCN1200R). Para o valor médio da água de chuva integrada na coluna (máximo no tempo e média na grade) também são observadas diferenças significativas, cerca de 69% de redução para o cenário CCN1200 e um pouco maior, 74%, para o cenário CCN1200R, calculados em relação ao cenário CCN300. Neste caso se observa que a quantidade média de água de chuva é menor para os cenários CCN1200 e CCN1200R, porém ela está mais dispersa na grade quando a concentração de CCN é baixa, de maneira que os picos de razão de mistura de água de chuva são extremamente maiores nas situações poluídas. Estes valores se mostram diferentes em relação ao que se observou para a água de nuvem. Para a água de nuvem, em termos médios não há diferença entre a condição limpa e a poluída.

As diferenças associadas à conversão de água de nuvem em chuva refletem na taxa de precipitação. O máximo valor encontrado para a taxa de precipitação é cerca de 3,44 e 1,56 vezes maior, respectivamente, para os cenários CCN1200 e CCN1200R. Porém, em termos médios, esses valores são 61 e 69% menores do que o valor obtido para CCN300. Em relação ao máximo de precipitação acumulada na grade observa-se que é o dobro para o cenário CCN1200 e cerca de 16 % menor para CCN1200R. Com relação à média do total acumulado, a situação se inverte, ou seja, é 67% (80%) menor para o cenário CCN1200 (CCN1200R), em acordo ao que se observou para água de nuvem e chuva.

Resumindo, em média chove mais quando baixa concentração de CCN é considerada, porém a chuva é mais dispersa. Isso faz com que os maiores picos de precipitação sejam encontrados para alta concentração de CCN. O efeito radiativo tende a suavizar a tendência decorrente do efeito indireto dos aerossóis, qualquer que seja o sinal da mesma. Este amortecimento pode ser entendido como decorrência direta da menor disponibilidade de energia no sistema. Por outro lado, esta menor quantidade de água de chuva para as condições poluídas indica que, em condições limpas, a eficiência de conversão se mostra ser maior. Da mesma forma, a eficiência de condensação também será maior para que se garanta a mesma quantidade média de água de nuvem para ambas as situações, limpa e poluída.

A velocidade vertical máxima encontrada na grade ocorreu em torno de 650 mb. Foram observadas velocidades ascendentes máximas cerca de 5,86 (4,0) vezes maiores para o cenário CCN1200 (CCN1200R) em relação a CCN300. Os movimentos descendentes apresentaram correntes com velocidades cerca de 4,25 (3,25) vezes mais intensas. Nesse caso, se observa que o impacto dos aerossóis pode se manifestar estrutura dinâmica do processo de precipitação.

Uma célula individual foi analisada, como mostra a Figura 4.9a. Nesse caso, os valores não coincidem com os valores médios obtidos para a grade, mas refletem as tendências observadas na Tabela 4.2. Foi analisado um corte vertical na latitude 11,2 graus. O total de precipitação encontrado no segmento selecionado para esta linha de latitude pode ser observado na Figura 4.9b, confirmando os aspectos relacionados à dispersão nas variáveis da precipitação.

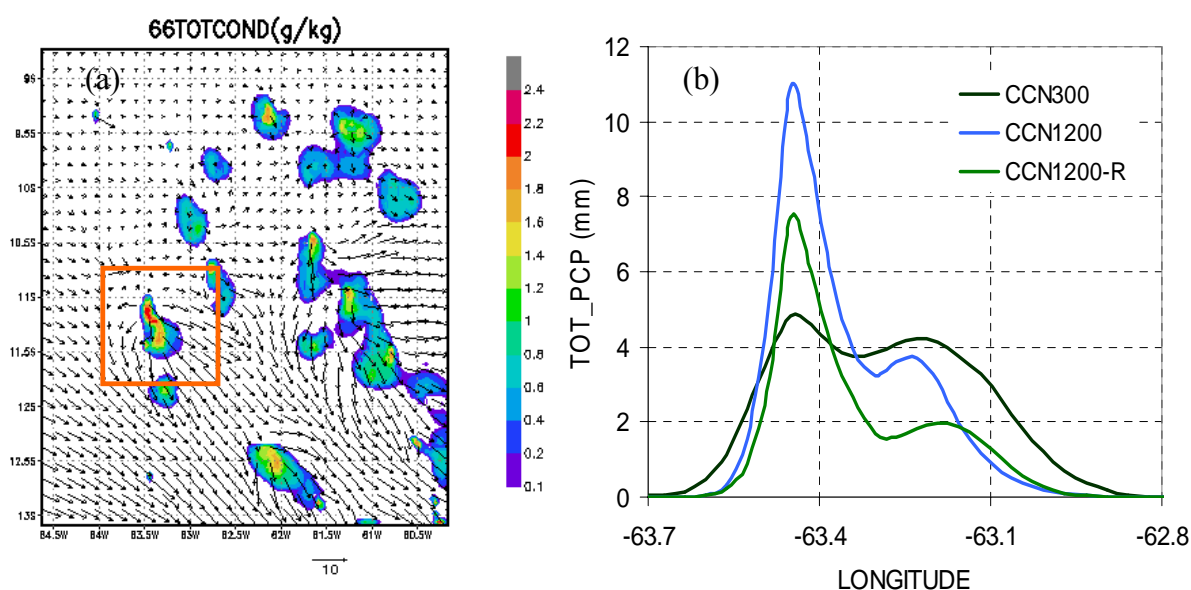


Figura 4.9 Localização de uma célula individual (a) e distribuição da precipitação total ao longo da linha de latitude 11,2 graus (b).

Na Figura 4.10 é mostrado um plano vertical das variáveis água de nuvem (gráficos superiores) e água de chuva (gráficos inferiores) para a célula identificada na Figura 4.9, onde a estrutura vertical pode ser mais bem analisada para essas duas variáveis. Nesse caso, além dos aspectos mencionados anteriormente e que diferenciam as estruturas com diferentes concentrações de CCN, observa-se também que as diferenças se manifestam no desenvolvimento vertical. A nuvem analisada apresentou maior profundidade, que se manifesta tanto por apresentar topo mais elevado quanto por base em um nível mais baixo para os experimentos CCN1200 e CCN1200R quando comparados ao experimento CCN300. Aqui é importante ressaltar a natureza geométrica da distribuição da precipitação, para evitar qualquer interpretação equivocada. A precipitação para CCN1200 ou CCN1200R predomina no centro enquanto que

CCN300 predomina nas bordas da célula convectiva. Considerando a área da distribuição como sendo qualitativamente a área de um círculo, a área integrada para se obter o total de precipitação na grade varia com o quadrado da distância em relação ao centro da célula, de maneira que é para a baixa concentração de CCN (CCN300) que se obtém o maior valor de precipitação média por ponto de grade, embora a precipitação acumulada seja muito menor no centro e pouco maior na periferia.

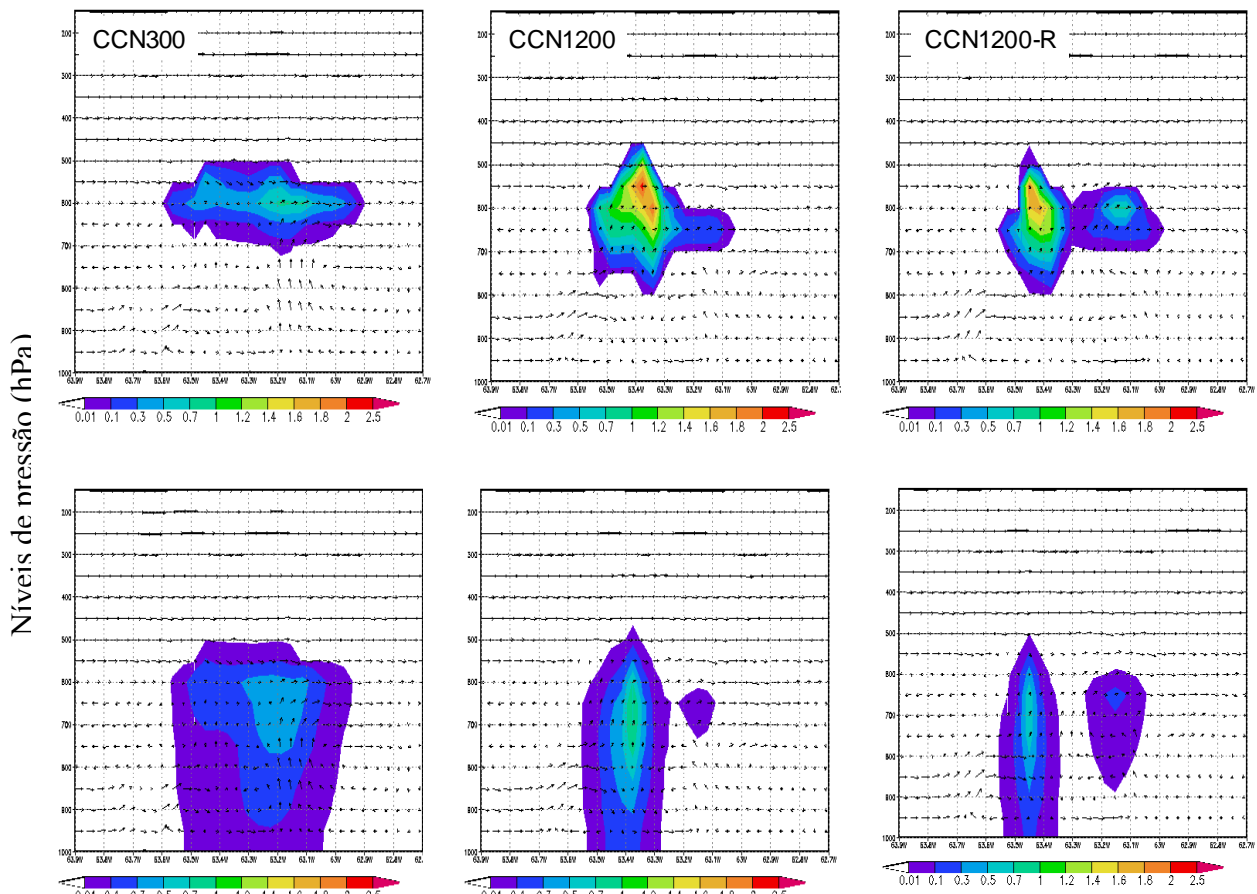


Figura 4.10 Estrutura vertical da precipitação para a célula convectiva identificada na Figura 4.9.

Além dos aspectos espaciais da estrutura da precipitação, a evolução temporal também apresenta suas diferenças. Na Figura 4.11 está representada a evolução temporal da taxa de precipitação (mm/h) para o seguimento identificado anteriormente na Figura 4.9b. Com alta concentração de CCN (cenários CCN1200 e CCN1200R) as células tendem a retardar tanto o nascimento quanto o desaparecimento, com a diferença sendo maior para o primeiro. Trata-se de um outro aspecto que também explica o fato de se ter maior quantidade média de precipitação acumulada na grade quando em condições limpas. Ou seja, além de ser mais disperso no espaço, o processo de precipitação em condições limpas também é mais disperso no tempo.

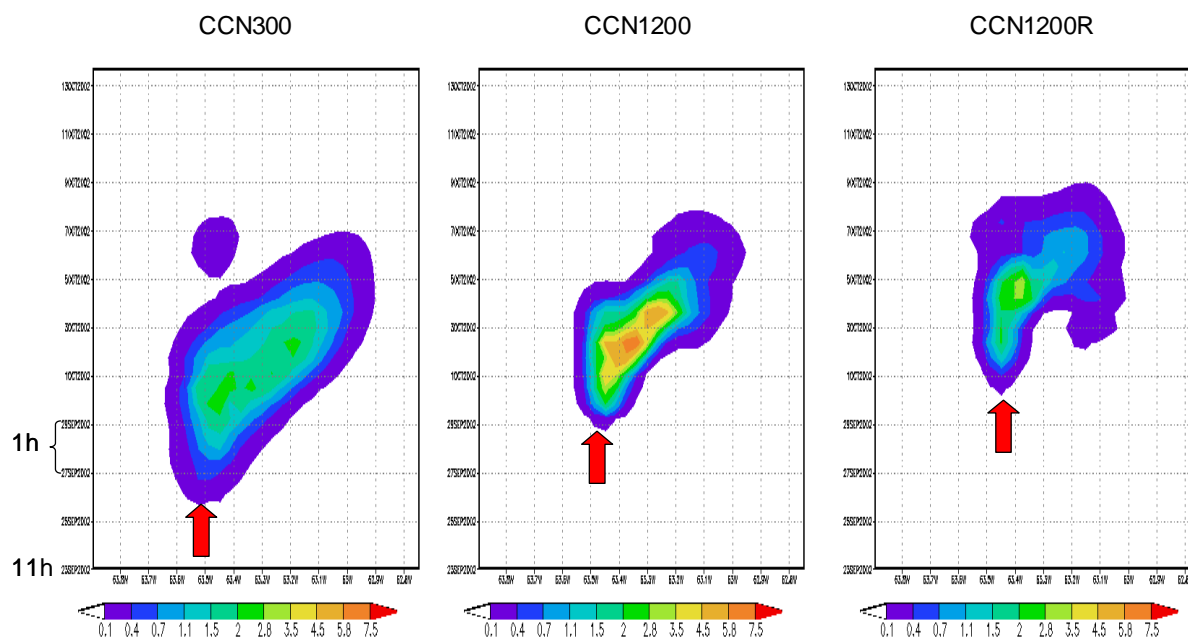


Figura 4.11 Evolução temporal da taxa de precipitação (mm/h) ao longo da linha de latitude 11,2 graus.

4.4 Efeitos dos aerossóis em nuvens frias

Pela importância que tem, a fase de gelo foi tratada separadamente neste capítulo, menos pelo papel dos núcleos de gelo em específico, mas, fundamentalmente, mais pela evidência de ocorrência do fenômeno. Esta seqüência de experimentos foi conduzida para investigar o efeito da concentração de aerossóis no ciclo de desenvolvimento da precipitação em sua fase fria. De maneira semelhante ao tópico anterior definiu-se um caso base em relação ao qual a discussão será conduzida. Para subsidiar a discussão a respeito do impacto dos aerossóis na fase de gelo, as mesmas configurações anteriores foram mantidas, exceto pelo fato de que foi feita uma pequena perturbação na umidade do solo, de extremamente seco a úmido. Como resultado houve a formação de células com maior profundidade e com grande quantidade de gelo sendo produzida nos níveis mais elevados.

4.4.1 A presença de células profundas

Muitos trabalhos têm sido conduzidos na tentativa de se compreender o papel que os processos de gelo têm na formação da precipitação, embora continue sendo uma questão envolta por muitas incertezas (ver Capítulo 2). Apesar das incertezas, é indiscutível o fato de que a fase de gelo é inerente ao desenvolvimento das tempestades. O gelo das nuvens possui também estreita relação com o estabelecimento das condições climáticas e se manifesta no tipo de nuvem,

no controle da duração e da fração de cobertura de nuvens, no processo de eletrificação e nas transformações químicas que ocorrem na troposfera.

A presença de gelo é um aspecto de grande relevância e imagens de satélite revelam com frequência a ocorrência de células profundas e isoladas durante a estação seca da região amazônica. A Figura 4.12 ilustra a presença dessas células através de imagens de satélite e de medidas de refletividade. Por esta razão, independentemente de uma avaliação da representatividade dessas células, os efeitos dos aerossóis em condições de ocorrência de gelo serão avaliados.

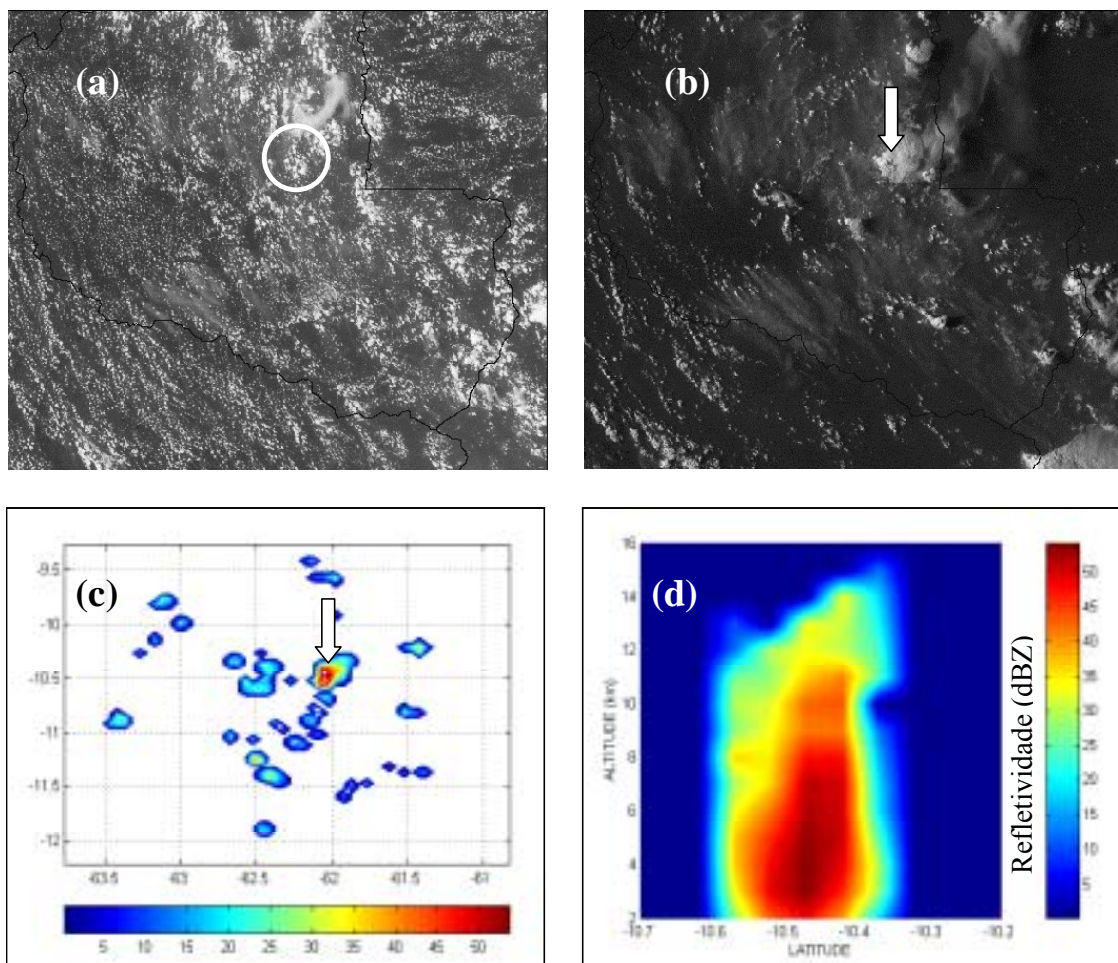


Figura 4.12 Imagem GOES no canal visível para o estágio intermediário de desenvolvimento da convecção por volta do meio dia (a) e estágio de dissipação com células profundas remanescentes (b). Medidas da refletividade para toda a área de alcance do radar no nível de 3km (c) e perfil vertical de uma das células evidenciando a grande profundidade das mesmas (cerca de 15 km), por volta das 15h LT (d).

4.4.2 Efeitos nas propriedades microfísicas

Na Tabela 4.3 são mostradas médias das principais variáveis microfísicas de interesse. A relação das variáveis com a concentração de CCN ou com a radiação pode ser avaliada a partir dos valores mostrados na tabela. Os valores foram normalizados em relação ao experimento CCN300H. A disposição de variáveis nesta tabela segue uma seqüência análoga àquela da Tabela 4.2.

Tabela 4.3 Propriedades microfísicas para diferentes cenários, normalizados em relação a CCN300G.

variável microfísica	CCN300H	CCN1200H	CCN1200HR	CCN1200HG	CCN1200HR2
nuvem_concen_max	1.00	4.00	3.79	3.95	3.83
nuvem_vert_integ_max	1.00	2.47	2.60	2.56	2.05
nuvem_vert_integ_médio_max	1.00	0.77	0.73	0.78	0.65
nuvem_ramist_600mb_max	1.00	2.79	2.84	2.59	2.74
nuvem_frac_cobertura (%)	1.00	0.51	0.49	0.54	0.49
gelo_vert_integ_max	1.00	1.93	1.25	1.36	1.31
gelo_vert_integ_médio_max	1.00	2.51	1.62	2.00	16.22
gelo_ramist_300mb_médio	1.00	3.40	2.30	3.00	2.30
gelo_ramist_300mb_max	1.00	2.26	1.34	1.44	1.32
chuva_vert_integ_max	1.00	1.58	1.15	1.23	1.17
chuva_vert_integ_médio_max	1.00	0.52	0.57	0.52	0.52
chuva_ramist_600mb_max	1.00	2.26	1.83	2.26	1.83
chuva_ramist_900mb_max	1.00	1.90	1.40	1.30	1.35
conde_vert_integr_max	1.00	1.87	1.17	1.13	1.17
conde_vert_integr_médio_max	1.00	0.86	0.86	0.90	0.81
precp_taxa_max	1.00	1.76	1.33	1.23	1.25
precp_taxa_médio_max	1.00	0.81	0.81	0.75	0.72
precp_tot_max	1.00	1.47	1.35	1.25	1.34
precp_tot_médio	1.00	0.58	0.53	0.59	0.47
precp_tot_std	1.00	0.96	1.01	0.98	0.96
precp_tot_std_normalizado	1.00	1.66	1.89	1.67	2.06
veloc_vert_maxc_300mb	1.00	2.25	1.25	1.17	1.07
veloc_vert_maxb_300mb	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00

O número máximo de gotículas ativadas ficou entre 60 e 70% da concentração de CCN, com pouca diferença entre os cenários (201, 804, 762, 794 e 770 cm^{-3} , respectivamente, para os cenários CCN300H, CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2). O máximo de água de nuvem integrado na coluna (máximo no tempo e na grade) é cerca de 2,47 vezes maior para o cenário CCN1200H em comparação a CCN300H e, um pouco maior, cerca de 2,60 vezes, quando o efeito radiativo é levado em conta (CCN1200HR). A presença adicional de IN também eleva um pouco este valor para 2,56 vezes (CCN1200HG). Para o cenário CCN1200HR2, efeito semidireto, observa-se um valor menor (2,05), indicando uma atenuação sobre o efeito dos CCN. No caso desse efeito, se avaliado em relação ao experimento CCN1200H, ocorre redução no

máximo de água de nuvem integrado na coluna. Em termos médios a tendência é oposta, com os máximos (máximo no tempo da média na grade) sendo reduzidos em comparação ao cenário CCN300H, cerca de 23, 27, 22 e 35%, respectivamente para os cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR. Em termos absolutos as diferenças são maiores para os máximos e menores para as médias na grade.

Quanto se compara à situação anterior de nuvens quentes são observadas algumas situações particulares. Para o efeito puramente associado ao CCN (cenários CCN1200 e CCN1200H) houve uma redução mínima no evento com nuvens quentes e, nesse caso ocorre redução de 23%. Para o efeito radiativo, a diferença se torna mais acentuada, embora não tenha sido feito um experimento análogo a CCN1200HR2 para o evento com nuvens quentes. Ao nível de 600 mb, para o cenário CCN1200H, observa-se que a diferença para o máximo na razão de mistura de água de nuvem é um pouco maior (cerca de 2,8 vezes contra 2,4 para a condição de nuvens quentes). Com a sobreposição do efeito radiativo o valor permanece praticamente inalterado (2,84), com o efeito IN ocorre uma leve redução (2,59) e com o efeito semidireto também fica quase inalterado (2,74). Portanto, pode-se inferir que, com base nos valores encontrados, a quantidade água de nuvem é reduzida em função dos aerossóis em qualquer dos cenários. Porém a dispersão na grade é significativamente maior quando não há o efeito dos aerossóis, situação que leva a valores locais muito maiores para os cenários perturbados pela maior concentração de partículas, com ou sem o efeito radiativo. Em relação à água de nuvem os resultados indicam ainda que o bom desenvolvimento da fase fria pode estar contribuindo para a diminuição das diferenças nos extremos entre cenários limpos e poluídos, ao mesmo tempo em que acentua as diferenças para os valores médios na grade.

O máximo de água de chuva integrada na coluna (máximo no tempo e na grade) aumentou em cerca de 58, 15, 23 e 17%, respectivamente para os cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2, enquanto que o valor médio (máximo no tempo da média na grade) diminuiu em cerca de 48, 43, 48 e 48%, para os respectivos cenários. Tanto os aumentos (máximos na grade) quanto às reduções (médias na grade) possuem valores significativamente menores do que aqueles observados para a situação de nuvens quentes, ou seja, os máximos não foram tão acentuados e as médias não foram tão reduzidas. Por outro lado, o máximo valor encontrado ao nível de 600 mb para a razão de mistura da água de chuva aumentou em 126, 83, 126 e 83%, respectivamente para os cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2, sendo menor para o efeito CCN e maior para o efeito radiativo em comparação aos cenários de nuvens quentes. Nesse caso, o aumento de IN não parece ter efeito significativo sobre a distribuição de água de chuva enquanto que o efeito radiativo

contribui significativamente para suavizar o efeito dos CCN. Ao nível de 900 mb os valores para a razão de mistura da água de chuva aumentaram em 126, 34, 44 e 32%, respectivamente, para os cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2, sendo menor para o efeito CCN e indiferente para o efeito radiativo em comparação aos cenários de nuvens quentes. Novamente se conclui que os aerossóis causam redução na quantidade média de água de chuva, diminuem a dispersão na grade e causam aumento nos valores máximos, porém com picos menos acentuados que no caso de nuvens quentes.

Diferentemente do que se observou para os cenários de nuvens quentes, houve uma quantidade significativa de gelo nos cenários simulados para a fase fria. A presença de gelo foi encontrada em quantidade razoável no topo das células mais profundas que se organizaram. O máximo encontrado para o total de gelo integrado na coluna foi de 20,5 mm para o cenário CCN1200H, quantidade similar ao valor verificado para a água líquida, com agregados e granizos representando a maior parte da massa encontrada. Os valores máximos encontrados foram 93, 25, 36 e 31% maiores, respectivamente, para os cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2 em comparação a CCN300H, considerando valores máximos no tempo e na grade do total integrado na coluna. Em termos médios (máximo no tempo da média na grade) estes percentuais passam a ser de 150, 60, 100 e 60%. Ao nível de 300 mb observa-se a maior concentração de gelo registrada na grade e no tempo, cerca de 6,5 g/kg para o cenário CCN1200H. Este valor é 124% maior em comparação ao cenário CCN300H, enquanto que os cenários CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2 são, respectivamente, 34, 44 e 32% maiores.

Com o bom desenvolvimento vertical das células, é provável que a formação de gelo se deve tanto aos mecanismos primários quanto aos secundários, com o mecanismo primário provavelmente modulando os cenários poluídos e o secundário o cenário limpo. As Figuras 4.13 e 4.14 ilustram a evolução temporal da razão de mistura de gelo total para um corte realizado na célula identificada na Figura 4.9 ao nível de 300 mb. Os cenários CCN300H, CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2 podem ser observados nestas figuras. Pode ser observado ainda que há um adiantamento no início de desenvolvimento da célula quando o efeito CCN é considerado. O efeito radiativo retarda o início enquanto que o efeito IN suaviza o efeito de adiantamento dos CCN. Uma perceptível diferença na distribuição espacial (coluna da esquerda) e temporal (coluna da direita) também pode ser observada, sendo maior para os cenários poluídos.

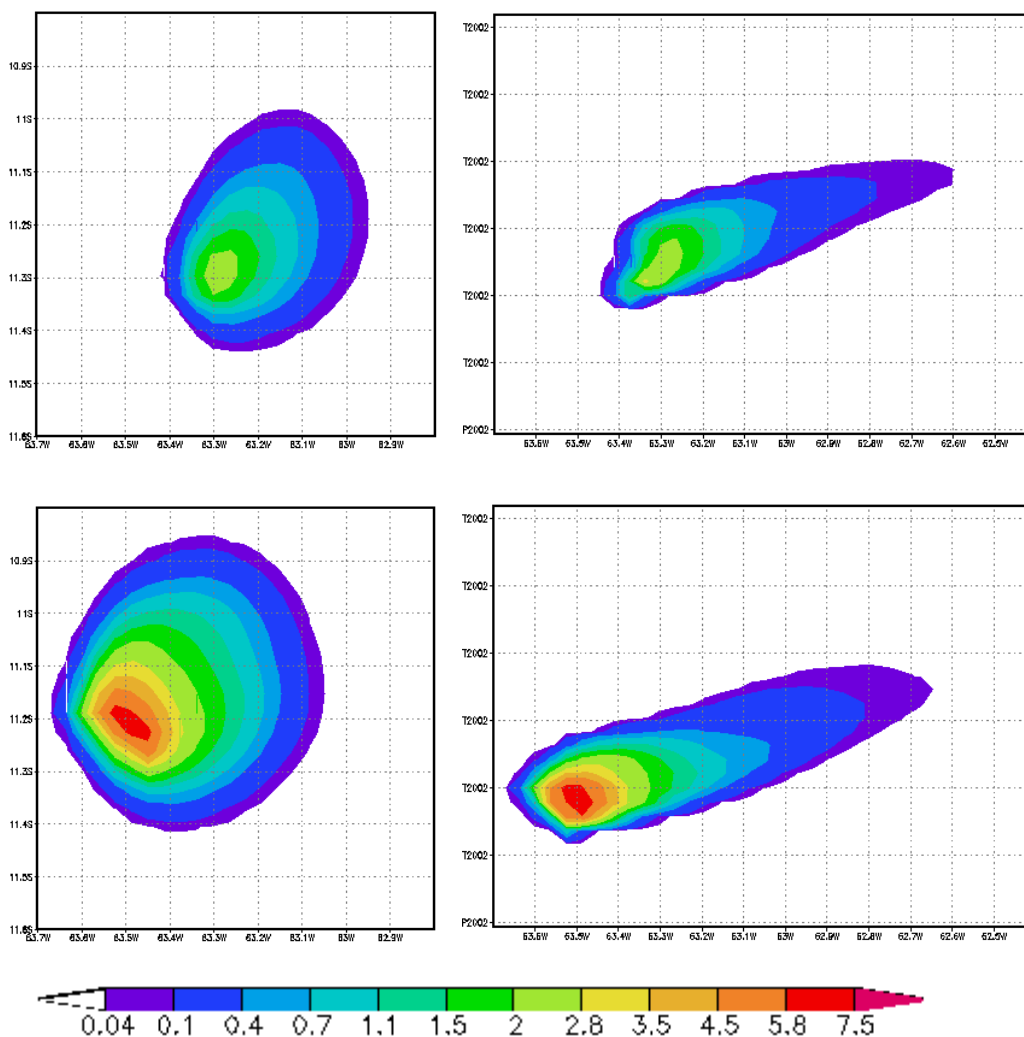


Figura 4.13 Distribuição espacial para gelo total no nível de 300 mb no instante de máxima ocorrência da categoria (coluna da esquerda) e evolução temporal da razão de mistura de gelo para um corte horizontal no mesmo nível (coluna da direita) com os cenários dados, de cima para baixo, por CCN300H e CCN1200H.

A Figura 4.15 ilustra a evolução temporal da razão de mistura de gelo total para os campos mostrados nas Figuras 4.13 e 4.14 em uma outra perspectiva, tanto em valores médios quanto em máximos na grade. Os valores médios foram calculados na área de abrangência da célula durante o seu desenvolvimento completo. Os dois principais componentes observados na fase fria, agregados e granizos, embora tenham apresentado comportamentos distintos quando observadas suas evoluções temporais, reforçam as diferenças apresentadas nas Figuras 4.13 e 4.14.

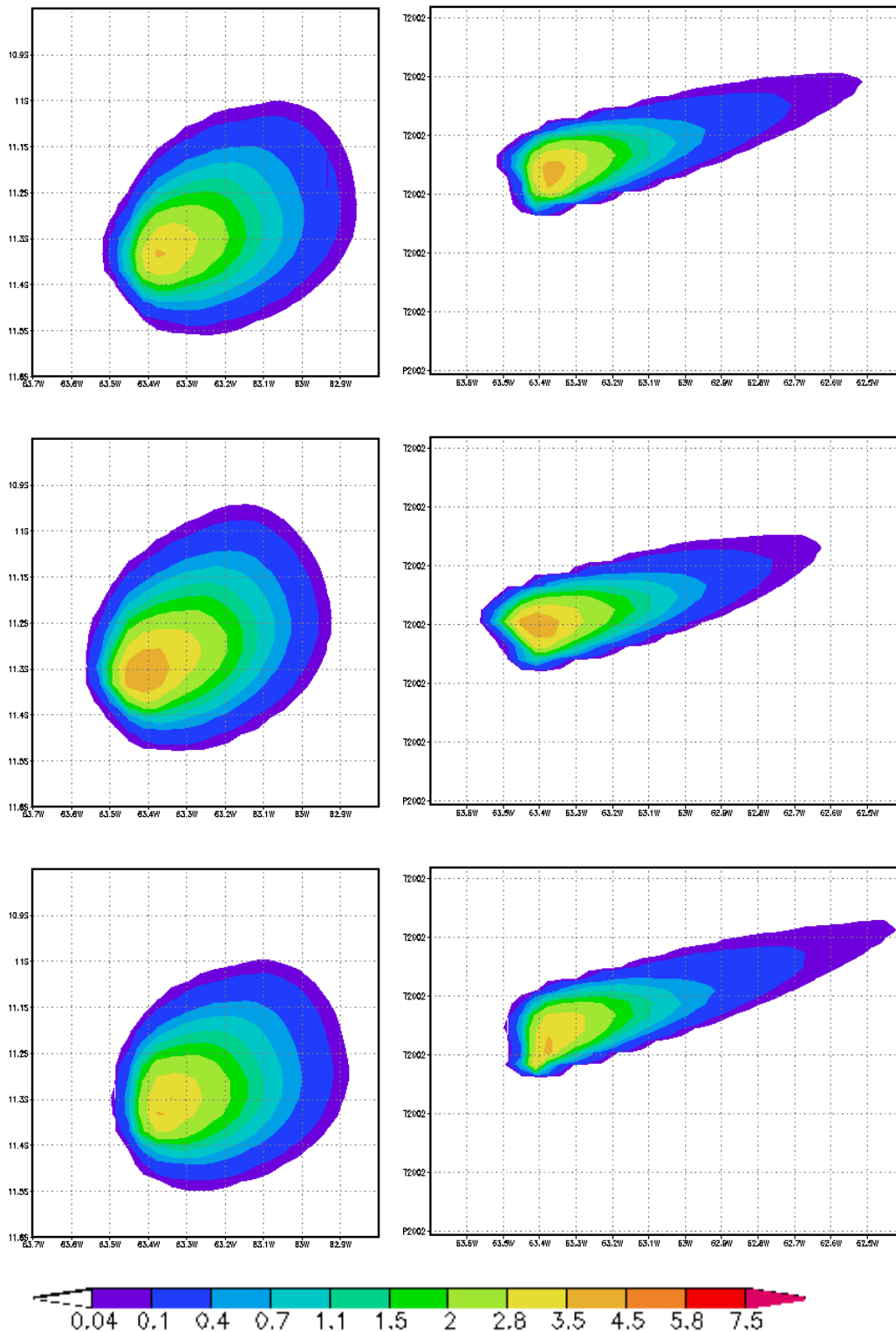


Figura 4.14 Distribuição espacial para gelo total no nível de 300 mb no instante de máxima ocorrência da categoria (coluna da esquerda) e evolução temporal da razão de mistura de gelo para um corte horizontal no mesmo nível (coluna da direita) com os cenários dados, de cima para baixo, por CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2.

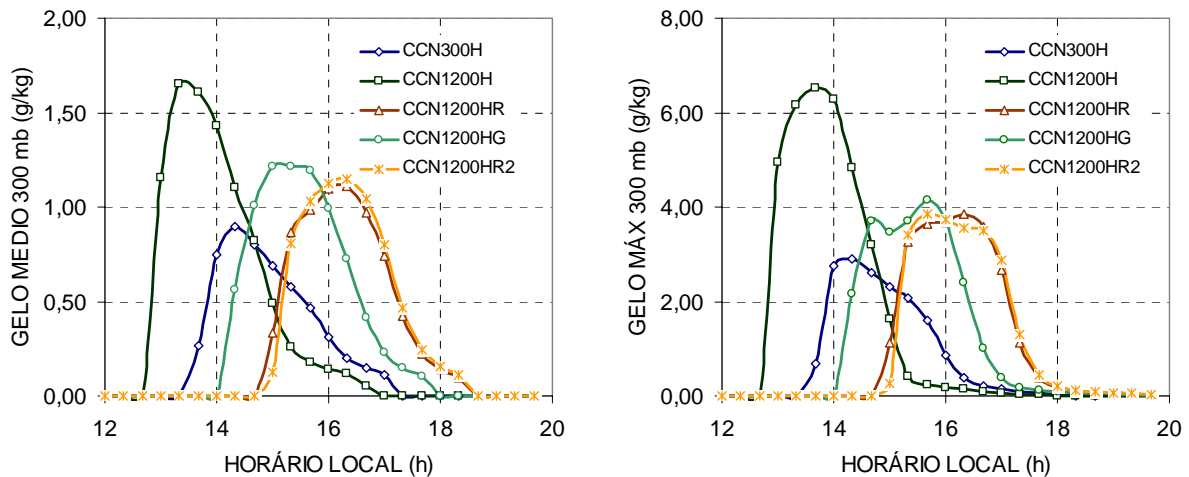


Figura 4.15 Evolução temporal da razão de mistura de gelo total para o nível de 300 mb em valores médios e máximos na grade.

No nível 300 mb, os agregados apresentaram quantidades máximas muito próximas entre si, cerca de 30% maior para os cenários poluídos em relação ao cenário de atmosfera limpa (Fig. 4.16a). Por outro lado, granizos apresentaram quantidades cerca de 3,4 vezes maiores para o cenário CCN1200H em relação ao cenário limpo CCN300H, enquanto que os cenários CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2 não apresentaram diferenças em relação ao cenário limpo (Fig. 4.16c). Para o valor médio na grade as diferenças não acompanham as tendências dos máximos pontuais em 300 mb. Os valores encontrados para os agregados foram cerca de 2 vezes maiores para os cenários CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2 em comparação a CCN300H e CCN1200H (Fig. 4.16b). Estes dois últimos apresentaram valores semelhantes entre si. Os granizos apresentaram valores cerca de 4 vezes maiores para o cenário CCN1200H em relação a CCN300H, enquanto que os demais cenários ficaram praticamente iguais ou pouco maiores que este último (Fig. 4.16d).

Os cristais de neve apresentaram um ciclo mais duradouro e uma contribuição cerca de 2 a 3 vezes maior para os cenários poluídos em comparação ao cenário limpo, tanto para valores máximos quanto para médios (Fig. 4.16e,f). As diferenças nos valores máximos e médios estão associadas quase que totalmente ao gelo primário que apresenta razão de mistura cerca de uma ordem de grandeza maior para os cenários modificados pelos aerossóis em relação ao cenário limpo. Cristais de neve não primários apresentaram sinal contrário, ou seja, cenários poluídos apresentam menor concentração, cerca de metade em relação ao cenário limpo.

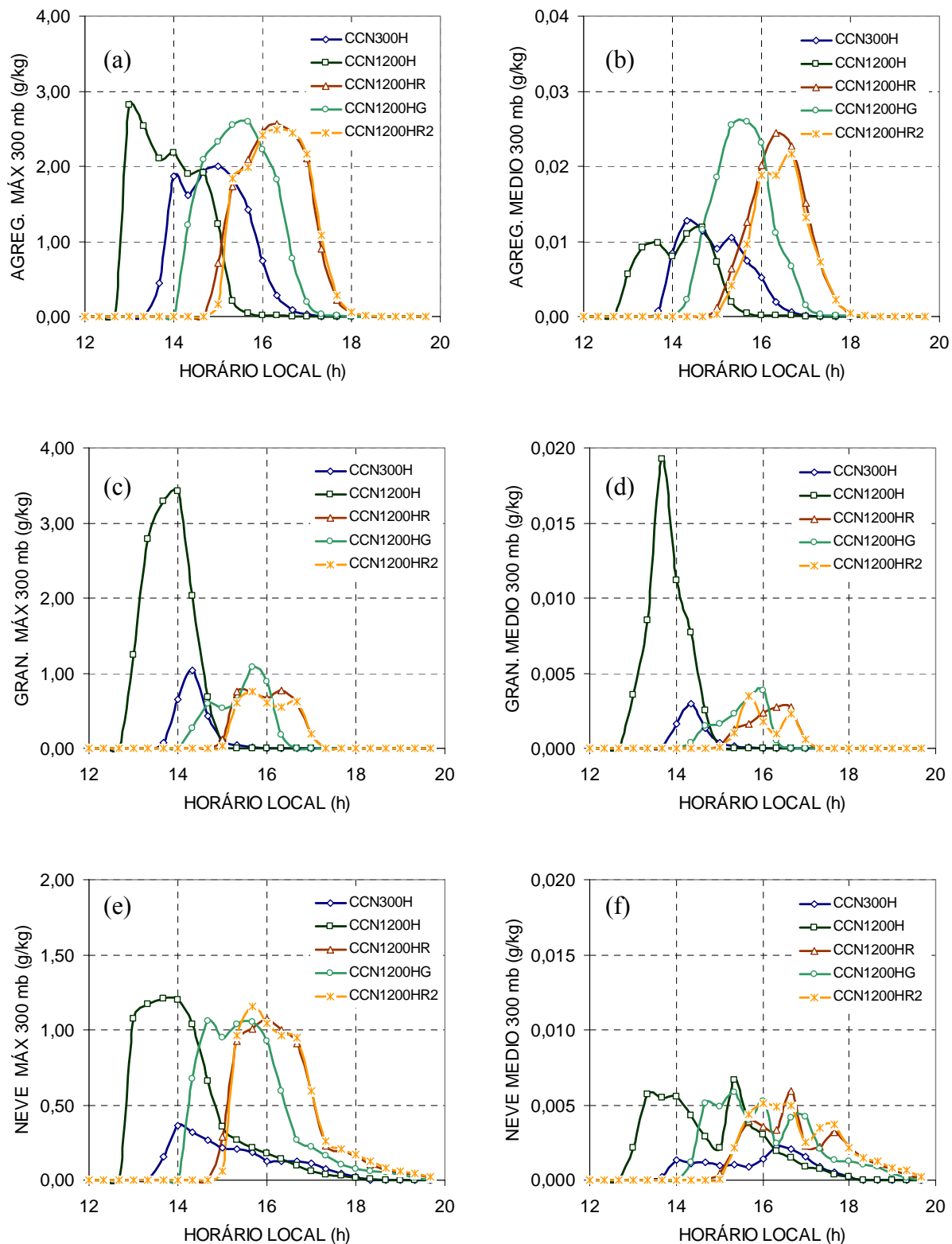


Figura 4.16 Evolução temporal da razão de mistura de agregados, granizos e cristais de neve para o nível de 300 mb. Valores máximos são mostrados na coluna da esquerda e valores médios na coluna da direita.

Portanto, a neve não primária é a única categoria de gelo em que se observa uma diminuição como consequência de um aumento na concentração de aerossóis na atmosfera. Este efeito de diminuição responde tanto à mudança na quantidade de CCN e IN quanto de radiação disponível.

As diferenças observadas anteriormente para as categorias de água em altitude acabam por ter um impacto final determinante no total de chuva que se acumula na superfície. Os cenários estudados apontam para valores máximos de 75, 110, 102, 94 e 101 mm de chuva, respectivamente para os cenários CCN300H, CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2. Isso equivale a uma intensificação dos picos de precipitação devido ao efeito dos aerossóis como CCN. Os valores extremos foram suavizados pelo efeito radiativo e, em maior grau, pelo efeito da presença de IN. O efeito é um pouco menos acentuado do que na situação de nuvens quentes para o efeito CCN e oposto para o efeito radiativo que no caso das nuvens quentes causou redução nos valores de pico. Em relação à média na grade a situação se inverte com o total acumulado sendo reduzido em cerca de 42, 47, 41 e 53% para os respectivos cenários CCN1200H, CCN1200HR, CCN1200HG e CCN1200HR2. Os percentuais de redução são razoavelmente menores que na condição de nuvens quentes.

Portanto, pode-se verificar que o efeito de redução na água de chuva é semelhante à situação de nuvens quentes, embora o aumento na concentração de IN tenha apresentado impacto praticamente nulo na média do total de chuva acumulado na grade. Observa-se aqui um efeito final praticamente igual ao observado para todas as demais categorias de água, ou seja, os aerossóis tendem a intensificar os extremos e a reduzir as médias devido a maior disponibilidade de núcleos. Ao mesmo tempo, a interação direta com a radiação tende a compensar em parte este efeito. A presença de núcleos de gelo em maior número não se mostrou capaz de induzir mudanças significativas em termos médios no valor da precipitação, mas foi capaz de reduzir a metade o efeito dos CCN na intensificação dos valores extremos. Este resultado se torna mais claro ao se comparar a diferença no máximo valor da chuva acumulada na grade entre os experimentos CCN1200H (110 mm) e CCN1200HG (94 mm).

4.5 Efeito convectivo dos aerossóis

Quando apenas o efeito CCN é considerado (cenários CCN1200 e CCN1200H), como a distribuição de água é menos dispersa, isso causa redução na cobertura de nuvens e maior quantidade de energia disponível na camada limite e na superfície se comparado à situação de atmosfera limpa (cenários CCN300 e CCN300H). Portanto, com o aumento na concentração de aerossóis, do ponto de vista do efeito indireto que causam, haverá maior aquecimento da camada

limite e da superfície. Por outro lado, se levado em conta que simultaneamente ao aumento na concentração de CCN também ocorre maior retenção de energia nos níveis superiores da troposfera, então ocorre uma menor disponibilidade de energia, principalmente na camada limite e na superfície (cenários CCN1200R e CCN1200HR). Todavia, se levado em conta que a retenção de energia radiativa ao longo de seu percurso na troposfera esteja essencialmente associada à presença de partículas de fuligem (cenário CCN1200HR2), haverá uma eficiência maior na absorção de energia dentro da camada limite devido à presença dos aerossóis. Ou seja, menos energia na camada limite porque parte dessa energia foi absorvida pelos aerossóis acima da camada limite, mas com a possibilidade de se ter maior aquecimento devido à absorção pelos aerossóis.

No período de ocorrência de nuvens, embora haja redução na energia disponível na camada limite e na superfície devido à retenção pelos aerossóis, haverá menor cobertura de nuvens para as condições poluídas, de maneira que pode haver um saldo positivo de energia em relação ao caso de atmosfera limpa. Comparando-se as curvas da Figura 4.17 é possível uma análise mais clara da questão para os eventos estudados. As curvas mostram o saldo relativo de radiação solar incidente na superfície para os cenários poluídos em relação aos cenários limpos (CCN300 e CCN300H). Observa-se que, em qualquer das situações, a disponibilidade de energia na superfície varia entre um saldo negativo centrado no meio do dia (efeito radiativo sobreposto ao efeito CCN) e um saldo positivo centrado no meio da tarde (efeitos CCN puro e com sobreposição de IN). Aqui ocorre uma situação muito particular que leva inevitavelmente a um paradoxo: O efeito líquido da presença de aerossóis pode promover um aquecimento ou resfriamento da troposfera e superfície, ou seja, é completamente não linear e dependente de fatores relacionados às propriedades químicas das partículas.

Os resultados dos experimentos numéricos não podem ser vistos como inteiramente representativos do complexo universo de interação dos aerossóis com o processo de precipitação. Não são, de fato, uma verdade absoluta, mas são bem delimitados diante das condições definidas para os cenários que representam e, acenam para os prováveis rumos. Os aerossóis atmosféricos, em seu quadro paradoxal, como CCN reduzem a cobertura de nuvens aumentando o aquecimento da camada limite e da superfície. Os aerossóis reduzem a radiação disponível para o aquecimento da camada limite e da superfície, devido à retenção da mesma nas camadas superiores. Ao mesmo tempo, como absorvedores de radiação, os aerossóis podem aumentar a eficiência de aquecimento da camada limite, ou seja, menos radiação, mas maior eficiência de absorção. Portanto, como péssimos agentes higroscópicos, mas bons absorvedores de radiação, os aerossóis podem causar um efeito de resfriamento na superfície e aquecimento na troposfera.

Ao contrário, como bons núcleos higroscópicos e péssimos absorvedores, pode haver um efeito de aquecimento na superfície e em menor escala na camada limite.

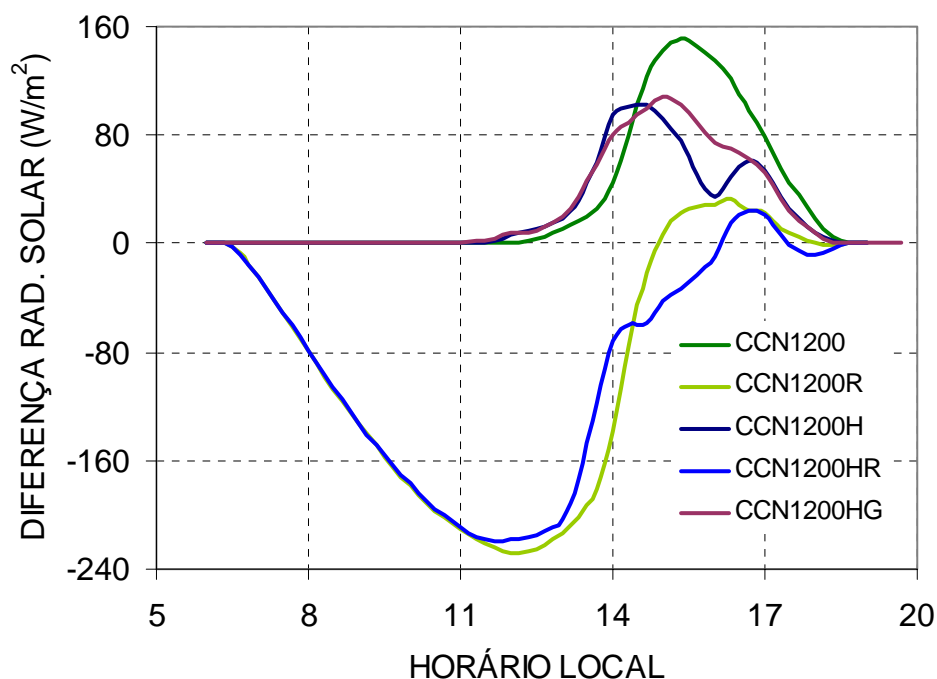


Figura 4.17 Evolução diurna das diferenças no fluxo de radiação solar incidente na superfície em relação a uma atmosfera limpa.

Definir a situação que predomina não é algo simples justamente por conta do aspecto não linear. Do ponto de vista dos resultados da modelagem usada neste trabalho pode-se inferir sobre as tendências para os cenários. O oferecimento de uma compreensão melhor da questão requer uma modelagem melhor do problema que, inevitavelmente, passa por uma melhor representação da dinâmica dos aerossóis atmosféricos. Portanto, o que se pode inferir nas condições dadas neste trabalho é que, à medida que o efeito direto de retenção de radiação (absorção ou reflexão) pelos aerossóis é menor, simultaneamente é maior o efeito indireto pela cobertura de nuvens. Neste caso o efeito direto dos aerossóis foi simulado admitindo-se uma retenção por absorção ou reflexão na atmosfera capaz de reduzir em torno de 20% da radiação, seguindo o perfil vertical apresentado anteriormente. Uma resposta definitiva para a questão colocada requer um aprofundamento tanto das medidas da quantidade de energia retida pelos aerossóis ao longo da coluna quanto das propriedades microfísicas das nuvens.

A questão da variação na cobertura de nuvens como efeito da presença dos aerossóis não reforça as conclusões anteriores de que pode haver aumento da nebulosidade como consequência do efeito indireto secundário. Portanto, esta continuará pendente neste trabalho, sendo possível

admitir apenas que, é necessário mais trabalho sobre o tema. De qualquer forma, deve-se reforçar que uma possível variação na quantidade de radiação solar na superfície, que resulte do efeito direto ou indireto dos aerossóis antropogênicos, pode ser mais importante para controlar o armazenamento de energia na superfície do que o aumento de temperatura induzido pelos gases do efeito estufa. Os fluxos de radiação de onda longa, calor sensível e latente podem ao mesmo tempo não diminuir em resposta à redução de radiação solar incidente na superfície devido aos aerossóis, pelo fato de que a redução na nebulosidade devido aos aerossóis pode criar um mecanismo compensatório para a superfície. Ao mesmo tempo, redução no fluxo de calor latente leva à redução no total de precipitação.

4.6 Efeitos sobre a eficiência de colisão

Neste trabalho, a partir dos experimentos numéricos, ficou evidente o favorecimento da conversão de água de nuvem em água de chuva em condições limpas, resultando em um maior acúmulo de chuva. Entende-se que este favorecimento está diretamente relacionado com uma melhor eficiência do processo de colisão e coalescência. Esta melhor eficiência em condições limpas, por sua vez, ocorre porque a água líquida é confinada em um pequeno número de gotículas maiores.

Segundo Pruppacher e Klett (1997), o processo de colisão e coalescência é eficiente em massas de ar quentes e úmidas enquanto que praticamente não se manifesta em regiões áridas. Isso ocorre provavelmente como consequência da lentidão do processo que permite que forças concorrentes à formação da nuvem (evaporação da nuvem, por exemplo) consigam destruí-la antes que qualquer quantidade apreciável de precipitação seja formada. Este é um aspecto bastante coerente com o que tem sido observado na região amazônica, muita eficiência durante a estação chuvosa e pouca eficiência durante a estação seca. A dependência direta que a quantidade de chuva possui com a eficiência de colisão encontra justificativa ainda no fato de que a nebulosidade tem ocorrido, independentemente do estado de umidade da atmosfera.

4.6.1 O conceito de eficiência de colisão

Diferenças nas formas dos espectros de gotículas e gotas, tais como aquelas discutidas no capítulo anterior, afetam profundamente o crescimento de gotas por colisão/coalescência. Este processo de crescimento é um meio pelo qual as gotas colidem e coalescem com as gotículas de nuvem, conforme discutido no Anexo A. A eficiência deste processo depende de vários fatores, entre os quais, as velocidades de queda das gotas, o conteúdo de água de nuvem e a distribuição de tamanho das gotículas. Fatores como a inércia das gotículas, que limitam a probabilidade de

uma gotícula ser coletada quando em rota de colisão, e as propriedades da superfície, que determinam a probabilidade de uma colisão resultar em captura, também são muito importantes. Existem outros processos, por exemplo, a turbulência (ver Almeida, 1976), que não são descritos no modelo RAMS, mas certamente estão presentes na natureza. O primeiro fator, característico da distribuição de tamanho das gotas de chuva, é altamente dependente do desenvolvimento vertical da nuvem. A coalescência começa a se tornar eficiente quando gotas maiores que pelo menos 20 ou 30 μm de raio aparecem. O segundo é determinado pelas características da população de aerossóis e pela velocidade vertical junto à base da nuvem (que determinam a população de gotículas). Nesse caso a eficiência das gotas coletoras passa a ser representativa quando as mesmas caem em uma população de gotículas com raios maiores que pelo menos 7 μm . A forma da distribuição de tamanho das gotículas de nuvem será o foco desta discussão.

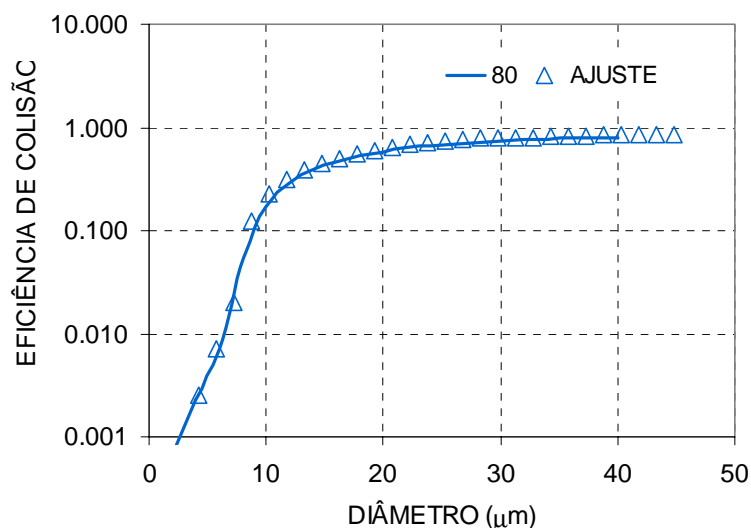


Figura 4.18 Eficiência de colisão em função dos diâmetros das gotículas de nuvem para uma gota coletora de 80 μm de diâmetro, baseado em Pinsky et al. (2001). Os triângulos indicam a curva de ajuste para as classes de tamanho medidas no experimento LBA enquanto que a linha contínua representa a medida original fornecida pelos autores.

Os principais fatores que definem a eficiência da conversão de água de nuvem em chuva podem ser representados por um coeficiente denominado de eficiência de colisão. A eficiência de colisão, em função do tamanho das gotículas de nuvem é mostrada na Figura 4.18, com base nos valores previstos teoricamente por Pinsky et al. (2001). Os valores mostrados correspondem a uma gota coletora de 80 μm de diâmetro. As curvas características para outros tamanhos podem ser encontradas no Anexo A deste trabalho. Utilizando o diâmetro de uma gota coletora de 80 μm como referência, os coeficientes foram recalculados para as classes de tamanho

medidas durante o experimento LBA. A partir deste cálculo foram feitas estimativas do impacto que as diferenças nos espectros de gotículas de nuvem podem ter sobre o processo de precipitação. Observa-se a partir do gráfico que, para esta faixa de tamanho das gotas coletoras (80 μm de diâmetro), gotículas acima de 30 μm possuem praticamente 100% de chance de serem coletadas. Por outro lado, a probabilidade de colisão para gotículas menores que 10 μm é reduzida a 10 %.

4.6.2 Distribuições selecionadas para análise

Foram selecionadas duas nuvens para discussão deste tópico sobre a eficiência de colisão, uma amostrada em 23/09/2002 e outra em 05/10/2002. No caso mais poluído, 23/09/2002, observou-se que o parâmetro de forma predominante foi 7 enquanto que para a nuvem em 05/10/2002, condição de atmosfera limpa, predominou o parâmetro de forma 2. No caso poluído a concentração de gotículas esteve acima de 2000 cm^{-3} e no caso limpo em torno de 500 cm^{-3} . Na Figura 4.19 podem ser observados os espectros de número e massa, característicos das nuvens em questão. Ambos foram normalizados para que a integração das curvas seja igual à unidade. Observa-se nesta figura, a natureza dispersa que predomina em condições limpas enquanto que o estreitamento da distribuição é evidente em condições poluídas. Nas distribuições em número (Fig. 4.19a), o máximo ocorre em um diâmetro maior para condições poluídas enquanto que o oposto ocorre para as distribuições em massa (Fig. 4.19b). Deve-se levar em consideração que, conforme observado, em média nos dias mais poluídos o parâmetro de forma é cinco, mas para esse dia foi 7, podendo, para uma nuvem específica, atingir valores ainda maiores.

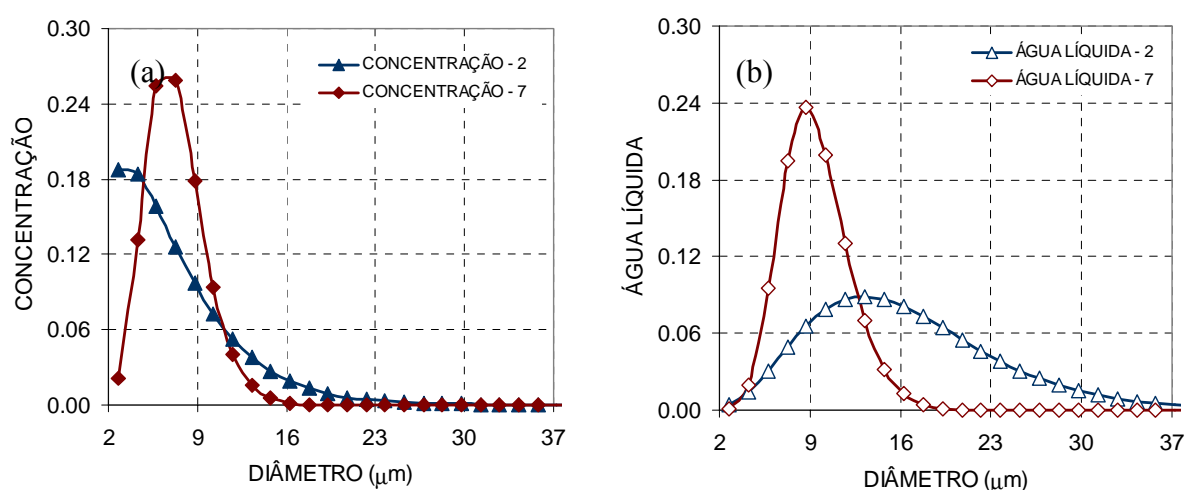


Figura 4.19 Distribuições normalizadas em número (a) e massa (b) para duas nuvens selecionadas para análise. A nuvem amostrada em condição limpa apresenta parâmetro de forma 2 e aquela em condição de intensa poluição, parâmetro 7.

4.6.3 Ponderação da distribuição pela eficiência de colisão

Define-se aqui um novo parâmetro para se avaliar o impacto das características da distribuição de gotículas no processo de colisão e coalescência: distribuição ponderada (DP). A DP será definida como sendo a distribuição de tamanho em número ou massa, ponderada por uma curva de referência para a eficiência de colisão. Neste caso foi utilizada a curva de eficiência de colisão para uma gota coletora de 80 μm , embora qualquer outra pudesse ser utilizada. Dessa forma, apreende-se, em uma única medida, a natureza da distribuição de tamanho e a natureza hidrodinâmica do processo de colisão e coalescência para diferentes condições em comparação. Portanto, a DP envolve sempre distribuições de tamanho e eficiências de colisão, com características próprias. Como resultado, distribuições com diferentes formas, mas com mesma concentração total, podem apresentar distribuições ponderadas diferentes por serem diferentes as eficiências de colisão para cada faixa do espectro de gotículas. A DP é um parâmetro interessante para se comparar diferentes ambientes. Quanto maior a assimetria em uma curva de diferenças de DP entre dois ambientes distintos, maior será o potencial de se verificar diferença no total de precipitação.

As medidas realizadas em 23/09/2002 e 05/10/2002, discutidas anteriormente, foram utilizadas para uma avaliação da DP. Para a nuvem do dia 23/09/2002, o parâmetro de forma que melhor se ajustou foi 7, enquanto que para aquela nuvem em 05/10/2002 foi 2. Assim, tem-se duas distribuições com comportamentos distintos, tornando-se possível avaliar o potencial relativo de cada uma em produzir precipitação. Na Figura 4.20 estão representadas as diferenças nas curvas de DP entre as distribuições ajustadas na Figura 4.19, considerando uma gota coletora de 80 μm . Observa-se através da diferença DP(2)-DP(7) que maior número de gotículas é coletado para diâmetros maiores que cerca de 12 μm quando o parâmetro de forma 2 é considerado. Por outro lado, quando o parâmetro de forma 7 é escolhido, a maior eficiência ocorrerá para gotículas menores que 12 μm . Todavia observa-se que a área sob a curva à direita de 12 μm é maior que a área à esquerda. Desse modo, os parâmetros de forma menores, ou seja, as distribuições mais largas, permitem que um maior número de gotículas seja coletado. Como a conversão de água de nuvem em chuva está diretamente relacionada à quantidade de massa que é transferida de uma categoria para outra, a diferença se acentua ainda mais quando as DPs são avaliadas do ponto de vista da distribuição de massa. Portanto, uma diferença moderada em número pode significar uma diferença acentuada em massa. É o que se observa na Figura 4.20, o potencial de eficiência de colisão quando se utiliza um parâmetro de forma 2 é cerca de 30 vezes

maior do que quando se utiliza valor 7, embora seja só 3 vezes maior quando expresso em termos de número de gotículas.

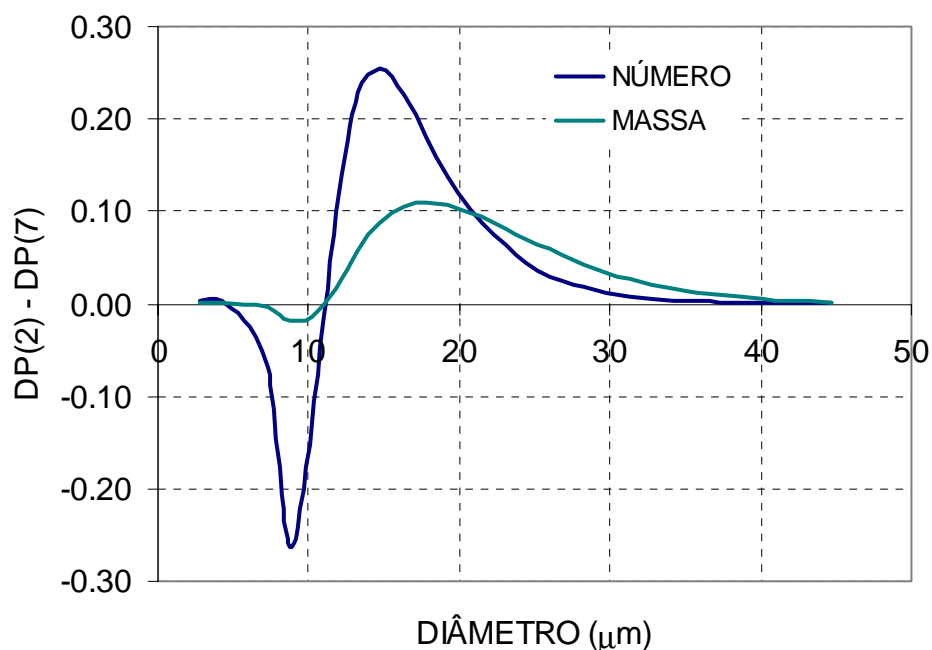


Figura 4.20 Diferenças entre as distribuições ponderadas em número e massa para os espectros de gotículas tipicamente encontrados na região amazônica, em valores médios para as nuvens amostradas, uma nuvem em 23/09/2002 (nuvem poluída) e outra em 05/10/2002 (limpa).

Neste contexto, ainda cabe um aspecto relacionado aos experimentos numéricos e que se soma aos resultados anteriores. Foram realizados três experimentos de sensibilidade para complementar a discussão anterior (experimentos CCN300S e CCN1200S com distintos parâmetros de forma). Os experimentos foram idealizados de maneira a investigar os efeitos no total de precipitação ao se usar diferentes parâmetros de forma para representar a distribuição de gotículas em comparação com a concentração de CCN. Foram realizadas simulações homogêneas com duração de 3h. Aquecimento e umedecimento de cerca de 10 min de duração foram usados para disparar uma célula convectiva no centro da grade. Tanto a distribuição espacial quanto temporal da perturbação foram normalmente distribuídas, começando cerca de 20 min após o início da simulação. No caso específico dos experimentos conduzidos, os resultados mostram que, quando se aumenta a concentração de CCN em 4 vezes, ocorre redução de cerca de 25% no máximo valor de precipitação acumulado na grade ao final da simulação, com um parâmetro de forma igual a 2. Por outro lado, se o parâmetro de forma passar a 7, simultaneamente ao aumento na concentração de CCN, esta redução passa a ser de 65%. Em termos médios na grade os percentuais passam a ser de 5 e 63%, respectivamente.

Procurou-se apresentar uma avaliação inequívoca de que os resultados encontrados para uma redução na precipitação em função do aumento na concentração de CCN são fundamentalmente determinados pelas modificações na forma da distribuição de tamanho e, em menor grau, pela concentração de CCN. Entretanto, as variações na forma da distribuição e as variações na concentração de gotículas guardam alguma relação mínima entre si. Não há qualquer certeza mínima a respeito de quanto da variabilidade do parâmetro de forma é explicado pela variabilidade da concentração de CCN. Ou seja, não se sabe ainda se para uma concentração de CCN em ambiente de queimada, idêntica a de um ambiente limpo, haverá ocorrência de parâmetros de forma idênticos.

4.7 Processamento de vapor e aerossóis pelas nuvens

Este tópico pretende discutir as variações na distribuição vertical de vapor e no processamento de aerossóis pelas células convectivas, decorrentes da presença dos aerossóis em condições limpa e poluída. Embora as mudanças de fase associadas ao gelo e à radiação sejam importantes, o aquecimento (resfriamento) líquido de um sistema é dominado pela condensação (evaporação) associada ao movimento vertical. O fato é que a atividade convectiva, nos trópicos e principalmente através do desenvolvimento de células profundas, é o mecanismo pelo qual a energia das camadas adjacentes à superfície é transferida para os níveis mais elevados e assim redistribuída pela grande escala. A transferência de vapor e aerossóis ocorre concomitante a esta transferência de energia. A interação com a grande escala não será discutida neste texto e sugere-se o trabalho de Silva Dias et al. (2002) para o entendimento de como esta interação ocorre. Antes de serem discutidos os resultados dos experimentos numéricos deste trabalho, será feita uma descrição do mecanismo dinâmico associado ao desenvolvimento das células convectivas e que tem impacto sobre a ciclagem de vapor d'água e aerossóis.

4.7.1 Estrutura de desenvolvimento das células convectivas

Convecção em uma escala de alguns poucos quilômetros transportam para dentro das camadas mais baixas da troposfera a energia absorvida da radiação solar pela superfície. A introdução de energia ocorre parcialmente como calor sensível e como calor latente da água evaporada na superfície. De fato as variações no movimento de grande escala tem uma forte influência na profundidade da camada ocupada pela convecção de pequena escala, manifestando-se nas propriedades das circulações individuais, com conseqüências diretas no transporte de momento, calor, umidade e aerossóis para dentro da camada. A questão importante aqui é que

alterações na capacidade de produzir nuvem e chuva implicam em alterações no padrão de interação da pequena com a grande escala.

Em geral a superfície possui características variáveis como fonte de calor e umidade e muito provavelmente apenas as maiores bolhas térmicas são capazes de atingir o nível de formação das nuvens, com a maior parte atingindo o equilíbrio, se erodindo ou se espalhando pela ação do cisalhamento do vento ao longo do movimento de ascensão. Isso parece evidente nos resultados dos experimentos de sensibilidade conduzidos neste trabalho. As células capazes de atingir o nível de condensação e que acabam por formar nuvens são caracterizadas na sua parte mais elevada por regiões relativamente mais frias que o ambiente em torno das mesmas, provavelmente como resultado da evaporação da água de nuvem ao se misturar com ar insaturado.

De acordo com Ludlam (1966) o processo de mistura e evaporação, tal como observado nos experimentos numéricos conduzidos neste trabalho, acaba por anular o empuxo recebido pela nuvem termicamente disparada junto à superfície, tornando-a dependente de um processo contínuo de realimentação por calor e umidade. Entre a produção e o consumo da nuvem (não incluindo a chuva) se estabelece um equilíbrio que dá à nuvem uma altura típica de 1 km, segundo o autor. Para adquirir maior altitude é necessário um grau de mistura relativamente menor com o ar subsaturado adjacente. Para entender essa menor eficiência na mistura recorre-se à visão aparente que se tem da própria natureza (também evidenciado por medidas, de acordo com Ludlam, 1966), em que as torres mais altas decorrem de um processo intermitente onde as bolhas mais jovens atingem os níveis mais elevados despontando por dentre os resíduos de nuvem das bolhas anteriores. Portanto, isso reduz o potencial de evaporação das bolhas em ascensão pelo fato de que a mistura se dará, pelo menos em parte da trajetória, entre uma nova bolha e a anterior incompletamente evaporada. Finalmente, o ganho adicional de empuxo decorrente da liberação de calor latente, principalmente no estágio em que a nuvem se torna parcialmente congelada, acaba por produzir torres mais profundas e que atingem o topo da troposfera, sofrendo menos efeito da evaporação devido às baixas temperaturas.

Medidas têm sido feitas com a finalidade específica de se avaliar o processamento de vapor pelas nuvens. Por exemplo, as medidas realizadas por Perry e Hobbs (1996) mostram que uma auréola de umidade manifesta-se em boa parte dos cúmulos isolados estudados, preferencialmente vento abaixo (75% dos cúmulos estudados) e em menor frequência vento acima e perpendicular à direção do vento (35 e 40%, respectivamente). O comprimento radial da área adjacente à nuvem que sofre influência possui um valor médio que varia entre 0,3 e 1,3 vezes o diâmetro das nuvens estudadas. Segundo os autores, as condições de estabilidade do

ambiente podem ter efeito na distribuição vertical de umidade na vizinhança das nuvens. As observações indicam que as nuvens são mais favoráveis em aumentar a umidade do ar na parte da camada de nuvem onde se verifica a existência de camadas estáveis. Além disso, a idade da nuvem foi verificada como sendo outro fator determinante na duração e no tamanho da auréola de umidade formada. Nuvens mais velhas tem maior probabilidade de apresentar uma auréola bem caracterizada do que nuvens em estágios iniciais ou de curta duração.

Alguns aspectos observados nos parágrafos anteriores, a partir de trabalhos encontrados na literatura, foram confirmados nos experimentos numéricos realizados neste trabalho. Na Figura 4.21, por exemplo, podem ser observados campos de razão de mistura de vapor d'água e temperatura para o nível de 700 mb na simulação CCN300S (sem a presença da bolha térmica forçada no centro da grade). Neste caso as células foram provavelmente disparadas pelo aquecimento da superfície. As simulações foram iniciadas homoganeamente para todas as variáveis, exceto para a distribuição de vegetação na superfície, como meio de se garantir a individualidade no disparo das células.

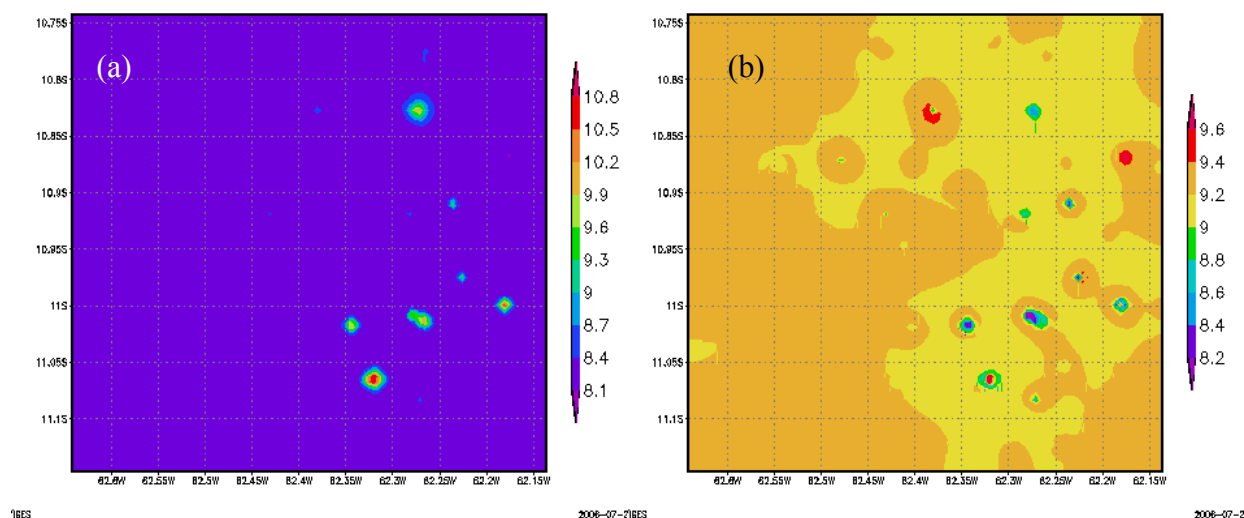


Figura 4.21 Vapor d'água em g/kg (a) e temperatura em °C (b) no topo (700 mb) de células convectivas disparadas pelo aquecimento da superfície em simulações homogêneas de alta resolução.

Um segundo aspecto pode ser observado na Figura 4.22. Neste caso, o aumento na concentração de vapor é verificado como sendo igualmente distribuído em todas as direções quando não há cisalhamento (Fig. 4.22a) e, quando esta se desenvolve sob cisalhamento, ocorre deformação no campo de vapor na vizinhança da célula convectiva (Fig. 4.22b). Aqui é importante notar que, de acordo com os experimentos numéricos realizados neste trabalho, diferenças nos parâmetros microfísicos implicam em diferenças nos tempos de vida das células,

tornando mais complicado identificar o exato instante em que a intercomparação de experimentos reflete a mesma idade entre células. Isso mostra a dificuldade em se caracterizar por completo a extensão horizontal e vertical desse aumento na umidade.

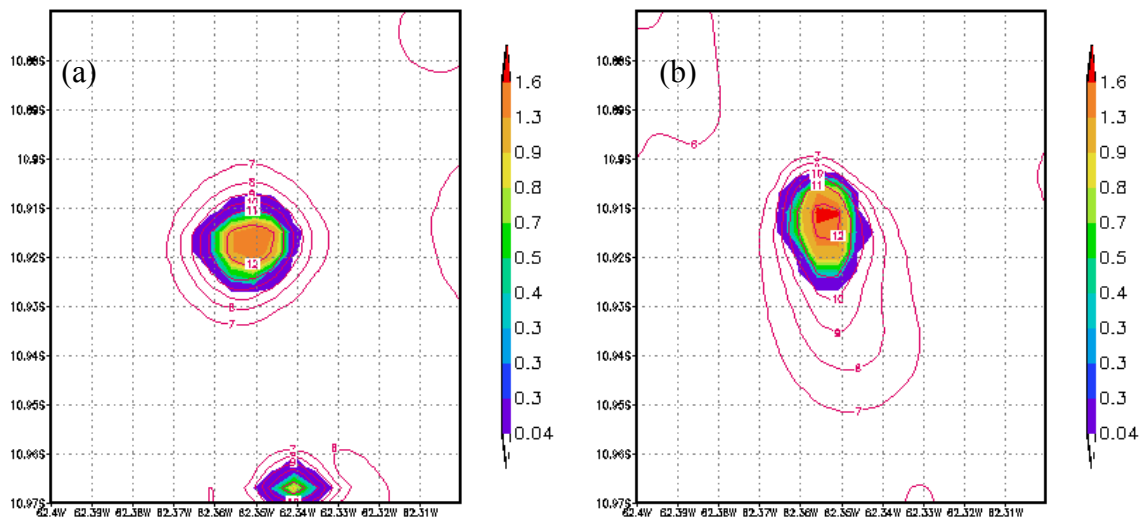


Figura 4.22 Corte horizontal do campo de razão de mistura de água de nuvem e de vapor no nível de 800 mb para simulações numéricas com alta resolução, sem (a) e com vento (b).

A esta altura da discussão, é importante que se faça uma ligação com a questão do processamento de aerossóis ainda que, conforme exposto anteriormente, ele não é uma variável do modelo RAMS, mas seu comportamento pode ser deduzido indiretamente do comportamento do vapor. Portanto, toda e qualquer discussão será conduzida de forma a considerar que os aerossóis estão por natureza ligados à questão do processamento de vapor pelo processo de precipitação. Em outras palavras, os campos de vapor observados nas Figuras 4.21 e 4.22 devem ser vistos como se fossem uma imagem do campo de aerossóis. A própria definição dos aerossóis envolve a concepção de um meio de suspensão para as partículas, fato que por si só já é argumento favorável ao entendimento de que, em se havendo transporte de vapor, também o será para as partículas.

As nuvens contribuem significativamente para o processamento de aerossóis na atmosfera uma vez que constituem um local para armazenamento temporário dos mesmos e pode atuar como uma importante fonte de transferência. Ainda que a contribuição resultante de um único processo de evaporação seja pequena, o grande número de ciclos de condensação-evaporação pode dar ao processo uma importância de mesma magnitude daquelas fontes localizadas na superfície. Em particular deve-se atentar para o fato de que neste caso a fonte está

imersa na atmosfera possuindo assim uma forma espacial que a torna fundamental na determinação das concentrações típicas da atmosfera livre, estas menos susceptíveis aos efeitos das fontes de superfície (ver perfil vertical da concentração de CCN, Capítulo 3). Além disso, a superfície de aerossóis disponível é da mesma ordem de grandeza da superfície do planeta Terra, fato que demonstra a grande importância dos aerossóis.

No que diz respeito ao processamento de vapor d'água, Pruppacher e Jaenicke (1995) assumem que o valor médio global da eficiência de precipitação (razão entre o total de chuva na superfície e o total de vapor que entra no ambiente de nuvem) é cerca de 30 %. No total, são cerca de 9 dias até que o vapor retorne à superfície na forma de precipitação, perfazendo 11 ciclos de condensação e 10 de evaporação. Segundo os autores, o tempo de residência da água de nuvem e da água de chuva é da ordem de 3,4 h e 0,75 h, respectivamente. Isso significa que durante os 9 dias em que o vapor leva para retornar à superfície na forma de precipitação, 3,4 h permanecerá na forma de água de nuvem e 45 min na forma de chuva. Estas informações são pertinentes porque qualquer efeito sobre a eficiência de precipitação recairá igualmente sobre o número de ciclos e, da mesma forma, sobre a quantidade de vapor armazenada na atmosfera. O mesmo se pode dizer em relação aos aerossóis com tamanhos entre 0,1 e 1,0 μm . No caso deste trabalho, a questão adquire um maior grau de importância porque são justamente os aerossóis, através de variações na concentração de CCN e na forma das distribuições de gotículas, os responsáveis por uma modificação na ciclagem de vapor.

Embora neste trabalho tenham sido discutidos aspectos de um único ciclo de precipitação, se o processo de precipitação é menos eficiente, significa que um maior número de ciclos são necessários para que o vapor retorne à superfície na forma de chuva, conseqüentemente acarretando maior tempo de residência e menor eficiência de remoção das partículas. Pelo fato de os resultados das simulações mostrarem que, em termos médios, a quantidade de água de nuvem e gelo (somadas) é a mesma para diferentes cenários de concentração de CCN, no caso de nuvens quentes, e até maior para os cenários poluídos, no caso de nuvens frias, então fica evidente que haverá impacto substancial sobre o tempo de residência da água de nuvem e gelo (e por conseqüência dos aerossóis) já que este resulta da razão entre a quantidade de água de nuvem e gelo e a taxa de precipitação.

Para que o entendimento da discussão sobre os aerossóis fique mais claro torna-se importante analisar os mecanismos de remoção de aerossóis da atmosfera. Ainda que a atmosfera seja um sistema altamente dinâmico, não resta dúvida de que conserva sua massa, ou seja, não há fonte de ar limpo, de maneira que qualquer atmosfera limpa é resultado da ocorrência de uma

massa de ar que sofreu um processo de limpeza. Deposição seca, essencialmente caracterizada por movimento browniano, só é eficiente para partículas menores que $0,1 \mu\text{m}$. Por outro lado, sedimentação só é eficiente para partículas acima de $1,0 \mu\text{m}$ de tamanho (detalhes em Jacobson, 1999). O mesmo se pode dizer em relação à remoção pelas gotas em tamanho de precipitação pelo fato de que os aerossóis tendem a seguir as correntes de ar escoando em torno da gota, tornando este processo pouco eficiente. Portanto, existe uma lacuna de acumulação na atmosfera que define o quanto ela está ou não carregada de aerossóis, justamente no intervalo de maior interação com a radiação e com o processo de formação de nuvens. Assim sendo, o mecanismo mais eficiente na remoção de aerossóis, capaz de promover a limpeza da atmosfera, é a nucleação de partículas como gotículas ou cristais de gelo.

Para os aerossóis as estimativas de Pruppacher e Jaenicke (1995) indicam um tempo de residência menor em relação ao vapor, dependendo da eficiência de remoção das partículas, isto é, da fração de partículas que uma vez transportadas para dentro da nuvem precipitante são incorporadas pela água de nuvem. Segundo os autores as medidas apontam para uma alta eficiência de remoção por nucleação, podendo chegar em torno de 90 %. Os valores estimados para o tempo de residência foram 2,67 e 5,34 dias, para uma eficiência de 100 e 50 %, respectivamente. Se considerada apenas a questão da eficiência de precipitação, esta por si só já é suficiente para explicar o acúmulo de aerossóis durante a estação seca. Embora a advecção horizontal seja quase permanente, o processo ocorre sob baixa eficiência de precipitação, o que promove a expansão da pluma de partículas que pode atingir dimensões de grande escala no final da estação seca. A questão da eficiência (ineficiência) de remoção aqui é central. Com a remoção ocorrendo essencialmente através da nucleação de gotículas, aerossóis de biomassa podem ser considerados como relativamente pouco eficientes como CCN e, por conseqüência, possuem maior tempo de residência.

As conclusões apresentadas nos parágrafos anteriores indicam tendência semelhante à observada em resultados de modelos globais, embora obtida de forma indireta. Lohmann et al. (1997) mostraram que o armazenamento de sulfato aumenta quando as nuvens são levadas em conta. Neste caso aerossóis de sulfato em maior número reduzem a taxa de formação da precipitação (segundo efeito indireto dos aerossóis, discutido no Capítulo 2), que acaba por aumentar o tempo de residência do sulfato e resulta em maior transporte de sulfato para regiões remotas, onde possivelmente a remoção úmida é menos eficiente. Ao mesmo tempo, quando uma fração dos aerossóis de carbono inorgânico é considerada como núcleos de gelo, a formação de precipitação via fase de gelo é aumentada, removendo aerossóis da atmosfera.

A representação dos aerossóis em futuras versões do modelo RAMS, como uma variável com sua própria identidade, deverá fornecer resultados semelhantes aos apresentados pelos autores citados.

4.7.2 Resultados numéricos

Para discutir os componentes da distribuição vertical de umidade e aerossóis foram utilizados resultados dos experimentos numéricos descritos anteriormente. Deve-se ressaltar que o impacto dos aerossóis na ciclagem do vapor d'água pode ser obtido diretamente das variáveis do modelo, entretanto, para os aerossóis, isso é feito indiretamente, visto que o modelo não representa qualquer propriedade específica dos aerossóis.

Em geral, os experimentos concordam com um secamento relativo nas primeiras camadas próximas à superfície. Nos primeiros níveis acima da camada limite ocorre o contrário, ou seja, acúmulo de vapor d'água. É provável que neste caso o transporte vertical de vapor possa explicar parte do secamento nos níveis inferiores e o conseqüente acúmulo de vapor nos níveis acima da camada limite (entre 850 e 700 mb). Quando se analisa o efeito das células individuais, seja nas simulações homogêneas ou heterogêneas, observa-se que pode haver maior acúmulo de vapor nos primeiros níveis da troposfera como conseqüência do aumento na concentração de CCN. Entretanto, esse acúmulo está localizado no centro da célula. O acúmulo ocorre provavelmente como conseqüência da intensificação do transporte vertical no núcleo da célula. Nos níveis médios (em torno de 600 mb) pode haver uma pequena redução. Na Figura 4.23 pode ser observado o resultado de simulações homogêneas que foram realizadas. Nessa figura é mostrada a evolução temporal da quantidade de vapor integrada na vertical (Fig. 4.23a,b) e da razão de mistura no nível de 700 mb (Fig. 4.23c,d), para cenários limpo (CCN300S) e poluído (CCN1200S) durante 5h de simulação, começando as 9h LT.

Quando cenários mais complexos são simulados (simulação heterogênea) os resultados sofrem ligeira diferença, de maneira que não fica claro que haja uma tendência predominante. Entretanto, quando células individuais são analisadas, continua havendo tendência à acumulação de vapor quando uma maior concentração de CCN e maior parâmetro de forma são levados em conta na simulação. Na Figura 4.24 são mostradas as curvas para a evolução temporal da precipitação no centro da principal célula individual representada (experimentos CCN300 e CCN1200). Observa-se que no final do estágio convectivo, o total de água em suspensão somado ao total de chuva acumulada na superfície apresenta resultado equivalente para os experimentos CCN300 e CCN1200, com o máximo alcançado ao longo da evolução sendo maior para CCN1200 (Fig. 4.24a). Ao mesmo tempo observa-se que a quantidade de chuva acumulada é

significativamente maior para CCN300 (Fig. 4.24b), indicando que, neste caso, uma maior quantidade de vapor é deixada na atmosfera, ao centro da célula, para o experimento CCN1200.

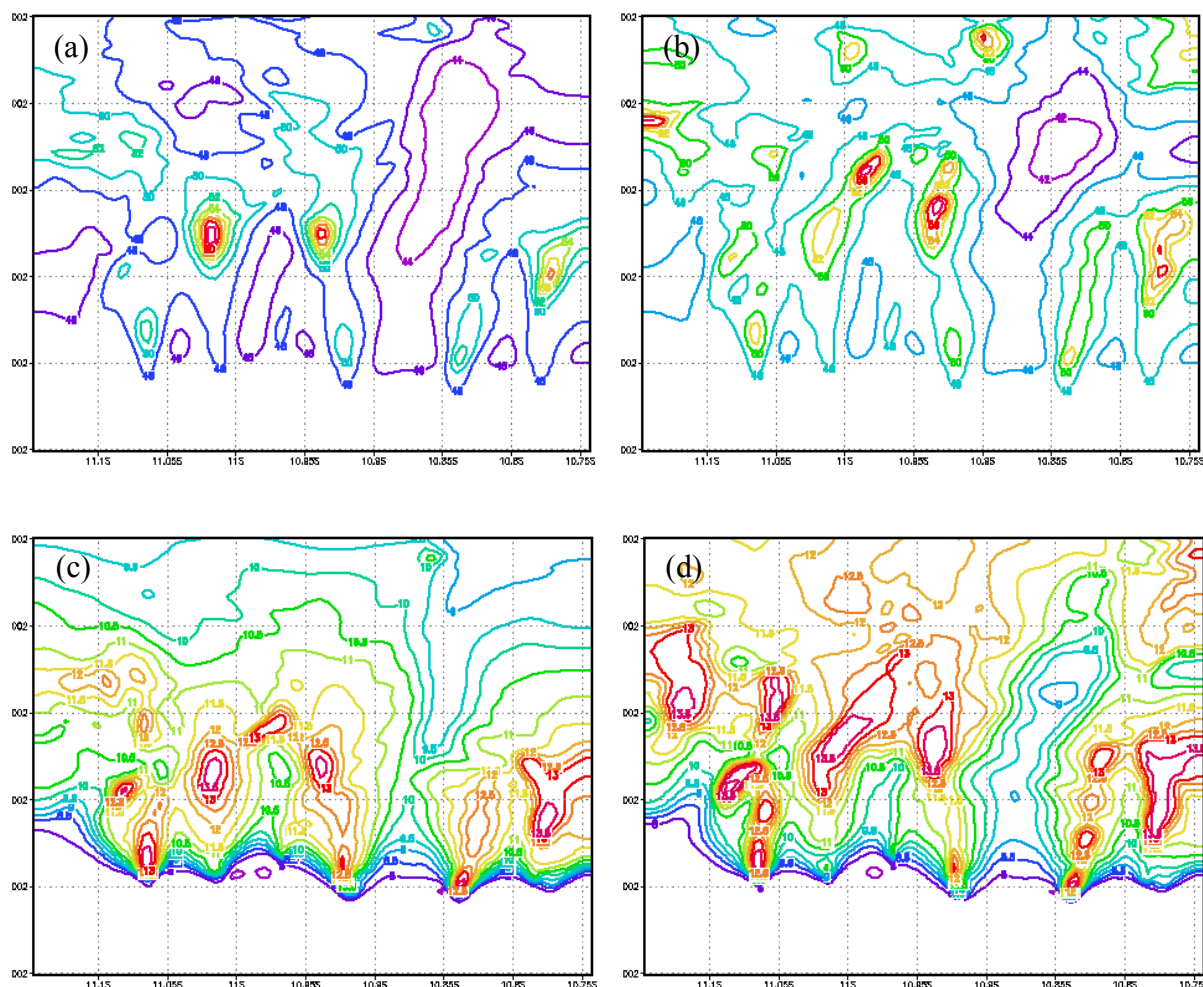


Figura 4.23 Evolução temporal da quantidade de vapor integrada na vertical (a e b) e da razão de mistura no nível de 700 mb (c e d), para cenários limpo (CCN300S, a e c) e poluído (CCN1200S, b e d) durante 5h de simulação, começando às 9h LT.

Na Figura 4.25 são mostrados perfis verticais de variação na umidade média da grade. Os resultados mostrados na figura foram obtidos dos cenários CCN300, CCN300-SC e CCN1200. Adicionalmente foram incluídos os dados relativos à variação da umidade, calculados a partir de radiosondagens realizadas em 23/09/2002 no período entre 7h40min e 13h40min e entre 13h40min e 17h40min (LT). Os cálculos para a variação no perfil de umidade nos experimentos numéricos foram feitos entre 13h40min e 17h40min. Deve-se lembrar que os resultados dos experimentos numéricos representam médias na grade e as radiosondagens são medidas localizadas.

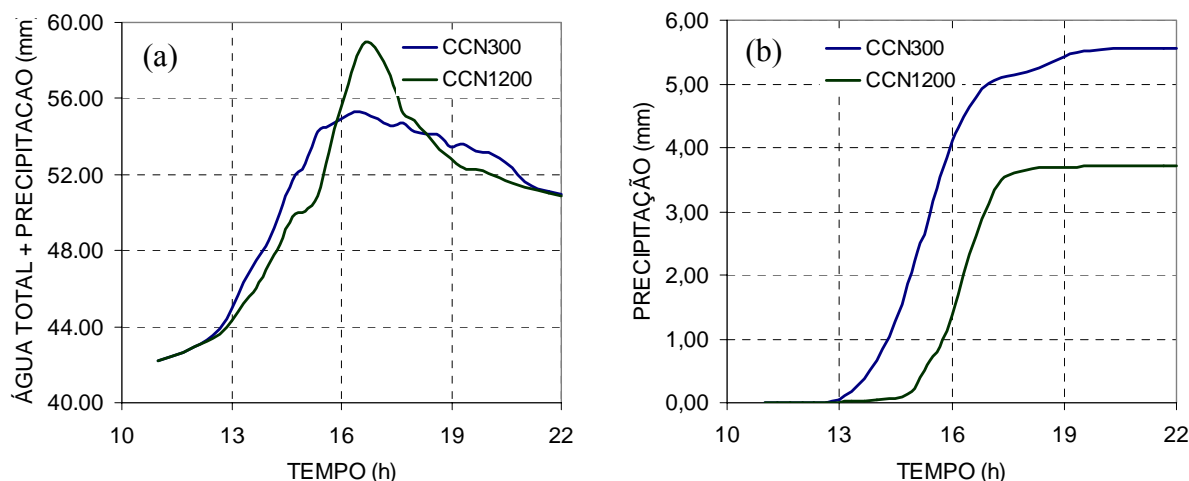


Figura 4.24 Variação na coluna de água (a) e no total de precipitação (b) para dois cenários distintos: um com baixa concentração de CCN e parâmetro de forma 2 (CCN300) e outro com alta concentração de CCN e parâmetro de forma 5 (CCN1200).

É importante notar aqui o comportamento particular do cenário em que a única categoria de água é o vapor (CCN300-SC). Nesse caso o secamento nos primeiros níveis é mais acentuado, o primeiro modo de umedecimento também é mais acentuado e o segundo menos acentuado. É provável que o movimento ascendente possa explicar este comportamento para o cenário CCN300-SC, visto que aqui não há cobertura de nuvens e uma maior quantidade de energia está disponível para o transporte vertical. O segundo modo de secamento, nos níveis médios, também é mais acentuado que o primeiro junto à superfície e pode ser explicado por uma componente de secamento de grande escala predominante na região. A condensação no movimento ascendente (seguida pela evaporação) para os cenários CCN300 e CCN1200 pode explicar a intensificação do umedecimento nos níveis médios.

As diferenças entre os cenários CCN300 e CCN1200 são consistentes com a hipótese de que os máximos nos movimentos verticais são maiores para o cenário poluído CCN1200 (maior transporte de vapor nos primeiros níveis). Ao mesmo tempo, em termos médios, a quantidade de água condensada é maior para o cenário CCN300, justificando o máximo de vapor para este cenário nos níveis intermediários.

Os perfis verticais medidos no sítio experimental FNS para o vapor d'água confirmam os resultados dos experimentos numéricos. Entre 7h40min e 13h40min, período em que a cobertura de nuvens varia de 0 até o seu valor máximo, em torno de 50%, observa-se um secamento nos primeiros níveis (Fig. 4.25b), umedecimento nos níveis em torno de 800 mb, seguido de secamento acima de 700 mb. Este comportamento é representado satisfatoriamente no cenário

simulado sem condensação (CCN300-SC). Entre 13h40min e 17h40min, de acordo com os dados da radissondagem, ocorre acúmulo de vapor nos níveis acima de 770 mb, provavelmente como resultado da evaporação das nuvens. Os resultados dos experimentos CCN300 e CCN1200 são coerentes com o comportamento verificado a partir das radiossondagens. Também pode ser verificado nas imagens do Satélite GOES, mostradas na Figura 4.26 que, entre 13h40min e 17h40min, a cobertura de nuvens é acentuadamente reduzida, variando de 50 para menos de 10%. Neste caso é muito provável que a troposfera tenha recebido, nos níveis acima de 700 mb, uma grande quantidade de vapor como consequência da evaporação das nuvens.

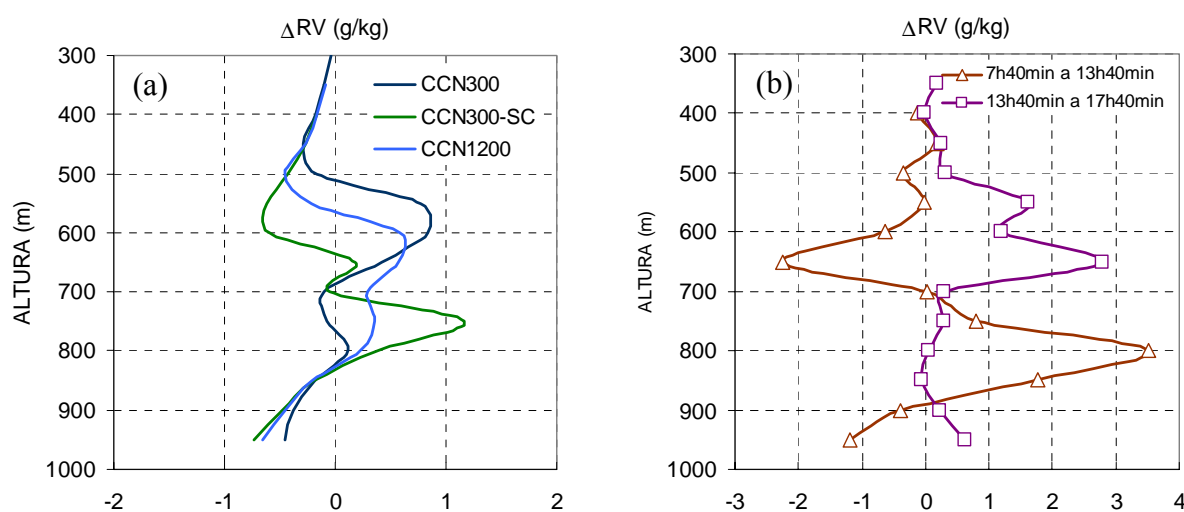


Figura 4.25 Em (a) observa-se a evolução dos perfis verticais de umidade para os cenários CCN300, CCN300-SC e CCN1200 e em (b) a evolução para medidas realizadas no sítio experimental FNS entre 7h40min e 13h40min e entre 13h40min e 17h40min.

Neste tópico pretendeu-se mostrar que estudos com base em modelos numéricos podem ser conduzidos de forma eficiente em representar a ciclagem de vapor e aerossóis na atmosfera pelo processo de precipitação. Com um maior detalhamento dos processos e uma melhor resolução, a ênfase pode ser dada a efeitos específicos, como por exemplo, o entranhamento de ar processado pelas nuvens e o efeito que pode ter no armazenamento dos aerossóis. De fato o RAMS não tem os aerossóis como uma variável a ser avaliada diretamente. Todavia, o modelo oportunamente foi capaz de identificar aspectos fundamentais da natureza no que diz respeito ao processamento e a distribuição de vapor quando o processo de precipitação está presente nas simulações. Aspectos relacionados à estrutura vertical da umidade foram satisfatoriamente representados, aumentando a confiabilidade sobre os resultados verificados nos diferentes cenários estudados.

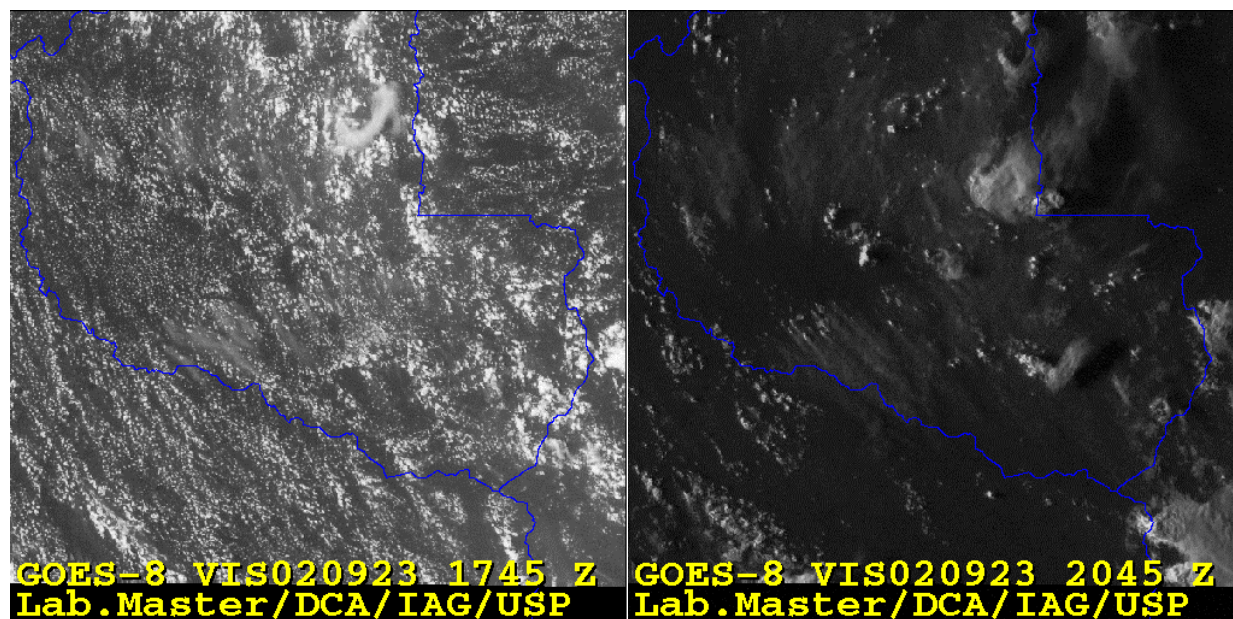


Figura 4.26 Imagens no canal visível, fornecidas pelo satélite GOES-8, para os horários locais 13h45min e 16h45min.

4.8 Discussão dos resultados

Partindo do ponto de vista dos resultados numéricos apresentados neste trabalho, tanto o efeito direto dos aerossóis atmosféricos quanto semidireto possuem impacto praticamente nulo sobre a cobertura de nuvens, mas causam redução na temperatura próxima à superfície devido à retenção da energia nos níveis superiores. Em termos médios causam redução na água total integrada na coluna, mas em valores máximos o efeito direto causa aumento enquanto que o efeito semidireto causa redução. Para qualquer dos efeitos haverá desintensificação do ciclo hidrológico, causando redução no total de precipitação na superfície. Por outro lado, o efeito indireto intensifica substancialmente os máximos, embora reduza o valor médio da água integrada na coluna. Da mesma forma ele reduz a cobertura de nuvens, permitindo maior disponibilidade de energia na superfície e, conseqüentemente, causando aumento na temperatura devido a maior incidência de radiação. Como resultado, o ciclo hidrológico se modifica, aumentando os valores extremos, mas com redução na média de chuva.

A sobreposição dos efeitos pode indicar aumento ou diminuição da temperatura, dependendo das características predominantes, ou seja, se os aerossóis são mais eficientes em interagir com a radiação ou em nuclear gotículas (Tabela 4.4). Para a cobertura de nuvens o efeito resultante é de redução. Para os picos de água integrada na coluna ocorrerá redução para o efeito semidireto na mesma proporção que ocorrerá aumento para o efeito direto. Entretanto, o aumento causado pelo efeito indireto é substancialmente maior, de maneira que para os máximos

de água integrada na coluna, a intensificação é predominante. Em valores médios ocorre redução para os três efeitos. O efeito hídrico, identificado aqui como sendo o total de chuva acumulado, é desintensificado tanto nos valores de pico quanto nos valores médios para os efeitos direto e semidireto. Todavia, o efeito indireto causa aumento nos valores de pico e redução nos valores médios. Dessa forma, a sobreposição dos três efeitos pode ser de amplificação ou diminuição no total de chuva, novamente dependendo de qual dos efeitos é predominante, em acordo às propriedades das partículas.

Com relação ao desempenho do modelo em reproduzir os sistemas precipitantes pode-se afirmar que durante a estação seca o que predomina é a ocorrência de nebulosidade atingindo cerca de 50% da área. Esta nebulosidade é definida por cúmulos rasos pela manhã, evoluindo ao final da tarde para sistemas isolados, em número reduzido, de pequena dimensão horizontal, boa profundidade e coincidindo com baixa nebulosidade. É comum observar remanescentes de pluma de queimada no topo desses sistemas, o que lança a hipótese de que muitos deles possam ter sido disparados pelo foco de incêndio. Se isso realmente ocorre, então significa que o modelo está reproduzindo o que realmente se passaria na natureza sem a intervenção humana. Ao mesmo tempo, para representar células profundas, tal como observadas na natureza e não representadas pelo modelo nos cenários com o solo seco, seria necessário levar em conta o efeito dos focos no disparo da convecção. Portanto, acredita-se que o modelo RAMS é capaz de representar os processos convectivos mais profundos em que a fase de gelo está presente.

A presença de nuvens com pouca profundidade vertical quando o solo é mantido mais seco é atribuída às condições atmosféricas da estação seca e não à incapacidade do modelo em reproduzi-las. Simulações com atmosfera mais úmida, ou o simples umedecimento do solo, tal como foi feito neste trabalho, garantem a existência de sistemas precipitantes com a presença de gelo em quantidade comparável à água de nuvem ou chuva.

Deve-se inferir dos resultados apresentados, que se trata da representação de sistemas precipitantes associados ao desenvolvimento de nuvens quentes ou frias, mas unicamente para a estação seca da região amazônica. Os topos mais elevados foram encontrados em 450 mb para os cenários de nuvem quente e em torno de 200 mb para nuvens frias. Ainda assim, o pouco de gelo que se observa para os cenários de nuvem quente está associado à condição de baixa concentração de CCN, fato esperado quando levado em conta que essas nuvens apresentam topos pouco acima da isoterma de 0 °C, onde o único mecanismo de produção de gelo associado seria a nucleação secundária, que depende da presença de gotas maiores (situação de atmosfera limpa). Com relação aos cenários de nuvens frias, estes se mostram mais coerentes com as estruturas precipitantes naquela região durante a estação seca, normalmente profundas e localizadas. Por

outro lado, as observações indicam pouca precipitação acumulada na superfície (ver Fig. 3.4), enquanto que os experimentos numéricos mostraram grande acúmulo de chuva. De qualquer forma, a precipitação acumulada em média foi reduzida para um aumento na concentração de CCN e no parâmetro de forma das distribuições. Ao contrário, os valores máximos sempre aumentaram.

Tabela 4.4 Sobreposição dos efeitos dos aerossóis nas propriedades da precipitação

	Efeito na temperatura	Cobertura de nuvens	Água integrada (máximo)	Água integrada (média)	Sinal do efeito hídrico (máximo)	Sinal do efeito hídrico (médio)
Efeito direto	–	nulo	+	–	–	–
Efeito semidireto	–	nulo	–	–	–	–
Efeito indireto	+	–	+	–	+	–
Sobreposição	±	–	+	–	±	–

Com relação ao balanço energético decorrente do efeito CCN, o quadro que se apresenta anteriormente não parece alinhado com o que tem sido apresentado na literatura, pelo menos partindo de uma perspectiva da análise de resultados de modelos globais. Normalmente o que tem sido publicado aponta, como consequência para uma atmosfera poluída (ineficiente em produzir precipitação), um saldo positivo em cobertura de nuvens, que significa maior resfriamento da superfície. Isto significa um efeito contrário ao que está sendo proposto neste trabalho, ou seja, propõe-se neste trabalho que, do ponto de vista de impacto dos aerossóis agindo apenas como CCN (efeito indireto secundário) haverá diminuição na cobertura de nuvens e, portanto, aquecimento em relação a esta variável (cobertura de nuvens).

Ocorre então que há uma discordância de resultados entre este trabalho e a análise proveniente de modelos globais. Em uma primeira avaliação pode-se admitir que a precipitação não esteja sendo bem representada pela modelagem. De fato a natureza pode não estar sendo bem representada dentro do modelo, porém não se tem registro de que a mesma seja mais bem representada por um dos modelos do que pelo outro, pura e simplesmente pela diferença de escala. Isso vale pelo menos no que diz respeito à questão do impacto dos aerossóis na

precipitação. Ou seja, incerteza é a palavra mais adequada para resumir tudo que se sabe até o presente sobre o impacto dos aerossóis na precipitação e sua representação nos modelos atmosféricos.

A questão central aqui parece estar associada ao aspecto dispersivo dos campos de precipitação, tanto no espaço quanto no tempo. Do ponto de vista de comparação, não existem análises da estrutura da precipitação por outros modelos atmosféricos similares ao RAMS para que os resultados possam ser comparados. Entretanto, uma análise conduzida por Khain et al. (2004), mas com um modelo de nuvem, confirmam a natureza dispersiva do processo quando nuvens marítimas são simuladas em comparação a nuvens continentais, usando concentrações de CCN muito parecidas com as deste trabalho, porém com a distribuição de hidrometeoros sendo representada de forma discreta, ao contrário deste trabalho que usa uma função contínua (gama). Se a métrica correta depende da comparação entre modelos equivalentes, esta terá que ser postergada para o futuro pela simples inexistência de estudos similares. Contudo, ao que mais se aproximam os resultados deste trabalho, os experimentos de Khain et al. (2004) são uma comparação, no mínimo, muito mais aceitável do que qualquer outra com base em modelos globais, pela maior equivalência de resolução, representação dos processos microfísicos e domínio da grade.

Ainda no que diz respeito ao fato de que os resultados desta análise parecem contradizer os rumos da literatura vale lembrar um aspecto fundamental quando se compara com uma análise de modelos globais. Os resultados deste trabalho podem ser entendidos como um ponto da grade dos modelos globais e, numa análise global, um ponto pode estar acima ou abaixo da tendência observada na média. Cabe ainda ressaltar que no contexto tradicional da discussão onde a poluição tende a retardar o início da precipitação, fazendo com que as gotículas em maior número e menores sejam levadas alguns quilômetros acima, não tem sido discutidas questões que só podem ser entendidas do ponto de vista de uma representação mais explícita. Como exemplo, aspectos relacionados à evaporação da nuvem, parecem pertinentes. O efeito da atmosfera em evaporar a nuvem pode agir de maneira a oferecer uma maior exposição ao entranhamento com o ar seco ambiente. Ao mesmo tempo, por serem menores, as gotículas podem evaporar mais facilmente. Portanto, diante da simplicidade de representação dos processos de precipitação nos modelos globais, não está claro até o momento que uma atmosfera mais poluída possa garantir menor quantidade de energia disponível na superfície por conta do efeito indireto secundário. Garante apenas uma maior refletividade das nuvens sujas, efeito indireto primário, este um resultado puramente associado à geometria das gotículas. Acrescente-

se a isso os aspectos decorrentes da forma das distribuições de gotículas que, no caso deste trabalho, mostraram-se predominantes sobre o efeito da concentração de CCN.

Um segundo aspecto relevante e que necessita de maior atenção é a questão da eficiência do processo que acaba por definir a estrutura das células convectivas. Tratando em específico das nuvens quentes, tradicionalmente se coloca na literatura que a eficiência de colisão, e por consequência a evolução do processo de precipitação, é muito baixa para gotículas pequenas. Todavia, as gotículas são pequenas justamente porque estão em número maior. Uma análise que mostre que o processo é menos eficiente para gotículas menores foi colocada neste trabalho, mas não garante que vale para todo e qualquer número de gotículas. Uma observação interessante dos resultados de medidas de nuvem no experimento LBA é que, em condições poluídas, a variação da forma da distribuição tende a ocorrer com o diâmetro médio praticamente invariável em função da variação na concentração. Deve-se considerar que, independentemente da atmosfera estar poluída ou limpa, entre o centro da nuvem e a sua borda haverá diferença na concentração de gotículas. O mesmo vale entre a nuvem que está nascendo e aquela que está em estágio mais avançado. Isso significa que, uma dada nuvem poluída, com alta concentração de gotículas, pode ser em média muito menos eficiente em produzir precipitação, mas pode apresentar situações em que o número de gotículas pode compensar a diferença no coeficiente de colisão, pelo menos em uma estreita faixa do espectro, conforme visto no Tópico 4.6. Embora a abordagem do Tópico 4.6 tenha mostrado que o impacto do parâmetro de forma é predominante, o efeito da concentração não é completamente nulo, apenas requer que a natureza das gotas coletoras não seja a mesma das gotículas. Enfim, um universo poluído que de alguma forma garanta o disparo da precipitação pode ser capaz de produzir precipitação.

Comparando os resultados das medidas e aqueles dos experimentos numéricos pode-se observar que o efeito dos aerossóis na distribuição de tamanho das gotículas de nuvem é muito melhor compreendido que o efeito na precipitação. Essa maior dificuldade para com a variável precipitação em si é uma decorrência direta da natureza do processo de precipitação como um todo, em relação ao qual aquela variável apresenta comportamento altamente não linear.

Além dos elementos associados à atividade humana, para a avaliação de qualquer cenário deve-se incluir a tendência de variabilidade natural. Mesmo que em um primeiro momento se possa admitir uma participação nula da variabilidade natural, ainda continua havendo duas possibilidades para a temperatura junto à superfície, como decorrência dos efeitos direto e semidireto, que tendem a reduzir a temperatura da superfície, e do efeito indireto, que pode aumentá-la, de acordo com os resultados deste trabalho. Se houver domínio do primeiro caso, então a participação dos gases do efeito estufa é maior do que se estima nas condições atuais,

devido aos efeitos direto e semidireto. Por outro lado, se predomina o segundo efeito indireto, na forma como se coloca neste trabalho, então o aquecimento pelos gases do efeito estufa pode não ter a dimensão que se acredita nos níveis atuais de poluição.

Ao mesmo tempo não se deve descartar a hipótese de a variabilidade natural ter uma participação majoritária no sinal das mudanças globais observadas. A temperatura, por exemplo, poderia estar aumentando em parte por conta dessa variabilidade natural. Neste caso, para qualquer dos efeitos, a participação antropogênica ocorre em menor intensidade. Por outro lado, se admitido que a variabilidade natural possui sinal contrário, ou seja, de resfriamento, então os efeitos combinados dos aerossóis e gases estufa são responsáveis pelo aquecimento observado, além de um valor compensatório à variabilidade natural. Note-se que neste cenário a situação é completamente diferente da variabilidade natural nula. Nesse caso há a indicação de que o fenômeno ganha dramaticidade, pois, sem a atenuação da variabilidade natural, a intensificação do aquecimento atingiria patamares muito acima daqueles em curso.

Qualquer que seja o cenário que de fato esteja acontecendo, deve-se ressaltar o comportamento particularmente diferente da temperatura, pelo menos entre a década de 50 e 80. É provável que neste período, aerossóis e gases do efeito estufa tenham aumentado proporcionalmente e, de forma intrigante, a temperatura manteve-se aproximadamente constante. Poderia neste caso, a tendência de aumento na temperatura pelos gases ter sido equilibrada pelos aerossóis por meio da redução na quantidade de radiação solar incidente entre as décadas de 50 e 80? Se houver um mínimo de possibilidade de concretização da questão colocada, poderia também o equilíbrio ter sido desfeito pela redução na quantidade de partículas de sulfato (de alta refletividade), justificada pela redução nas emissões de enxofre colocadas em prática a partir da década de 80? Não há resposta simples a estas questões. Todavia, ao acompanhar a evolução da literatura a cerca da questão genérica das mudanças globais, observa-se que a questão evoluiu de um padrão crescente para a concentração de alguns poucos agentes gasosos (CO_2 e CH_4), com elevado tempo de residência na atmosfera (portanto, com maior possibilidade de previsão dos seus efeitos), para um quadro mais complexo. Neste novo contexto de complexidade crescente surgem os aerossóis que se caracterizam por um comportamento de múltiplas faces e, em qualquer das vias de ação, acabam por interagir com a água. Seja na forma de vapor ou nuvem, esta se constitui no ator principal do cenário climático, controlando a temperatura na troposfera.

5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

5.1 Conclusões

O presente estudo apresentou aspectos complementares ao desafio de se dimensionar o impacto das atividades humanas no comportamento da atmosfera. Deu-se ênfase no papel que as emissões de partículas oriundas dessas atividades pode ter no desenvolvimento da precipitação. Dentro do amplo e interdisciplinar objeto de estudo que representa a precipitação, optou-se por uma atividade, período e região específicos, isto é, as queimadas que ocorrem periodicamente no sudoeste da floresta amazônica, em particular na região em torno do Estado de Rondônia, durante a transição da estação seca para chuvosa daquela região. Nesse contexto foram estudadas as propriedades dos núcleos de condensação de nuvens e das distribuições de gotículas de nuvem. Além de se estudar essas propriedades, comparativamente entre regiões sob influência e sem influência do processo de queimada, optou-se por simulações de cenários característicos dessas medidas, avaliando-se o comportamento do processo de precipitação e as conseqüências para o ciclo hidrológico a partir do total de precipitação acumulado em função de cada cenário avaliado.

As principais conclusões que emergem deste esforço de pesquisa são enumeradas na seqüência.

- 1) É possível verificar que existe um decréscimo generalizado na concentração de CCN desde o final da estação seca até o início da estação chuvosa. A comparação entre dias poluídos e dias limpos mostra uma concentração pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Diferenças ainda maiores foram observadas quando áreas limpas e poluídas foram comparadas para uma mesma data. Valores médios de concentrações menores que 200 cm^{-3} para as regiões limpas e maiores que 1200 cm^{-3} para as regiões poluídas foram registrados.
- 2) Durante o período seco, os resultados mostraram que a concentração de CCN segue um ciclo diurno, acompanhando a queima de biomassa que acumula alta concentração de partículas principalmente dentro da camada limite planetária. Os valores se apresentaram maiores à medida que os vôos foram realizados em horários mais tardios.
- 3) Diferenças entre os espectros de CCN em condições limpas e poluídas podem ser consideradas como um indicador de que a atividade de queima de biomassa é mais eficiente em

produzir principalmente partículas pequenas, ou partículas grandes, mas com uma fração solúvel pequena.

4) Existe um mínimo de evidência que dá suporte ao possível efeito semidireto dos aerossóis em suprimir a convecção, que reforça o fato de que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode estar diretamente associado a um aumento simultâneo na concentração de partículas de carbono inorgânico que, por sua vez, pode impedir o desenvolvimento das nuvens. Se as partículas de carbono inorgânico e os CCN estão espacialmente correlacionados, isso significa que, à luz do conhecimento atual sobre os efeitos indireto primário e semidireto, existe uma competição entre estes efeitos no contexto da queima de biomassa, um dos quais contribuindo para o aumento na refletividade e o outro destruindo.

5) Distribuições de gotículas de áreas limpas e poluídas foram comparadas e se mostraram completamente diferentes. As condições limpas foram caracterizadas por baixa concentração de gotículas com diâmetro médio e conteúdo de água líquida aumentando sensivelmente com a altura. Por outro lado, as condições poluídas apresentaram alta concentração de gotículas com diâmetro médio e conteúdo de água líquida variando pouco com a altura.

6) A forma das distribuições de gotículas se mostrou altamente dependente das condições de poluição. As distribuições estreitas se mostraram correlacionadas com o ambiente influenciado pela queima de biomassa enquanto que distribuições mais largas se mostraram correlacionadas com o ambiente limpo, não influenciado pela queima de biomassa.

7) As distribuições foram ajustadas por uma função gama generalizada e revelaram parâmetros de forma completamente distintos para diferentes condições de poluição: parâmetros de forma menores, em torno de 1 e 2, foram representativos de condições limpas enquanto que parâmetros maiores, em torno de 5, 6 e 7, representaram condições poluídas pela queima de biomassa.

8) Observou-se que a atividade convectiva disparada pelos fluxos de superfície tende a se manifestar através de uma seleção natural em que as células maiores sobrevivem com a gradativa eliminação das menores. Considerando a simplificação no tratamento dado ao efeito radiativo, não ficou claro se a seleção é decorrente principalmente do movimento subsidente das células maiores ou do efeito dos aerossóis na retenção da radiação.

9) Com base em cenários de nuvens quentes, pode-se afirmar que a quantidade média de água de nuvem integrada na grade é praticamente a mesma para cenários limpos e poluídos, com uma leve redução na presença do efeito radiativo. Porém, a água de nuvem está muito mais dispersa na grade quando em condições limpas.

10) Ainda sobre os cenários de nuvens quentes, a água de chuva apresentou-se em quantidade média bastante reduzida nas condições poluídas. Isso indica que, em condições limpas, a eficiência de conversão de água de nuvem em chuva é maior. O mesmo pode ser dito sobre a eficiência de condensação para que se garanta a mesma quantidade média de água de nuvem para ambas as situações (limpa e poluída).

11) Com relação ao total de precipitação, concluiu-se que em média chove mais e de forma mais dispersa na grade quando baixa concentração de CCN é considerada, em acordo ao que se concluiu para os demais campos de precipitação. Em contrapartida, os maiores picos de precipitação foram encontrados para altas concentrações de CCN.

12) Concluiu-se que a presença do efeito radiativo dos aerossóis, agindo apenas na retenção da radiação solar, tende a suavizar a tendência decorrente do efeito indireto dos aerossóis, qualquer que seja o sinal da mesma. Este amortecimento pode ser entendido como uma resposta direta da menor disponibilidade de energia no sistema.

13) Observou-se forte impacto dos aerossóis na estrutura dinâmica do processo de precipitação. Foram observadas velocidades ascendentes cerca de 4 a 6 vezes maiores para os cenários poluídos, com menor intensidade quando o efeito radiativo foi considerado. Para os movimentos descendentes a variação ocorreu com menor intensidade.

14) Com alta concentração de CCN observou-se que ocorre um retardamento no nascimento e, em menor intensidade, no desaparecimento das células. Isso indica que o processo de precipitação em condições poluídas, além de ser menos disperso no espaço, também é menos disperso no tempo, justificando, de forma complementar, o fato de se ter menor quantidade média de precipitação acumulada na grade quando em condições poluídas.

15) Os resultados indicaram que, para os cenários onde se verificou intenso desenvolvimento da fase fria, houve significativa diminuição das diferenças nos extremos entre cenários limpos e poluídos para a água de nuvem, ao mesmo tempo em que se acentuaram as diferenças para os valores médios na grade. É provável que essa atenuação nas diferenças seja decorrente da conversão de parte da água de nuvem em gelo.

16) Para a água de chuva na presença da fase fria observou-se que os máximos não foram tão acentuados e as médias não foram tão reduzidas quanto àqueles observados para a situação de nuvens quentes. O efeito da presença de um maior número de IN não mostrou efeito significativo sobre a água de chuva enquanto que a presença do efeito radiativo contribuiu para atenuar o efeito dos CCN.

17) A quantidade de gelo aumentou significativamente com o aumento na concentração de CCN, sendo menos acentuado com a presença de um maior número de cristais de gelo e com o efeito radiativo. Ao contrário do que se observou para as demais categorias, o efeito maior se deu para os valores médios e não para os máximos.

18) A quantidade de cristais de neve aumentou, tanto em valores máximos quanto em valores médios para todos os cenários poluídos. Este aumento foi essencialmente devido aos cristais primários, estes de menor tamanho.

19) Cristais de neve em seu estágio não primário constituiu-se na única categoria de gelo em que se observou uma diminuição como consequência de um aumento na concentração de aerossóis na atmosfera. O efeito de diminuição responde tanto à mudança na quantidade de CCN e IN quanto de radiação disponível. Este efeito pode ser entendido como uma consequência da competição dos cristais por vapor d'água.

20) Com relação ao efeito dos aerossóis no balanço energético na superfície observou-se a presença de um quadro paradoxal em que, como CCN, os aerossóis atmosféricos reduzem a cobertura de nuvens aumentando o aquecimento da camada limite e da superfície e, na interação com a radiação como partículas de fuligem, os aerossóis reduzem a energia disponível para o aquecimento da camada limite e da superfície, devido à retenção nas camadas superiores, causando um efeito de resfriamento na superfície. Dada a natureza variável das propriedades dos aerossóis no tempo e no espaço, é muito provável que os efeitos possam se alternar, dependendo do quanto sejam eficientes como CCN ou em interagir com a radiação.

21) A análise de aspectos relacionados à eficiência de colisão, juntamente com resultados de experimentos numéricos, permitiu concluir que a forma da distribuição é predominante sobre o número de partículas no impacto observado sobre o total de precipitação.

22) Com a menor eficiência do processo de precipitação quando em condições de alta concentração de partículas, um maior número de ciclos são necessários para que o vapor retorne à superfície na forma de chuva, conseqüentemente acarretando maior tempo de residência e menor eficiência de remoção das partículas. Portanto, o tempo de residência das partículas na troposfera é inversamente relacionado à eficiência do processo de precipitação. Concluiu-se dessa forma que, o impacto dos aerossóis em promover a baixa eficiência de precipitação, promove simultaneamente a expansão da pluma de partículas que pode atingir dimensões de grande escala no final da estação seca. Em adição à menor eficiência do processo decorrente do aumento no número de partículas, contribui também o fato de que os aerossóis de biomassa

podem ser considerados como relativamente pouco eficientes como CCN e, por consequência, contribuem para um aumento no tempo de residência.

Deve-se levar em conta que os resultados deste trabalho, principalmente aqueles de ordem computacional, são aproximados. Eles podem se tornar de melhor qualidade quando houver o envolvimento de maior detalhamento e capacidade computacional. Maior capacidade computacional possibilita maior resolução, neste caso exige-se maior detalhamento dos processos envolvidos. Todavia, este trabalho não tem a pretensão de ser conclusivo em seus resultados. Deve-se lembrar sempre que as nuvens respondem à atmosfera em uma maneira complexa.

Pode-se dizer ainda que as nuvens respondem aos diversos agentes atmosféricos de forma altamente não linear, os aerossóis representam apenas um dos muitos agentes que determinam esta não linearidade. Deve-se olhar para a natureza como ela realmente se apresenta, complexa. Em síntese é possível afirmar que os modelos atmosféricos atualmente disponíveis (no caso específico deste trabalho, o RAMS) constituem-se em ferramentas de grande utilidade na concepção de cenários conceituais sobre os impactos das atividades humanas. Além disso, têm se revelado como importantes indicadores de aspectos de abordagem não concebidos anteriormente à realização deste estudo, como por exemplo, a questão de modificação da eficiência do ciclo hidrológico em processar vapor e aerossóis, a ponderação entre concentração e forma das distribuições de hidrometeoros e a dispersão dos campos de precipitação, todos podendo ter consequências importantes para o comportamento da atmosfera.

Este trabalho, revendo a literatura, analisando as medidas realizadas na Amazônia durante o experimento LBA e simulando cenários consistentes com as observações da natureza, permitiu a visualização de um quadro de múltiplas possibilidades para o efeito dos aerossóis na precipitação. Partindo das evidências de que a concentração de gases do efeito estufa tem aumentado nas últimas décadas, admite-se que os aerossóis atmosféricos, no seu conjunto, têm aumentado de forma semelhante. O aspecto, de que as mudanças climáticas têm uma componente associada às atividades humanas, é consensual (Oreskes, 2005). O que não era parte da discussão até recentemente é como a temperatura, e por consequência o ciclo hidrológico, responderiam à componente antropogênica dos aerossóis tomando parte no processo. A temperatura do planeta e o ciclo hidrológico estão naturalmente ligados entre si. O ciclo hidrológico e os aerossóis também estão inter-relacionados. Nesse sentido, a discussão de

aspectos ligados ao aquecimento global tem necessariamente que considerar o papel dos aerossóis.

5.2 Perspectivas

O trabalho mais urgente que se verifica ao final desta tese é a modelagem do aerossol atmosférico. Os aerossóis devem ser representados no modelo com o mesmo grau de explicitação que é feito com a precipitação. Este módulo de aerossóis deve interagir com a microfísica, fornecendo à mesma, parâmetros mais consistentes com o ambiente atmosférico de desenvolvimento das nuvens. A grande limitação para se definir a concentração de CCN de forma dinâmica no processo de modelagem é, justamente, estabelecer uma dinâmica mínima dos aerossóis. Os CCN, numa primeira hipótese, podem ser considerados como uma fração desses aerossóis. Isso por si só já garante maior legitimidade ao processo porque se conta com a possibilidade de que diferentes nuvens sejam formadas por diferentes concentrações de gotículas, não pelo fato de que tenham mais ou menos excesso de vapor (situação atual no RAMS), mas pelo fato de que estão em regiões com diferentes concentrações de aerossóis.

Um módulo preliminar de aerossóis já está em andamento, sinalizando para aspectos importantes e que justificam o desenvolvimento nessa direção. Esse módulo preliminar parte de um elemento arbitrário de emissão que deverá ser substituído por um fator de emissão consistente com medidas. Quando for atingido este ponto, a concentração de CCN passará a ser uma fração do número de aerossóis acumulados na atmosfera. Após isso, uma ligação consistente entre emissão das queimadas, acumulação de aerossóis, CCN e todos os processos que definem a dinâmica dos aerossóis na natureza (deposição, coagulação, nucleação, emissão por outras fontes, etc...) podem ser inseridos gradativamente, tornando o modelo cada vez mais próximo de representar o que realmente se passa na natureza.

Para que os efeitos dos aerossóis no processo de precipitação se tornem mais bem dimensionados, além de sua modelagem, é necessário que se estenda a discussão para outros atores importantes do cenário atmosférico. Diretamente relacionado a este aspecto está a questão dos inventários de emissão. Inventariar as emissões dos aerossóis e das espécies gasosas com alta resolução constitui-se em etapa fundamental do processo de simulação. A previsão de cenários futuros depende de uma condição inicial que, do ponto de vista das emissões, deve ser mínima, necessária e suficientemente representativa das emissões, em particular de ambientes urbanos. Não existem inventários atuais que se prestem às necessidades dos modelos regionais, estes têm que ser construídos. Inventários globais não atendem às necessidades dos modelos regionais.

Testes realizados durante a execução deste trabalho mostraram sucesso ao se usar imagens de satélite na representação de áreas urbanas. Ao mesmo tempo observou-se que a geometria da ocupação urbana guarda excelente correlação com o número de veículos de cada área urbanizada, acenando para a possibilidade de que informações obtidas em um centro em particular possam ser estendidas para uma região como um todo.

Um terceiro ator importante nesta seqüência de perspectivas diz respeito à cobertura vegetal. Alguns testes realizados durante este trabalho mostraram que a atividade convectiva é extremamente sensível à cobertura vegetal. Uma análise particular para a região amazônica, local de intensas mudanças no uso do solo, mostra que os arquivos atualmente em uso estão desatualizados. Recentes imagens de satélites têm mostrado que a geometria do desmatamento na região difere completamente daquela atualmente em uso. Nesse sentido, a atualização dos arquivos de vegetação se coloca como uma das perspectivas imediatas de ação, vindo logo na seqüência da modelagem dos aerossóis e que está associada à questão dos inventários.

REFERÊNCIAS

- Ackerman, A. S., M. P. Kirkpatrick, D. E. Stevens, O. B. Toon, 2004: The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, 432, 1014-1017.
- Ackerman, A. S., O. B. Toon, J. P. Taylor, D. W. Johnson, P. V. Hobbs, R. J. Ferek, 2000: Effects of aerosols on cloud albedo: Evaluation of Twomey's parametrization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2684-2695.
- Ackerman, A. S., O. B. Toon, P. V. Hobbs, 1993: Dissipation of marine stratiform clouds and collapse of the marine boundary layer due to the depletion of cloud condensation nuclei by clouds, *Science*, 262, 226-228.
- Ackerman, A. S., P. V. Hobbs, O. B. Toon, 1995: A model for particle microphysics, turbulent mixing, and radiative Transfer in the stratocumulus-topped marine boundary layer and comparisons with measurements. *J. Atmos. Sci.* 52, 1204-1236.
- Albrecht, B. A., 1993: The effects of drizzle on the thermodynamic structure of the trade wind boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 98, 7327– 7337.
- Albrecht, B. A., T. Sharon, H. Jonsson, P. Minnis, J. K. Ayers, M. M. Khaiyer, 2004: Evidence for natural variability in marine stratocumulus cloud properties due to cloud-aerosol interactions. *Proc. 14th Int. Conf. Clouds and Precipitation*, Bologna, Italy, 18-23 July.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230.
- Alkezweeny, A. J., D. A. Burrows, C. A. Grainger, 1992: Measurements of cloud-droplet-size distributions in polluted and unpolluted stratiform clouds. *J. Appl. Meteor.*, 32, 106-115.
- Almeida, F. C., G. W. Munroe, C. A. R. Morales, M. C. Pereira, F. A. Barros, A. J. C. Sampaio, J. C. P. Oliveira, 1992: An instrumented aircraft for tropical precipitation physics research: description and opportunity, *WMP report*, 19, 145-150.
- Alpert, P., T. Ben-Gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero, S. Michaelides, A. Manes, 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 11, 31.1–31.4, doi: 10.1029/2001GL01354.

- Anderson, T. L., R. J. Charlson, S. E. Schwartz, R. Knutti, O. Boucher, H. Rodhe, J. Heintzenberg, 2003: Climate forcing by aerosols - a hazy picture. *Science*, 300, 1103-1104.
- Andreae, M. O., 1995: Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. In: *World Survey of Climatology. Vol. 16: Future Climates of the World*, ed. A. Henderson-Sellers, pp. 341-392. Elsevier, Amsterdam.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, M. A. F. Silva Dias, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337-1342.
- Artaxo, P., F. Gerab, M. A. Yamasoe, J. V. Martins, 1994: Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 99, D11, 22,857–22,868.
- Artaxo, P., J. V. Martins, M. A. Yamasoe, A. S. Procópio, T. M. Pauliquevis, M. O. Andreae, P. Guyon, L. V. Gatti, A. M. Cordova Leal, 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20): 49.1-49.14.
- Bailey, M., J. Hallett, 2004: Growth rates and habits of ice crystals between -20 and -70 °C. *J. Atmos. Sci.*, 61, 514-544.
- Berry, E. X., R. L. Reinhardt, 1974: An analysis of cloud droplet growth by collection: Part I. Double distributions. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1814–1824.
- Bond, T. C., D. G. Streets, K. F. Yarber, S. M. Nelson, J.-H. Woo, Z. Klimont, 2004: A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.*, 109, D14203, doi:10.1029/2003JD003697.
- Borys, R. D., D. H. Lowenthal, S. A. Cohn, W. O. J. Brown, 2003: Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL016855.
- Bott, A., 1997: A numerical model of the cloud-topped planetary boundary-layer: Impact of aerosol particles on radiative forcing of stratiform clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 631-656.
- Braham, R. R., Jr., 1968: Meteorological bases for precipitation development. *Bul. A. Met. Soc.*, 49, 343-353.
- Brasseur, G. P., R. G. Prinn, A. A. Pszenny, 2003: *Atmospheric chemistry in a changing world*, 300pp., Springer.

- Brenguier, J. -L., H. Pawlowska, L. Schuller, R. Preusker, J. Fischer, Y. Fouquart, 2000: Radiative properties of boundary layer clouds: droplet effective radius versus number concentration. *J. Atmos. Sci.*, 57, 803-821.
- Bruintjes, R., 2003: Similarities between the effects of hygroscopic seeding and anthropogenic pollution on clouds. 8th WMO Scientific Conference on Weather Modification, Casablanca, Morocco.
- Charlson, R. J., J. E. Lovelock, M. O. Andreae, S. G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 655-661.
- Chen, C., W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of the strato-cumulus-capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, 25: 289-321.
- Cifelli, R., W. A. Petersen, L. D. Carey, S. A. Rutledge, M. A. F. Silva Dias, 2002: Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2000JD000264.
- Coakley Jr., J. A., P. A. Durkee, K. Nielsen, J. P. Taylor, S. Platnick, B. A. Albrecht, D. Babb, F.-L. Chang, W. R. Tahnk, C. S. Bretherton, P. V. Hobbs, 1987: The Appearance and Disappearance of Ship Tracks on Large Spatial Scales. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2765–2778
- Coakley, J. A., Jr., C. D. Walsh, 2002: Limits to the aerosol indirect radiative effect derived from observations of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59, 668-680.
- Colle, B. A., J. B. Olson, J. S. Tongue, 2003: Multi-season verification of the MM5: Part I, Comparison with the Eta over the Central and Eastern U.S. and impact of MM5 resolution. *Weather Forecasting*, 18, 431-457.
- Cooper, W. A., G. Vali, 1981: The origin of ice in mountain cap clouds. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1244-1259.
- Cotton, W. R., R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, 883 pp..
- Cotton, W. R., R. A. Sr. Pielke, R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnelly, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Carrio, J. P. McFadden, 2003: RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteor. Atm.*, 82, 5–29.
- Crutzen, P. J., M. O. Andreae, 1990: Biomass burning in the tropics – Impact on the atmospheric tropics and biogeochemical cycles. *Science*, 250, 1669-1678.
- Decesari, S., S. Fuzzi, M. C. Facchini, M. Mircea, L. Emblico, F. Cavalli, W. Maenhaut, X. Chi, G. Schkolnik, A. Falkovich, Y. Rudich, M. Claeys, V. Pashynska, G. Vas, I. Kourtshev, R.

- Vermeulen, A. Hoffer, M. O. Andreae, E. Tagliavini, F. Moretti, P. Artaxo, 2006: Characterization of the organic composition of aerosols from Rondônia, Brazil, during the LBA-SMOCC 2002 experiment and its representation through model compounds. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 375–402.
- DeMott, P. J., D. J. Cziczo, A. J. Prenni, D. M. Murphy, S. M. Kreidenweis, D. S. Thomson, R. Borys, and D. C. Rogers, 2003: Measurements of the concentration and composition of nuclei for cirrus formation. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA* 100, 14655-14660.
- DeMott, P. J., M. P. Meyers, W. R. Cotton, 1994: Parameterization and impact of ice initiation processes relevant to numerical model simulations of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 51, 79-90.
- Eagan, R. C., P. V. Hobbs, L. F. Hadke, 1974: Particle emissions from a large kraft paper mill and their effects on the microstructure of warm clouds. *J. Appl. Meteorol.*, 13, 535-552.
- Elliott, W. P., 1970. Comments on “Cloud condensation nuclei from industrial sources and their apparent influence on precipitation in Washington State”. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1215-1216.
- Feichter, J., E. Roeckner, U. Lohmann, B. Liepert, 2004: Nonlinear aspects of the climate response to greenhouse gas and aerosol forcing. *J. Climate*, 2384–2398.
- Feichter, J., U. Lohmann, I. Schult, 1997: The atmospheric sulfur cycle and its impact on the shortwave radiation. *Clim. Dyn.*, 13, 235-246.
- Feingold, G., W. R. Cotton, S. M. Kreidenweis, J. T. Davis, 1999: Impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in marine stratocumulus: Implications for cloud radiative properties, *J. Atmos. Sci.*, 56, 4100–4117.
- Fish, G., J. Tota, L. A. T. Machado, M. A. F. Silva Dias, R. F. F. Lyra, C. A. Nobre, A. J. Dolman, J. H. C. Gash, 2004: The convective boundary layer over pasture and Forest in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 47-59.
- Fitzgerald, J. W., P. A. Spyers-Duran, 1973: Changes in cloud nucleus concentration and cloud droplet size distribution associated with pollution from St. Louis, *J. Appl. Meteor.*, 12, 511-516.
- Flatau, P. J., G. J. Tripoli, J. Verlinde, W. R. Cotton, 1989: The CSU-RAMS cloud microphysical module; general theory and documentation, Colorado State University, Dept. Atmos. Sci., Fort Collins, 88 pp.
- Fletcher, N. H., 1962: *The Physics of Rainclouds*. Cambridge University Press, 386 pp.

- Flossmann, A. I., W. D. Hall, H. R. Pruppacher, 1985: A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops. *J. Atmos. Sci.*, 42, 583–606.
- Foukal, P., C. Frohlich, H. Spruit, T. M. L. Wigley, 2006: Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate, *Nature*, 443, 161-166.
- Freitas, E. D., C. Rozoff, W. R. Cotton, P. L. Silva Dias, 2006: Interactions of urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo – Brazil. *Boundary-Layer Meteorology*. In Press.
- Gandu A. W., P. L. Silva Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence, *J. Geophys. Res.*, 103, D6, 6001-6015.
- Ghan, S. J., L. R. Leung, R. C. Easter, H. Abdul-Hazzak, 1997: Prediction of cloud droplet number in a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 102, 21777-21794.
- Gonçalves, F. L. T., 1993: Núcleos de gelo biogênicos em *Coffea arabica* L. Dissertação de mestrado, IB-USP, 138 pp.
- Gonçalves, F. L. T., O. Massambani, 1993: The bacteria *Pseudomonas syringae* pv. *garceae* and *uredinospores* of *Hemileia vastatrix* Berk. & Br. as ice nuclei observed in Southern Brazil. XXIII International Congress of Biometeorology.
- Gong, S. L., L. Barrie, M. Lazare, 2002: Canadian Aerosol Model (CAM): A size-segregated simulation of atmospheric aerosol process for climate and air quality models 2. Global sea-salt aerosol and its budgets. *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4779, doi:10.209/2001JD002004.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787.
- Hallet, J., S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249, 26-28.
- Han, Q., W. B. Rossow, A. A. Lacis, 1994: Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. *J. Climate* 7, 465-497.
- Han, Q., W. B. Rossow, J. Chou, R. M. Welch, 1998: Global survey of the relationships of cloud albedo and liquid water path with droplet size using ISCCP. *J. Climate*, 11, 1516-1528.
- Han, Q., W. B. Rossow, J. Zeng, R. Welch, 2002: Three different behaviors of liquid water path of water clouds in aerosol-cloud interactions. *J. Atmos. Sci.* 59, 726-735.

- Hansen, J. E., M. Sato, R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864.
- Hansen, J., L. Nazarenko, R. Ruedy, M. Sato, J. Willis, A. Del Genio, D. Koch, A. Lacis, K. Lo, S. Menon, T. Novakov, J. Perlwitz, G. Russell, G. A. Schmidt, N. Tausnev, 2005: Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications. *Science*, 308, 1431-1435.
- Harrington, J. Y., M. P. Meyers, R. L Walko, W. R. Cotton, 1995: Parameterization of ice crystal conversion processes due to vapor deposition for mesoscale models using double-moment basis functions. Part I: Basic formulation and parcel model results. *J. Atmos. Sci.*, 52, 4344-4366.
- Harshvardhan, S. E. Schwartz, C. M. Benkovitz, 2002: Aerosol influence on cloud microphysics examined by satellite measurements and chemical transport modeling. *J. Atmos. Sci.*, 59, 714-725.
- Helfand, H. M., E. Kalnay, 1983: A model to determine open or closed cellular convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 631-650.
- Hess, M., P. Koepke, I. Schult, 1998: Optical properties of aerosols and clouds: the software package OPAC. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 79, 831-844.
- Heymsfield, A. J., 1975: Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part II: The structure and circulations of the cirrus uncinus generating head. *J. Atmos. Sci.*, 32, 809-819.
- Heymsfield, A. J., L. Miloshevich, 1993: Homogenous ice nucleation and supercooled liquid water in orographic wave clouds. *J. Atmos. Sc.*, 50, 2335-2353.
- Hindman, E. E., P. M. Tag, B. A. Silverman, P. V. Hobbs, 1977: Cloud condensation nuclei from a paper mill. Part II: Calculated effects on rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 16, 753-755.
- Hindman, E. E., P. V. Hobbs, L. F. Radke, 1977: Cloud condensation nuclei from a paper mill. Part I: Measured effects on clouds. *J. Appl. Meteor.*, 16, 745-752.
- Hindman, E. E., W. M. Porch, J. D. Hudson, P. A. Durkee, 1995: Ship produced cloud lines of 13 July 1991. *Atmos. Environ.* 54, 3393-3403.
- Hindman, E. E., E. J Carter, R. D Borys, D. L Mitchell, 1992: Collecting supercooled droplets as a function of droplet size. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 9, 337-353.
- Hobbs, P. V., 1969: Ice multiplication in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 26, 315-318.

- Hobbs, P. V., H. Harrison, E. Robinson, 1974: Atmospheric effects of pollutants. *Science*, 183, 909-915.
- Hobbs, P. V., J. D. Locatelli, 1970: Ice nucleus measurements at three sites in Western Washington. *J. Atmos. Sci.*, 27, 90-100.
- Hobbs, P. V., L. F. Radke, S. E., Shumway, 1970: Cloud condensation nuclei from industrial sources and their apparent influence on precipitation in Washington State. *J. Atmos. Sci.*, 27, 81-89.
- Hobbs, P. V., T. J. Garrett, R. J. Ferek, S. R. Strader, D. A. Hegg, G. M. Frick, W. A. Hoppel, R. F. Gasparovic, L. M. Russell, D. W. Johnson, C. O'Dowd, P. A. Durkee, K. E. Nielsen, G. Innis, 2000: Emissions from ships with respect to their effects on cloud. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2570–2590.
- Hobbs, P. V., L. F. Radke, 1969: Cloud condensation nuclei from a simulated forest fire. *Science*, 163, 279-280.
- Hulme, M., T. J. Osborn, T. C. Johns, 1998: Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3379-3382.
- IPCC 2001. In *Climate change 2001: The Scientific basis*, ed. T. J. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, pp. 289-348. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2001: Third assessment report of the IPCC (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/160.htm).
- Jacobson, M. Z., 1999: *Fundamentals of Atmospheric Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jacobson, M. Z., 2002: Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter: possibly the most effective method of slowing global warming. *J. Geophys. Res.* 107: 10.1029/2001JD001376.
- Johnson, B. T., K. P. Shine, P. M. Forster, 2004: The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 1407-1422.
- Kaufman, Y. J., T. Nakajima, 1993: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo - Analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.*, 32, 729-744.
- Kawamoto, K., T. Nakajima, 2003: Seasonal variation of cloud particle size as derived from AVHRR remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017437.

- Khain, A. P., A. Pokrovsky, 2004: Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part II: Sensitivity studies. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2983-3001.
- Khain, A. P., A. Pokrovsky, I. Sednev, 1999: Some effects of cloud-aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation: numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model. *Atmos. Res.*, 52, 195-220.
- Khain, A. P., A. Pokrovsky, M. Pinsky, A. Seifert, V. Philips, 2004: Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible applications. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2963-2982.
- Khain, A. P., D. Rosenfeld, A. Pokrovsky, 2001: Simulating convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5°C using a spectral microphysics model, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3887–3890.
- Khain, A. P., I. Sednev, 1995: Simulation of hydrometeor size spectra evolution by water-water, ice-water, and ice-ice interactions. *Atmos. Res.*, 36, 729-744.
- Khain, A., M. Ovtchinnikov, M. Pinsky, A. Pokrovsky, H. Krugliak, 2000: Notes on the state of the art numerical modeling of cloud microphysics. Review. *Atmos. Res.*, 55, 159-224.
- Kiehl, J. T., K. E. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197-208.
- Kocmond, W. C., E. J. Mack, 1972: The vertical distribution of cloud and aiten nuclei downwind of urban pollution sources, *J. Appl. Meteor.*, 11, 141-148.
- Koenig, L. R., 1963: The glaciating behavior of small cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 20, 29-47.
- Kogan, Y. L., 1991: The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiments, *J. Atmos. Sci.*, 48, 1160-1189.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. V. Martins, 2004: Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, 303, 1342–1345.
- Kulmala, M., T. Suni, K. E. J. Lehtinen, M. Dal Maso, M. Boy, A. Reissell, U. Rannik, P. Aalto, P. Keronen, H. Hakola, J. Back, T. Hoffmann, T. Vesala, P. Hari, 2003: A new feedback

- mechanism linking forests, aerosols and climate. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 3, 6093-6107.
- Leitch, W. R., G. A. Isaac, J. W. Strapp, C. M. Banic, H. A. Wiebe, 1992: The relationship between cloud droplet number concentration and anthropogenic pollution: Observations and climatic implications. *J. Geophys. Res.*, 97, 2463-2474.
- Lelieveld, J., H. Berresheim, S. Borrmann, P. J. Crutzen, F. J. Dentener, H. Fischer, J. Feichter, P. J. Flatau, J. Heland, R. Holzinger, R. Kormann, M. G. Lawrence, Z. Levin, K. M. Markowicz, N. Mihalopoulos, A. Minikin, V. Ramanathan, M. de Reus,¹ G. J. Roelofs, H. A. Scheeren, J. Sciare, H. Schlager, M. Schultz, P. Siegmund, B. Steil, E. G. Stephanou, P. Stier, M. Traub, C. Warneke, J. Williams, H. Ziereis, 2002: Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean. *Science*, 298, 794-799.
- Levin, L. M., Y. S. Sedunov, 1966: Stochastic condensation of drops and kinetics of cloud spectrum formation. *J. Rech. Atmos.*, 2, 425-432.
- Levin, Z., S. A. Yankosky, 1983: Contact versus immersion freezing of freely suspended droplets by bacterial ice nuclei. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1964-1967.
- Liepert, B. G., 2002: Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1421, 10.1029/2002GL014910.
- Liepert, B. G., J. Feichter, U. Lohmann, E. Roeckner, 2004: Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06207, doi:10.1029/2003GL019060.
- Lindow, S. E., D. C. Arny, C. D. Upper, 1976: The role of bacterial ice nuclei in frost injury to sensitive plants. *Plant Cold Hardiness and Freezing Stress*, 243-263.
- Liu, Y., P. H. Daum, 2002: Indirect warming effect from dispersion forcing. *Nature*, 419, 580-581.
- Liu, Y., Y. You, W. Yang, F. Liu, 1995: On the size distribution of cloud droplets. *Atmos. Res.*, 35, 201-216.
- Lohmann, U., 2002: Possible aerosol effects on ice clouds via contact nucleation. *J. Atmos. Sci.*, 59, 647-656.
- Lohmann, U., J. Feichter, 2004: Global indirect aerosol effects: a review, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 4, 7561-7614.
- Ludlam, F. H., 1966: Cumulus and cumulonimbus convection. *Tellus*, 17, 687-698.

- Mather, G. K., 1991: Coalescence enhancement in large multicell storms caused by the emissions from a Kraft paper mill. *J. Appl. Meteor.*, 30, 1134-1146.
- McInnes, L. M., D. S. Covert, P. K. Quinn, M. S. Germani, 1994: Measurements of chloride depletion and sulfur enrichment in individual sea salt particles collected from the marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, 99, 8257-8268.
- Mendes, K. C., 1995: Calibração de um contador fotoelétrico de núcleos de condensação de nuvens. Tese de Mestrado, Departamento de Física, Universidade Federal do Ceará, 121 pp.
- Meneguzzo, F., M. Pasqui, G. Menduni, G. Messeri, B. Gozzini, D. Grifoni, M. Rossi, G. Maracchi, 2004: "Sensitivity of meteorological high-resolution numerical simulations of the biggest floods occurred over the Arno river basin, Italy, in the 20th century". *J. Hydrology*, 288, 37-56.
- Menon, S., 2004: Current uncertainties in assessing aerosol effects on climate. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 29, 1-30.
- Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, Y. Luo, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 297, 2250-2253.
- Meyers, M. P., P. J. DeMott, W. R. Cotton, 1992: New primary ice nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 31, 708-721.
- Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, W. R. Cotton, 1997: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: the two moment scheme. *Atmos. Res.*, 45, 3-39.
- Mossop, S. C., 1976: Production of secondary ice particles during the growth of graupel by riming. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 45-57.
- Mossop, S. C., 1985: The origin and concentration of ice crystals in clouds. *Bul. A. Met. Soc.*, 66, 264-273.
- Mossop, S. C., J. Hallett, 1974: Ice crystal concentration in cumulus clouds: Influence of drop spectrum. *Science*, 186, 632-633.
- Mossop, S. C., R. E. Cottis, B. M. Bartlett, 1972: Ice crystal concentrations in cumulus and stratocumulus clouds. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 98, 105-123.
- Negri, A. J., Adler, R., L. Xu, J. Surratt, 2004: The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. *J. Climate*, 17, 1306-1319.

- Nenes, A., R. J. Charlson, M. C. Facchini, M. Kulmala, A. Laaksonen, J. H. Seinfeld, 2002: Can chemical effects on cloud droplet number rival the first indirect effect? *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015295.
- Neves, J. R., C. A. Morales, 2006: A convecção durante o DRY-TO-WET AMC/LBA. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 27 a 01/12/2006, Florianópolis, SC, Brasil.
- Nicholls, S., 1984: The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed-layer model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110, 783–820.
- Nicholson, S. E., B. Somé, B. Kone, 2000: An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *J. Climate*, 13, 2628–2640.
- Oliveira, J. C. P., G. Vali, 1995: Calibration of a photoelectric cloud condensation nucleus counter. *Atmos. Res.*, 38, 237-248.
- Ovtchinnikov, M., Y. L. Kogan, 2000: An investigation of ice production mechanisms in small cumuliform clouds using a 3D model with explicit microphysics. Part I: Model description. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2989-3003.
- Ovtchinnikov, M., Y. L. Kogan, 2000: An investigation of ice production mechanisms in small cumuliform clouds using a 3D model with explicit microphysics. Part II: Case study of new mexico cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3004-3020.
- Parker, D. E., P. D. Jones, C. K. Folland, A. Bevan, 1994: Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 99, 14373-14399.
- Parrish, D. D., 2006: Critical evaluation of US on-road vehicle emission inventories, *Atmos. Environ.*, 40, 2288-2300.
- Peng, Y., U. Lohmann, 2003: Sensitivity study of the spectral dispersion of the cloud droplet size distribution on the indirect aerosol effect. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1507, doi:10.1029/2003GL017192.
- Perry, K. D., P. V. Hobbs, 1996: Influences of isolated cumulus clouds on the humidity of their surroundings. *J. Atmos. Sci.*, 53, 159-174.
- Peterson, T. C., V. S. Golubev, P. Y. Groisman, 1995: Evaporation losing its strength. *Nature*, 377, 687-688.

- Pielke, R. E., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee, J. H. Copeland, 1992: A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 69-91.
- Pincus, R., M. A. Baker, 1994: Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. *Nature*, 372, 250-252.
- Pinker, R. T., B. Zhang, E. G. Dutton, 2005: Do Satellites Detect Trends in Surface Solar Radiation? *Science* 308, 850-854.
- Pinsky, M., A. P. Khain, M. Shapiro, 2001: Collision efficiency of drops in a wide range of Reynolds numbers: Effects of pressure on spectrum evolution. *J. Atmos. Sci.* 58, 742-764.
- Platnick, S., P. A. Durkee, K. Nielson, J. P. Taylor, S. -C. Tsay, M. D. King, R. J. Ferek, P. V. Hobbs, J. W. Rottman, 2000: The role of background cloud microphysics in the radiative formation of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2607-2624.
- Porch, W. M., C. J. Kao, R. G. Kelley Jr., 1990: Ship trails and ship induced cloud dynamics. *Atmos. Environ.*, 24A, 1051-1059.
- Prins, E. M., J. M. Feltz, W. P. Menzel, D. E. Ward, 1998: An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and the 1995 fire season in South America. *J. of Geophys. Res.*, 103 (D24), 31821-31836.
- Procopio, A. S., P. Artaxo, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, J. S. Schafer, B. N. Holben, 2004: Multiyear analysis of amazonian burning smoke radiative forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2003GL018646.
- Pruppacher, H. R., J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers, 954 pp.
- Pruppacher, H. R., R. Jaenicke, 1995: The processing of water vapor and aerosols by atmospheric clouds, a global estimate. *Atmos. Res.*, 38, 283-295.
- Radke, L. F., J. A. Coakley, M. D. King, 1989: Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds. *Science*, 246, 1146-1149.
- Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl, D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294, 2119-2124.
- Randall, D. A., J. A. Coakley, C. W. Fairall, R. A. Kropfli, D. H. Lenschow, 1984: Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64, 1290-1301.

- Reisin, T, Z. Levin, S. Tzivion, 1996: Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part I: Description of the model. *J. Atmos. Sci.*, 53, 497–519.
- Reisner, J, R. M Rasmussen, R. T. Brientjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled water in winter storms using MM5 mesoscale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 1071-1107.
- Roberts, C. R., M. O. Andreae, J. Zhou, P. Artaxo, 2001: Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: “Marine” conditions over a continent? *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2807-2810.
- Roberts, G. C., P. Artaxo, J. Zhou, E. Swietlicki, M. O. Andreae, 2001: Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. *J. of Geophys. Res.*, 107 (D20): 8070-8088, doi:10.1029/2001JD000583.
- Robock, A., M. Mu, K. Vinnikov, I. V. Trofimova, T. I. Adamenko. 2005: Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet). *Geophys. Res. Letters*, 32, L03401, doi:10.1029/2004GL021914.
- Roderick, M. L., G. D. Farquhar, 2002: The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, 298, 1410-1411.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3105-3108.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793–1796.
- Rosenfeld, D., R. Lahav, A. Khain, M. Pinsky, 2002: The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes. *Scienceexpress*, 10.1126/science.1073869.
- Rosenfeld, D., W. L. Woodley, 2000: Convective clouds with sustained highly supercooled liquid water down to -37.5°C. *Nature*, 405, 440-442.
- Schaap, M., H. A. C. D. Van Der Gon, A. J. H. Visschedijk, M. Van Loon, H. M. ten Brink, F. J. Dentener, J.-P. Putaud, B. Guillaume, C. Liousse, P. J. H. Builtjes, 2004: Anthropogenic Black Carbon and Fine Aerosol Distribution over Europe. *J. Geophys. Res.*, 109, D18207, doi:10.1029/2003JD004330.
- Schlamp, R. J., H. R. Pruppacher, A. E. Hamielec, 1975: A numerical investigation of the efficiency with which simple columnar ice crystals collide with supercooled water drops. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2330–2337.

- Schnell, R. C., G. Vali, 1972: Biogenic Ice nuclei: part I. Terrestrial and Marine sources. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1554-1564.
- Schwartz, S. E., 1992: Why is clean air clean?, in *Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface Exchange*, S. E. Schwartz and W. G. N. Slinn, Coords., 1, 393-399. Hemisphere, Washington DC.
- Schwartz, S. E., Harshvardhan, C. M. Benkovitz, 2002: Influence of anthropogenic aerosol on cloud optical depth and albedo shown by satellite measurements and chemical transport modelling. *Geophysics*, 99, 1784-1789.
- Seinfeld, J. H., S. N. Pandis, 1998: *Atmos. Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, John Wiley and Sons, New York, 1326 pp.
- Sen, O. L., Y. Wang, B. Wang, 2004: Impact of Indochina deforestation on the east asian summer monsoon. *J. Climate*, 17, 1366-1380.
- Shepherd, J. M., H. Pierce, A. J. Negri, 2002: Rainfall modification by major urban areas: observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J. Appl. Meteor.*, 41, 689-701.
- Sherwood, S. 2002: A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture, *Science*, 295, 1272-1275.
- Sherwood, S. C., 2002: Aerosols and Ice Particle Size in Tropical Cumulonimbus. *J. Climate*, 15, 1051-1063.
- Silva Dias, M. A. F., P. L. Silva Dias, M. Longo, D. R. Fitzjarrald, A. S. Denning, 2004: River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 111-121.
- Silva Dias, M. A. F., S. Rutledge, P. Kabat, P. L. Silva Dias, C. Nobre, G. Fisch, A. J. Dolman, E. Zipser, M. Garstang, A. Manzi, J. D. Fuentes, H. Rocha, J. Marengo, A. Plana-Fattori, L. Sá, R. Alvalá, M. O. Andreae, P. Artaxo, R. Gielow, L. Gatti, 2002: Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context, *J. Geophys. Res.* 107, D20, LBA, pp. 39.1-39.20, doi: 10.1029/2001JD000335.
- Simpson, J., W.-K. Tao., 1993: The Goddard Cumulus Ensemble model. Part II: Applications for studying cloud precipitating processes and for NASA TRMM. *Terr Atmos Ocean Sci.* (4) 73-116.

- Squires, K., 1958: The microstructure and colloidal stability of warm clouds. *Tellus*, 10, 256–261.
- Stevens, B., G. Vali, K. Comstock, M. C. van Zanten, P. H. Austin, C. S. Bretherton, D. H. Lenschow, 2005: Pockets of Open Cells (POCs) and Drizzle in Marine Stratocumulus. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86, 51–57.
- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M. Werner, Y. Balkanski, M. Schulz, O. Boucher. 2005: The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1125-1156.
- Takahashi, T., T. Endoh, G. Wakahama, N. Fukuta, 1991: Vapor diffusional growth of free falling snow crystals between -3 and -23°C . *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 15–30.
- Tripoli, G. J., W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185-220.
- Twomey, S., 1959: The nuclei of natural cloud formation, Part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Geofis. Pura Appl.*, 43, 243–249..
- Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8, 1251-1256.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.
- Verlinde, J., P. J. Flatau, W. R. Cotton, 1990: Analytical solutions to the collection growth equation: Comparison with approximate methods and application to cloud microphysics parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2871-2880.
- Vestin, A., 2003: Size distribution and cloud nucleating properties of biomass burning aerosol in the Amazon Basin. Master's Thesis, Dept. of Physics, Lund University, 65 pp.
- Walko, R. L., C. J. Tremback, 2001: RAMS - The regional atmospheric modeling system, Version 4.3/4.4, Introduction to RAMS4.3/4.4. ASTER Division. Mission Research Corporation, Fort Collins, CO, USA.
- Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P Meyers, J. Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. *Atmos. Res.*, 38, 29-62.
- Warner, J., 1968: A reduction in rainfall associated with smoke from sugar-cane fires - An inadvertent weather modification? *J. Appl. Meteor.*, 7, 247-251.

- Warner, J., S. Twomey, 1967: The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. *J. Atmos. Sci.*, 24, 704-706.
- Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C. N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak, A. Tsvetkov, 2005: From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface, *Science*, 308, 847-850.
- Wisner, C., H. D. Orville, C. Myers, 1972: A numerical model of a hail-bearing cloud. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1160-1181.
- Xavier, T. M. B. S., A. F. S. Xavier, M. A. F. Silva Dias, 1994: Evolução da precipitação diária num ambiente urbano: o caso da cidade de São Paulo, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 9, 44-53.
- Xue, M., D. Wang, J. Gao, K. Brewster, K. K. Droegemeier, 2003: The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Met. Atmos. Phys.*, 76, 143-165.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu, D.-H. Wang, 2001: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multiscale nonhydrostatic at-mospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Meteor. Atmos. Physics*, 76, 143-165.
- Young, K. C., 1974: The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 31, 768-776.
- Zikmunda, J., G. Vali, 1972: Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1334-1347.

ANEXO A

A PRECIPITAÇÃO NO MODELO RAMS

Os modelos numéricos de nuvens têm sido utilizados com eficiência na compreensão dos processos de formação de nuvens e da precipitação. Ainda assim, esses modelos encontram em si mesmos suas próprias limitações, dado o fato de que normalmente são computacionalmente caros e envolvem sistemas de equações complexos, cujas soluções analíticas encontram-se restritas a casos idealizados, portanto distantes de representar a natureza como ela é. Por outro lado, versões de modelos regionais recentes têm sido eficazes em representar grande número de processos, entre os quais a precipitação, e com alto grau de detalhamento. A representação da precipitação no modelo regional RAMS será o assunto descrito neste anexo.

A.1 Considerações gerais sobre a modelagem da precipitação

Dada a complexidade, os processos microfísicos têm sido preferencialmente abordados sob forma de esquemas de parametrizações, onde são construídas fórmulas alternativas simplificadas no lugar dos complexos modelos teóricos. Um segundo aspecto restritivo à aplicação dos modelos de nuvens está associado ao grande número de processos ainda não muito bem compreendidos. Cabe destacar as propriedades radiativas das nuvens que provavelmente têm um papel relevante no clima da Terra, a estrutura vertical de liberação de calor latente durante as mudanças de fase, a evolução temporal da distribuição de hidrometeoros, a nucleação de cristais de gelo, a dinâmica de interação entre gotas e cristais de gelo, os efeitos da turbulência no interior das nuvens e a interação aerosol-nuvem.

Grande parte dos modelos numéricos desenvolvidos para representar a precipitação presta-se à simulação de processos específicos, tais como células convectivas isoladas e a produção de chuva associada (Kogan, 1991; Reisin et al., 1996); remoção úmida de poluentes atmosféricos (Flossman et al., 1985); evolução dos espectros de hidrometeoros (Khain e Sednev, 1995); interação aerosol-nuvem (Khain et al., 1999); forçante radiativa (Bott, 1997); formação do espectro de gotículas em nuvens (Levin e Sedunov, 1966) e mecanismos de produção de gelo (Ovtchinnikov e Kogan, 2000). Em comum esses modelos possuem a característica de

representar cada tipo de hidrometeoro através de uma distribuição de tamanho em que a massa fica distribuída em classes discretas de tamanhos ao longo do espectro, tornando possível uma forma variável a cada instante do processo de simulação.

À medida que cresce a capacidade dos computadores, torna-se mais próximo da realidade obter soluções mais detalhadas dos processos microfísicos que ocorrem em nuvens, integrando essas soluções aos modelos atmosféricos regionais. Segundo Cotton e Anthes (1989), na modelagem dos processos de precipitação, é importante desenvolver a capacidade de previsão, tanto da quantidade de precipitação quanto do tipo particular de precipitação. Para que essas informações sejam possíveis é necessário um avanço na direção de um maior detalhamento dos complexos processos envolvidos na precipitação. É evidente que essa complexidade existe e qualquer perspectiva de obtenção de um maior grau de certeza seja na quantidade ou no tipo de precipitação passa necessariamente por um detalhamento da água em trânsito.

Ainda no contexto da modelagem da precipitação, existem modelos atmosféricos que têm enfrentado o desafio de incorporar de forma mais explícita os tratamentos numéricos utilizados na representação do fenômeno da precipitação. Cabe destacar nessa direção o modelo RAMS (Pielke et al., 1992; Walko et al., 1995); GCEM (Simpson e Tao, 1993); MM5 (Reisner et al., 1998); ARPS (Xue et al., 2001; Xue et al., 2003). São exemplos de modelos que têm sido usados em casos de estudo associados à variação nas opções físicas e seu impacto na previsão, com elevada resolução espacial, chegando a alguns poucos quilômetros na escala horizontal (Colle et al., 2003), ou até mesmo a algumas centenas de metros (Khain e Pokrovsky, 2004).

Em comum os modelos citados incluem opção de aninhamento de grades, uso de processamento paralelo, assimilação de dados quadri-dimensional, bom nível de detalhamento dos processos físicos representados e disponibilidade múltipla de opções físicas adequadas às especificidades de cada usuário. Em geral esses modelos descrevem as categorias de água através de uma função de distribuição que mantém constante a sua forma durante o processo de integração, reduzindo assim o número de variáveis e tornando-se computacionalmente mais baratos. Paralelamente, a representação do espectro de hidrometeoros por um determinado número de classes de tamanho também tem sido implementada em alguns modelos. Porém, neste caso o custo computacional se eleva, exigindo mais tempo e memória dos computadores, reduzindo a aplicabilidade a sistemas convectivos isolados específicos. Como resultado, a maior parte dos modelos de mesoescala que tratam o processo de precipitação, usam uma função de distribuição para representar os hidrometeoros.

A.2 Características gerais do modelo RAMS

O modelo RAMS foi originalmente desenvolvido nos primórdios de 1970, essencialmente como uma ferramenta de pesquisa. Desde então um grande número de melhorias tem sido introduzido de maneira que atualmente o modelo se presta tanto à atividade de pesquisa como ao serviço de previsão do tempo em mais de uma centena de instituições em torno do mundo. Recentes melhorias têm focado tanto a concepção física do modelo como a arquitetura computacional. Uma descrição completa com maior detalhe sobre a estrutura do modelo, incluindo as equações gerais, parametrizações e evolução ao longo dos anos, pode ser encontrada em Trípoli e Cotton (1982), Flatau et al. (1989), Pielke et al. (1992), Walko et al. (1995) e Meyers et al. (1997). O atual status e as perspectivas futuras podem ser encontrados em Cotton et al. (2003). O modelo representa hoje o estado da arte em modelagem numérica, sendo continuamente melhorado com base em trabalhos multidisciplinares envolvendo a participação de programadores, meteorologistas, agrônomos, físicos, químicos, matemáticos, engenheiros e profissionais de diversas outras especialidades.

O modelo RAMS foi inicialmente introduzido no Brasil através da Universidade de São Paulo (USP) em 1989. Desde então o RAMS tem sido constantemente usado em estudos que envolvem modelagem de sistemas de mesoescala, brisa marítima, previsão do tempo e como ferramenta de apoio à pesquisa. Exemplos de uso do modelo como ferramenta de apoio à pesquisa são os projetos temáticos, tais como: Chuvas de Verão (FAPESP 93/0545-1), Poluição Atmosférica em São Paulo (FAPESP 96/1402-4) e LBA (FAPESP 01/06908-7). Ao longo dos últimos anos um grande número de dissertações e teses tem sido desenvolvido no Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP, constituindo-se em documentos que tratam com maior profundidade os processos em específico que são representados no modelo RAMS.

O modelo atmosférico RAMS foi construído em torno de um conjunto de equações tridimensionais e não hidrostáticas que descrevem a dinâmica, a termodinâmica e a conservação da água em suas três fases. Este conjunto de equações é suplementado por uma ampla seleção de parametrizações de processos como a difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, formação de nuvens e precipitação, efeitos do terreno (solo-vegetação), convecção e troca de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera. As opções disponíveis para a iniciação do modelo compreendem a inicialização homogênea e heterogênea. Na inicialização horizontalmente homogênea, apenas uma sondagem é utilizada como dado de entrada para o modelo (os valores das variáveis são constantes na horizontal). No caso heterogêneo, os dados podem ser assimilados em cada ponto de grade (dados provenientes de estações, sondagens ou análises fornecidas por modelos). Quanto à estrutura de grade, o RAMS utiliza grade horizontal do tipo C

de Arakawa, com as componentes da velocidade intercaladas entre os pontos de grade e as demais variáveis definidas no ponto de grade. A estrutura vertical da grade é definida pela coordenada σ_z , onde o topo do modelo é plano e a base acompanha o terreno. Estrutura de grade aninhada pode ser utilizada pelo RAMS quando há necessidade de alta resolução espacial para uma determinada localização.

A parametrização da precipitação presente no modelo RAMS simula todas as mudanças de fase que ocorre com a água (sólido \leftrightarrow líquido \leftrightarrow vapor \leftrightarrow sólido), incluindo as trocas de calor envolvidas nas mudanças. A presença de água na atmosfera é descrita através das três fases, nas seguintes categorias: vapor d'água (fase gasosa), gotículas de nuvem e gotas de chuva (fase líquida), gelo primário, neve e agregados (fase sólida), granizos e pequenos granizos (fase mista de líquido e sólido). As gotículas de nuvem e gotas de chuva podem estar super-resfriadas e os granizos podem estar totalmente solidificados. As gotículas são consideradas pequenas o suficiente para não precipitarem através da nuvem, enquanto que as demais categorias precipitam. A nucleação direta a partir do vapor d'água só é permitida para as gotículas e gelo primário (este último cresce apenas por deposição). Os agregados são definidos como as partículas de gelo que se formam por colisão e coalescência de gelo primário e neve. Gelo primário, neve e agregados possuem baixa densidade e pequena velocidade de queda, enquanto que pequenos granizos possuem densidade intermediária e forma aproximadamente esférica.

Dado o objetivo deste trabalho, e não obstante o fato de que os demais fenômenos representados no modelo têm a mesma importância que o processo da precipitação, subte-se a complementaridade dos demais documentos anteriormente mencionados, ficando então o foco da discussão na modelagem do fenômeno da precipitação.

A.3 Iniciação dos processos microfísicos

Essencialmente a parametrização da microfísica descreve a evolução das categorias de hidrometeoros no tempo, os mecanismos de interação entre as mesmas e a permanente troca de vapor e calor com a fase gasosa. As categorias inicialmente ativadas são as gotículas de nuvem e os cristais de gelo. Ambos são computados a partir da concentração de CCN e IN, respectivamente diagnosticados no ambiente de formação das nuvens, além de outras variáveis físicas como velocidade vertical, temperatura e umidade.

A parametrização microfísica garante certa versatilidade ao usuário ao permitir que o experimento numérico seja conduzido dentro de certas restrições por ele estabelecidas. Por exemplo, o conjunto de categorias de hidrometeoros no qual a água será particionada é uma escolha do usuário. Da mesma forma podem ser controlados os meios pelos quais uma categoria

é determinada. É possível, por exemplo, que o diâmetro médio de uma dada categoria seja determinado a partir de um valor padrão encontrado no código do modelo ou sugerido pelo usuário. Com o diâmetro médio e com o valor da razão de mistura, a concentração de uma categoria pode ser diagnosticada. O contrário também é possível, ou seja, o usuário pode escolher o valor que deseja para a concentração e o diâmetro médio é diagnosticado. Nas versões mais recentes do modelo, incluindo-se a versão usada neste trabalho, é possível considerar que a concentração de hidrometeoros seja uma variável prognostica tal como a razão de mistura. Adicionalmente o usuário pode controlar a forma da distribuição de hidrometeoros, optando por uma distribuição mais estreita ou mais larga, conforme a conveniência do experimento em questão. Este controle advém do fato de que a distribuição de tamanho dos hidrometeoros tem como base a função gama generalizada, que por sua vez pode ser construída com base em um conjunto infinito de valores para o parâmetro de forma, sem prejuízo para a razão de mistura e a concentração.

A.4 Distribuição de tamanho dos hidrometeoros

Uma vez que uma dada categoria de hidrometeoro esteja presente na atmosfera, a formulação presente na microfísica do modelo assume que a concentração de hidrometeoros $n(D)$, em função do diâmetro D , obedece a função gama generalizada, descrita em Verlinde et al. (1990), e dada por

$$n(D) = N_t \frac{1}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{D}{D_n} \right)^{\nu-1} \frac{1}{D_n} \exp\left(-\frac{D}{D_n} \right) \quad (\text{A.1})$$

com a concentração total de hidrometeoros de cada categoria dada por N_t , D_n representa um fator de escala para o tamanho dos hidrometeoros e $\Gamma(\nu)$ é a função gama do parâmetro de forma ν da distribuição. Quanto maior o valor do parâmetro de forma ν , maior será o valor do diâmetro associado à concentração máxima de hidrometeoros. Ao mesmo tempo mais estreita será a distribuição. A Figura A.1 ilustra distribuições de hidrometeoros em número, construída com base em parâmetros de forma variando de 1 a 20. Observa-se que com parâmetro de forma igual a um, a distribuição reduz-se ao caso exponencial, com a concentração decrescendo monotonicamente com o diâmetro. Com esse tipo de formulação obtém-se uma maior representatividade dos espectros possivelmente encontrados na natureza durante a formação da precipitação. A não disponibilidade de dados para identificar o parâmetro mais adequado a cada tipo de sistema precipitante constitui-se em um fator limitante. Todavia, os dados analisados e discutidos neste trabalho permitem uma melhor compreensão das condições em que

determinados valores desses parâmetros são mais adequados. Todas as distribuições construídas na Figura A.1 têm como base uma concentração total de 700 cm^{-3} e um conteúdo de água líquida de $0,31 \text{ g/m}^{-3}$. Os valores foram obtidos de medidas realizadas na região amazônica durante o experimento LBA.

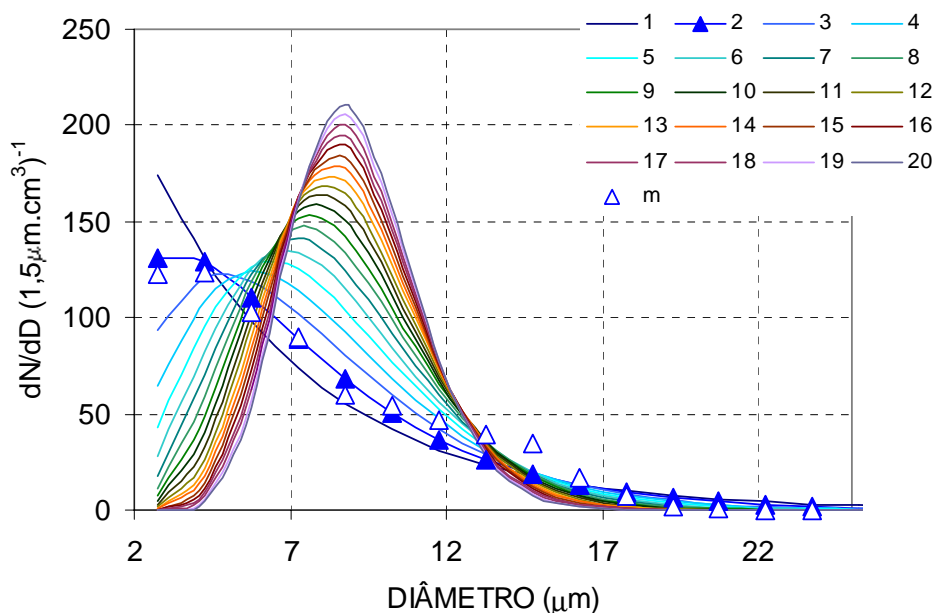


Figura A.1 Distribuições de tamanho construídas a partir da função gama com parâmetros de forma inteiros, variando de 1 a 20. Todas as curvas representam uma concentração total de 700 cm^{-3} e um conteúdo de água líquida de $0,31 \text{ g/m}^{-3}$. Os triângulos vazados representam medidas, enquanto que os triângulos preenchidos representam a curva gama que melhor se ajusta a essas medidas.

A.5 Nucleação de água líquida

O RAMS faz uso de uma concentração constante de CCN para a nucleação das gotículas de nuvem. Esta concentração é definida pelo usuário do modelo antes do início da simulação. Se o usuário optar por deixar ao modelo estabelecer a concentração, este valor será 300 cm^{-3} . O número de gotículas em uma nuvem será uma fração do total de CCN. Esta fração de gotículas será definida pela temperatura e pela taxa de produção de supersaturação (que é função da velocidade vertical, além de outros fatores). Propriedades químicas dos aerossóis ou da distribuição de tamanho não são explicitamente tratadas na parametrização empregada. Ou seja, a fração de CCN é obtida a partir de uma tabela de valores pré-calculados com um modelo de parcela. Embora não haja uma referência específica deste modelo, sabe-se que ele emprega a parametrização de Twomey (1959) na obtenção dos parâmetros pré-tabelados.

De acordo com a formulação de Twomey, o número de gotículas ativado em uma nuvem N_{\max} será dado pela seguinte equação:

$$N_{\max} = c^{1/(k+2)} \left[\frac{(Aw)^{3/2}}{kB(k/2, 3/2)} \right]^{k/(k+2)} \quad (\text{A.2})$$

A é um parâmetro que depende da pressão, temperatura e algumas constantes. De acordo com Pruppacher e Klett (1997), página 515, um valor de temperatura de 10 ° C e pressão de 800 mb são normalmente usados no cálculo e fornecem $A = 0,069$. O termo w representa a velocidade vertical da parcela que tem de ser expressa em cm/s no cálculo. Este valor é fornecido pelo modelo RAMS durante a simulação. O termo $B(k/2, 3/2)$ é a função beta e os termos c e k são dados pelo ajuste por uma função de potência sobre medidas de concentração de CCN em função da supersaturação: $N=cS^k$. Por exemplo, medidas típicas para a região amazônica durante o LBA têm mostrado valores de $c=2220,7$ e $k=1,28$ para dias poluídos e $c=438,0$ e $k=1,08$ para dias mais limpos. Discussão mais detalhada a respeito das propriedades dos CCN é dada no Capítulo 3. Como os valores são pré-calculados não é possível a assimilação destes parâmetros pelo modelo.

Uma vez nucleadas, o crescimento das gotículas é governado pela difusão de vapor e calor. O crescimento das gotículas maiores passa a ser descrito pelos processos de colisão e coalescência, onde uma categoria de água cresce pela coleção de outra categoria. Estes assuntos serão discutidos posteriormente neste texto.

A.6 Nucleação de gelo

A formação do gelo no interior das nuvens é um fenômeno complexo que envolve grande número de processos e as interações entre eles. Muitos desses processos ainda não são bem estudados e cercados por muitas incertezas. Na concepção do modelo RAMS a formação do gelo nas nuvens está diretamente associada às condições minimamente necessárias à sua ocorrência, tais como supersaturação em relação ao gelo e temperatura. Esta é a razão pela qual o usuário do modelo não tem controle sobre o número de cristais que deseja na categoria de gelo primário, embora possa controlar a forma da distribuição. O fenômeno da nucleação de gelo é normalmente encontrado na literatura como sendo tratado em duas partes: nucleação primária e secundária. A compreensão dos mecanismos envolvidos e sua parametrização no modelo RAMS será apresentada na seqüência, seguindo essa mesma abordagem.

A.6.1 Nucleação primária

Além das gotículas de nuvem, somente o gelo primário pode ser nucleado a partir do vapor e cresce unicamente por deposição de vapor de acordo com o tratamento que possui no modelo RAMS. Crescendo além de um determinado limiar é transferido à categoria de neve. Entretanto, a nucleação primária de gelo pode ocorrer por uma ampla variedade de processos físicos, sem a presença de um IN (também conhecido como nucleação homogênea) ou envolvendo a presença de IN (nucleação heterogênea). Na nucleação heterogênea é possível identificar na literatura pelo menos quatro mecanismos pelos quais um cristal de gelo pode ser nucleado: o vapor d'água é absorvido diretamente na forma de gelo pela superfície de um núcleo (nucleação por deposição); um filme de água líquida é formado na superfície do núcleo e em seguida se congela (nucleação por condensação-congelamento); uma gota super-resfriada entra em contato com um núcleo e se congela (nucleação por contato); um núcleo localizado dentro da própria gotícula induz o congelamento da mesma (nucleação por imersão).

A.6.1.1 Nucleação homogênea

Um primeiro modo de nucleação de gelo representado no modelo RAMS é a nucleação homogênea e envolve gotículas de nuvens e núcleos-solução, porém não ativados. Gotículas de nuvem não se congelam instantaneamente quando expostas a temperaturas negativas e podem existir sob condição super-resfriada por um longo tempo. Gotículas em estado líquido têm sido encontradas no interior de nuvens em temperaturas extremamente baixas chegando a -37.5 °C (Rosenfeld e Woodley, 2000) e -40 °C (Heymsfield e Miloshevich, 1993). Neste modo o congelamento da gotícula ocorre espontaneamente, sem a necessidade de um núcleo de gelo, quando esta se torna super-resfriada a temperaturas suficientemente baixas. No caso da parametrização assumida no modelo RAMS, com base em DeMott et al. (1994), a concentração total de gotículas de nuvem que se congelam em um dado passo de tempo Δt é determinada por:

$$N_{tc} = N_t \int_0^{\infty} [1 - \exp(-10^{\phi} \pi D^3 \Delta t / 6) n(D)] dD, \quad (\text{A.3})$$

onde

$$\phi = -606.3952 - 52.6611T_{cc} - 1.7439T_{cc}^2 - 0.0265T_{cc}^3 - 0.0001536T_{cc}^4. \quad (\text{A.4})$$

Este processo de nucleação vale para o domínio de temperaturas entre -50 °C e -30 °C. Para temperaturas inferiores é assumido o valor de -50 °C. Como o passo de tempo e o parâmetro de forma da distribuição são constantes durante o processo de integração, N_{tc} é função

apenas de D_n (implícito em $n(D)$, conforme equação A.1) e T_{cc} . A integral dada em A.3 é pré-calculada e os valores ficam disponíveis em uma tabela. Os valores requeridos são calculados por interpolação dos valores tabelados durante a execução do modelo. Essencialmente, o número de gotículas de nuvem que se congelam em um passo de tempo depende da taxa de nucleação homogênea por congelamento, ou seja, do termo 10^{ϕ} . Na Figura A.2 é ilustrado o comportamento desta taxa em função da temperatura.

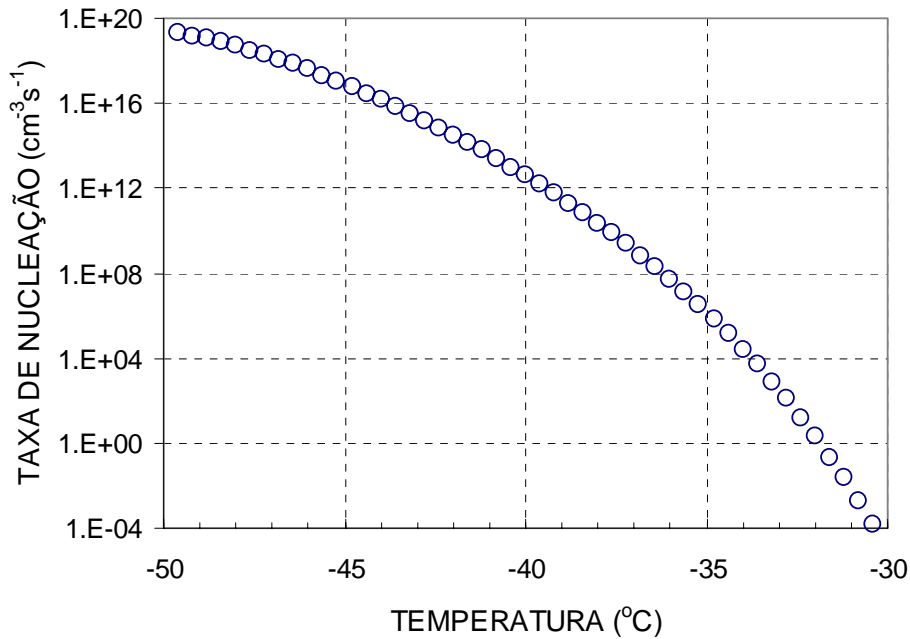


Figura A.2 Taxa de nucleação homogênea de água pura em função da temperatura, de acordo com DeMott et al (1994).

No caso dos núcleos dissolvidos, mas não ativados como gotículas, DeMott et al. (1994) encontram a seguinte expressão para o cálculo do número de cristais de gelo produzidos em cada passo de tempo Δt :

$$N_{th} = N_h [1 - \exp(-f_{nuc} \Delta t)]. \quad (A.5)$$

O termo N_h representa o número total de núcleos não ativados e f_{nuc} representa a fração de núcleos que se congela por segundo, sendo determinado por:

$$f_{nuc} = \int_0^{D_{max}} [1 - \exp(-D/D_e)^b] \exp(-D/D_n) \frac{dD}{D_n}. \quad (A.6)$$

Os parâmetros D e D_n referem-se à distribuição gama, conforme equação 3.1, porém são aplicados à distribuição de núcleos, com diâmetros entre 0 e 1 μm (D_{max}). Os parâmetros D_e e b são funções da temperatura do ar, da umidade relativa e do tipo de soluto, assumido como sulfato

de amônia no modelo RAMS. Como no caso das gotículas, aqui também os valores são pré-calculados e tabelados para serem acessados por interpolação durante o processo de simulação.

A taxa de nucleação homogênea exibe forte variação com a temperatura, aumentando de $10^{-8} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ a $-30 \text{ }^\circ\text{C}$ para $10^{13} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ a $-40 \text{ }^\circ\text{C}$. Embora este tipo de nucleação possa ocorrer para qualquer temperatura inferior a $0 \text{ }^\circ\text{C}$, a taxa de nucleação é desprezível para temperaturas maiores que $-30 \text{ }^\circ\text{C}$. Entretanto, na presença de atividade de queimada, com grande quantidade de aerossóis sendo emitida para a atmosfera, é provável que este tipo de nucleação seja predominante no topo das células convectivas mais profundas.

A.6.1.2 Nucleação por deposição e condensação-congelamento

Na nucleação por deposição as moléculas de vapor d'água atacam um IN e ocorre sempre que o ambiente esteja supersaturado em relação ao gelo e com temperatura inferior a $-5 \text{ }^\circ\text{C}$. A nucleação por condensação-congelamento pode ocorrer quando uma partícula acumula propriedades de CCN e IN. Neste caso as moléculas atacam o núcleo pelas suas propriedades de CCN, mas congelam-se em seguida pelas suas propriedades de IN. Para que este tipo de nucleação ocorra são necessários supersaturação em relação à água líquida e temperatura abaixo de $-2 \text{ }^\circ\text{C}$. Entretanto, nestas condições a nucleação por deposição também estará ocorrendo, de maneira que se torna praticamente impossível fazer qualquer distinção entre os dois modos de nucleação, razão pela qual ambos os fenômenos costumam ser tratados conjuntamente.

Nas primeiras versões do modelo RAMS, ambas as formas de nucleação de gelo eram descritas por uma parametrização proposta por Fletcher (1962). Segundo Cotton et al. (2003), esta parametrização subestima as concentrações de gelo em temperaturas mais elevadas e superestima as concentrações em temperaturas mais frias. Nas versões mais recentes, ambos os tipos de nucleação descritos acima são representados por uma parametrização de base empírica onde o número de cristais nucleados por unidade de volume (litro) é dado, de acordo com Meyers et al. (1992), por:

$$N_{td} = \exp(-0,639 + 0,1296S_i) \quad (\text{A.7})$$

onde S_i representa a supersaturação em relação ao gelo (%). De acordo com Meyers et al. (1992), a equação tem validade no domínio dos dados amostrados, ou seja, temperatura entre $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ e $-7 \text{ }^\circ\text{C}$ e supersaturação entre 2% e 25% (em relação ao gelo) e entre -5% e $4,5\%$ (em relação a água). Qualquer extrapolação em relação aos limites estabelecidos pelos dados observados deve ser considerada com ressalvas. No modelo RAMS a fórmula acima é considerada válida para

qualquer supersaturação em relação ao gelo até o limite de 40% e qualquer temperatura abaixo de -5°C .

Ainda neste contexto cabe lembrar que, embora a base empírica da equação A.7 mostre pouca dependência com a temperatura, Takahashi et al. (1991) afirma que o tipo de cristal de gelo ativado é altamente depende da temperatura: cristais na forma de placas formam-se entre -22.4°C e -18°C e entre -14°C e -8°C ; na forma de colunas abaixo de -22.4°C e entre -8°C e -4°C ; formas estelares entre -18°C e -14°C . Devido ao fato de que diferentes formas possuem diferentes taxas de crescimento, diferentes velocidades terminais e diferentes eficiências de colisão, torna-se importante levar em conta os efeitos da forma do cristal nucleado.

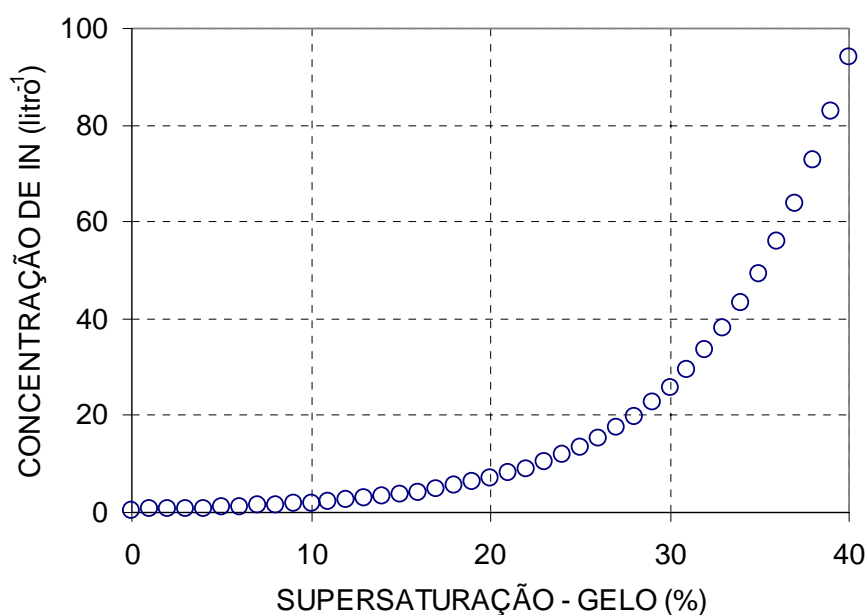


Figura A.3 Número de núcleos ativados em função da supersaturação em relação ao gelo. Curva construída com base na parametrização de base empírica apresentada por Meyers et al. (1992) para representar os processos de nucleação por deposição e condensação-congelamento.

É importante ressaltar que, de acordo com a parametrização de Meyers et al. (1992), N_{td} representa o número total de cristais de gelo que podem ser nucleados sob determinadas condições ambientais e não tem qualquer dependência temporal com o processo de simulação. Entretanto, quando novas condições atmosféricas permitem apenas um número menor de cristais de gelo primário, o excesso permanece enquanto as condições de troca de água entre as categorias assim o permitir. Embora um pouco diferente da equação A.7, a expressão usada no código do modelo fornece resultados semelhantes. Portanto, os processos de nucleação por deposição e condensação-congelamento, de acordo com a parametrização utilizada no modelo

RAMS, são independentes da temperatura e representativos apenas para elevadas supersaturações, tal como sugere a Figura A.2.

A.6.1.3 Nucleação por contato-congelamento

A nucleação por contato-congelamento ocorre quando um IN entra em contato com uma gotícula de nuvem super-resfriada. O movimento do núcleo em direção à gotícula resulta da combinação de três efeitos: difusorético, termoforético e browniano. O efeito difusorético ocorre, por exemplo, quando uma gotícula experimenta crescimento por condensação e o fluxo de vapor em direção à superfície da gotícula carrega consigo IN. Por outro lado, o efeito termoforético pode surgir quando a gotícula evapora-se em um ambiente subsaturado. O conseqüente resfriamento da superfície da gotícula durante a evaporação produz um gradiente térmico capaz de conduzir IN em direção à superfície da gotícula. Seja na condensação ou na evaporação, o movimento de moléculas e o gradiente térmico estão sempre presentes, de maneira que os efeitos ocorrem simultaneamente. Entretanto o efeito termoforético predomina sobre o efeito difusorético resultando em um aumento da nucleação por contato-congelamento em condições subsaturadas e diminuição em condições supersaturadas. O efeito browniano por sua vez está associado ao movimento aleatório das moléculas que, ao colidir com os núcleos, faz com que alguns sejam empurrados em direção às gotículas. A parametrização da nucleação por contato-congelamento, presente no modelo RAMS, baseia-se em Young (1974) e está descrita pela soma dos três processos:

$$\frac{dN_v}{dt} = 2\pi D_c N_{ic} N_a \frac{k}{p} (T_{ac} - T_{cc}) \frac{R_v T_a}{L_v \rho_a} \quad (\text{A.8})$$

$$\frac{dN_t}{dt} = 2\pi D_c N_{ic} N_a \frac{k}{p} (T_{ac} - T_{cc}) f_t \quad (\text{A.9})$$

$$\frac{dN_{tb}}{dt} = 2\pi D_c N_{ic} N_a \frac{k T_{cc}}{6\pi R_a \mu} (1 + K_n) \quad (\text{A.10})$$

onde D_c é o diâmetro das gotículas de nuvem, N_{ic} é a concentração de gotículas de nuvem, N_a é a concentração de IN disponível para contato com a gotícula, k é a constante de Boltzman, μ é a viscosidade dinâmica do ar, K_n é o número de Knudsen e T_{cc} é a temperatura das gotículas de nuvem. A função f_t e o número de Knudsen são definidos como

$$f_t = \frac{0.4[1 + 1.45K_n + 0.4K_n \exp(-1/K_n)](k + 2.5K_n k_a)}{(1 + 3K_n)(2k + 5k_a K_n + k_a)} \quad (\text{A.11})$$

$$K_n = \frac{\lambda_{ao} T p_o}{T_o p R_a}, \quad (\text{A.12})$$

onde k_a representa a condutividade térmica dos aerossóis, R_a é o raio médio dos IN ($0,3 \mu\text{m}$) e λ_{ao} é o livre caminho médio das moléculas ($6,6 \times 10^{-8} \text{ m}$) para uma temperatura de referência T_o de 293.15 K e uma pressão p_o de 101325 Pa.

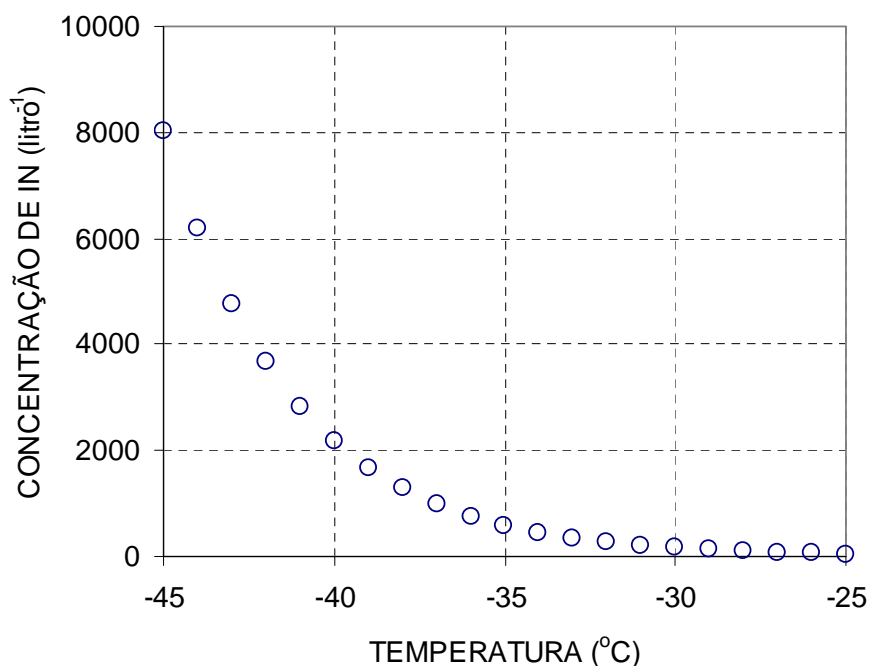


Figura A.4 Número máximo de núcleos de gelo disponíveis em função da temperatura para a ocorrência do processo de nucleação por contato-congelamento, de acordo com Meyers et al. (1992).

A parametrização da nucleação por contato ainda permanece um sério problema para os modelos pela ausência de dados sobre o número de núcleos N_a e pela grande incerteza em torno do pouco de medida que se tem. No modelo RAMS, as estimativas de Young (1974) para N_a , foram substituídas pela parametrização sugerida por Meyers et al. (1992), que tem como base um ajuste sobre medidas em laboratório realizadas por outros autores. De acordo com esta parametrização, N_a é definido como

$$N_a = \exp(4,11 - 0,262T_{cc}). \quad (\text{A.13})$$

A nucleação por contato-congelamento só é permitida para temperaturas inferiores a $-2 \text{ }^\circ\text{C}$ e N_a pode ser interpretado como um limite máximo possível para este modo de nucleação. A dependência de N_a com a temperatura pode ser observada na Figura A.4. O real número de

cristais de gelo ativado em cada passo de tempo será determinado pela soma das taxas fornecidas pelas equações A.8, A.9 e A.10.

O número de cristais de gelo nucleados por todos os processos envolvidos na nucleação primária de gelo, parametrizada no modelo RAMS, e que são adicionados à categoria de gelo primário, é determinado pela soma de todas as contribuições individuais de cada processo, ou seja:

$$\Delta N_t = N_{td} + N_{tc} + N_{th} + \left(\frac{dN_{tv}}{dt} + \frac{dN_{tt}}{dt} + \frac{dN_{tb}}{dt} \right) \Delta t . \quad (\text{A.14})$$

A.6.2 Nucleação secundária

A simples medida do número de núcleos de gelo (IN) em uma dada região não contribui muito para a compreensão dos processos de nucleação de gelo pelo fato de que a concentração de cristais de gelo no interior das nuvens costuma ser muito maior que a concentração original de IN. A fragmentação dos cristais de gelo durante o processo de colisão entre hidrometeoros e a ruptura de gotas super-resfriadas durante o congelamento provocado ao colidir-se com os cristais, acredita-se que sejam os principais mecanismos capazes de explicar a diferença observada. A fragmentação dos cristais, embora encontre fortes evidências, ainda não é um processo bem compreendido e necessita de mais estudos a cerca das características das nuvens que levam à ocorrência do mesmo. Por outro lado, já são bem conhecidas as condições nas quais ocorre a ruptura de gotículas em colisão (riming-splintering). Deve ser ressaltado que existem casos registrados onde nenhum mecanismo conhecido consegue explicar a concentração de cristais de gelo observada (Mossop, 1985).

Koenig (1963) já antecipava que nuvens contendo grandes gotículas de água líquida rapidamente formavam alta concentração de partículas de gelo, 3 a 4 ordens de grandeza maior que a concentração de IN do ambiente. Os dados sugeriram que um processo de reação em cascata se propagava através da formação de partículas de gelo satélites durante a solidificação das gotículas. As análises envolveram nuvens em estágio de inicial de precipitação na região sul do estado de Missouri (EUA), durante o verão. Estas nuvens são classificadas como cumulus congestus, possuem topos no máximo a 7 km de altura e temperaturas acima de -7 °C. Hobbs (1969) conclui, a partir de medidas simultâneas no número de cristais de gelo e IN, que a razão entre o número de cristais e núcleos decai com a diminuição na temperatura do topo das nuvens, atingindo a unidade na vizinhança de -25 °C. Como explicação, Hobbs (1969) propõe que o

congelamento de gotículas super-resfriadas é responsável pela grande diferença entre o número de cristais de gelo e IN.

Na tentativa de definir com maior exatidão as condições nas quais o aumento na concentração de cristais de gelo torna-se possível, Mossop et al. (1972) estudaram nuvens cumulus na Austrália. Vários mecanismos propostos anteriormente foram rejeitados pelos autores que propõe a seguinte seqüência de eventos: Cristais de gelo primariamente formados sobre IN crescem a tamanhos suficientes para coletar gotículas de nuvem (riming). Durante o congelamento as gotículas arremessam partículas secundárias de gelo que então crescem e passam a reproduzir o processo de riming. Os autores mostraram que as condições para riming são mais favoráveis em nuvens cumulus, onde foram encontrados cristais maiores e mais numerosos, além de maior concentração de gotículas grandes, mais favoráveis ao processo de coleta pelos cristais de gelo. As observações de Mossop et al. (1972) foram confirmadas por experimentos de laboratório conduzidos por Hallet e Mossop (1974). Fica evidente que a natureza da distribuição de tamanho das gotículas de nuvem tem um papel fundamental na produção secundária de cristais de gelo.

Nos modelos de precipitação, a produção secundária de cristais de gelo costuma ser parametrizada de acordo com os experimentos de laboratório realizados por Hallet e Mossop (1974) e Mossop e Hallet (1974). Estes experimentos mostraram que cristais de gelo secundários são arremessados quando gotículas super-resfriadas são capturadas e se congelam sobre um alvo em movimento a uma temperatura de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ e que o fenômeno se manifesta dentro de um estreito domínio de condições que inclui temperaturas entre $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e concentrações de graupel relativamente alta. Os autores observaram que a taxa de produção desses cristais de gelo é proporcional à taxa de acréscimo de gotas maiores ou iguais a $24\text{ }\mu\text{m}$ e não é, em geral, uma função da taxa de acréscimo do total de gotículas. De acordo com os autores, para a temperatura de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, um estilhaço de gelo (um cristal com a menor resolução possível) é produzido para cada 160 gotículas com diâmetro maior ou igual a $24\text{ }\mu\text{m}$ coletadas por um graupel (200 gotículas de acordo com Khain et al., 2000). Ou ainda, cerca de 350 cristais são produzidos para cada miligrama de gotículas acrescidas ao alvo. Essa taxa de produção decresce na direção dos limites de temperatura estabelecidos anteriormente. Embora os experimentos com nuvens artificiais mostrem que a taxa de produção de cristais secundários está correlacionada com a taxa de acréscimo de gotículas maiores ou iguais a $24\text{ }\mu\text{m}$ de diâmetro, isso não significa que gotículas menores não façam parte no processo.

Em trabalhos de campo relacionados a nuvens cúmulos marítimas são encontradas concentrações de cristais de gelo com valores cerca de 10^4 vezes maiores que o esperado a partir

da concentração de núcleos de gelo. As nuvens onde esse aumento ocorre oferecem condições favoráveis, tanto pela disponibilidade de gotículas grandes, quanto pelo fato de que a camada de nuvem super-resfriada ocorre entre $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, domínio de temperatura no qual o processo de produção secundária se mostrou ser importante.

De acordo com Mossop e Hallett (1974), a produção secundária aparentemente não é importante em certas nuvens cúmulos que se desenvolvem sobre os continentes. Isso ocorre pelo fato de que a taxa de produção é reduzida à medida que as partículas de graupel se afastam do nível de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, demandando um tempo maior para que dado fator de multiplicação seja atingido. Evidências sugerem que número apreciável de gotículas maiores ou iguais a $24\text{ }\mu\text{m}$ só é encontrado em níveis mais elevados e com temperaturas inferiores ao domínio ideal. Segundo Mossop (1976), a dependência que a produção secundária de cristais de gelo possui em relação a um certo tamanho mínimo das gotículas pode explicar a ausência de evidências da manifestação do fenômeno em nuvens cúmulos continentais, onde a ocorrência de tais gotículas é menos freqüente.

Mossop (1976) investigou o efeito da velocidade do alvo na produção secundária de cristais de gelo, considerando as medidas realizadas a $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, para velocidades variando de 3,0 a 1,4 m/s. Obtendo-se o número de gotículas coletadas para cada cristal produzido, as medidas revelaram grande dispersão, não sendo possível estabelecer qualquer dependência evidente a cerca da velocidade do alvo. Observou-se que um cristal de gelo é produzido para cada 250 gotículas maiores que $23\text{ }\mu\text{m}$ coletadas pelo alvo. De acordo com o gráfico apresentado no artigo, observa-se ainda que um desvio médio aproximado de 100 gotículas pode ser assumido. No experimento foi usada uma distribuição de tamanho com concentração de gotículas de 523 cm^{-3} e conteúdo de água líquida de 1 g/m^3 . Por analogia dos resultados experimentais com as medidas no interior de nuvens, pode-se concluir que o mecanismo proposto é provavelmente mais adequado para nuvens cumulus marítimas onde o processo de multiplicação foi observado ser mais ativo (Mossop et al., 1972).

A explicação para o mecanismo de Hallet-Mossop baseia-se no aumento da pressão interna da gotícula congelante (Mossop, 1985). Para temperaturas acima de $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ as gotículas tendem a espalhar-se sobre a superfície do cristal de gelo. Para temperaturas abaixo de $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ a casca de gelo forma-se rápido e resistente o suficiente para não se romper. Somente entre esses valores de temperatura encontra-se a condição certa para o processo ocorrer.

Embora o mecanismo de Hallett-Mossop seja o processo de produção secundária melhor documentado, segundo Khain et al. (2000), outros mecanismos têm sido sugeridos. Nestes novos mecanismos os cristais de gelo podem, por exemplo, ser produzidos pela colisão entre categorias

de gelo e durante a evaporação de cristais de gelo, embora a quantidade limitada de dados impede qualquer parametrização desses efeitos. Por outro lado não se deve descartar o importante papel dos mecanismos primários, discutidos anteriormente. Existem observações que sugerem que a nucleação primária, por exemplo, condensação-congelamento (Cooper e Vali, 1981), pode explicar a formação de partículas de gelo quando as condições observadas para o movimento vertical e para o tamanho das gotículas não favorecem o mecanismo de produção secundária.

Conforme discutido nos parágrafos anteriores, para que a taxa de produção secundária de cristais de gelo seja corretamente calculada é necessário conhecer o número de gotículas maiores que 24 μm . Isso representa um problema para parametrizações do tipo integral tal como no modelo RAMS, em que a forma da distribuição é mantida constante no processo de simulação, de modo que a concentração está diretamente relacionada ao conteúdo de água líquida de nuvens. Embora os trabalhos de Hallett e Mossop apresentem resultados de medidas conduzidas em laboratório, a parametrização do mecanismo nas versões mais recentes do modelo RAMS difere da interpretação original e resulta de uma reinterpretação dessas medidas, de acordo com Cotton et al. (2001). Nessa reinterpretação, o número de gotículas menores 13 μm é levado em conta. Em unidades do sistema internacional, o número de partículas de gelo produzidas por segundo é dado por:

$$N_i = 9 \times 10^{-10} B \cdot N_{24} (N_{13})^{0.93} \quad (\text{A.15})$$

onde B aumenta linearmente de 0 a 1 quando a temperatura dos cristais de gelo aumenta de -8°C a -5°C e diminui linearmente de 1 a 0 quando a temperatura diminui de -5°C a -3°C . B vale zero para qualquer outra temperatura. Os termos N_{13} e N_{24} representam os números de gotículas menores ou iguais a 13 μm e maiores ou iguais a 24 μm , respectivamente. É importante ressaltar que a expressão anterior difere da abordagem dada em versões mais antigas do modelo RAMS.

Na Figura A.5 e A.6 é ilustrado o comportamento da parametrização usada para o mecanismo de produção secundária de cristais de gelo no modelo RAMS. Duas situações são ilustradas para o mecanismo agindo sobre uma concentração de gotículas de 2000 cm^{-3} . Na Figura A.5, observa-se o comportamento da taxa de nucleação em função da temperatura quando a concentração de gotículas de 1600 cm^{-3} menores ou iguais a 13 μm é considerada (400 maiores ou iguais a 24 μm). Na Figura A.5, a taxa de nucleação para uma temperatura de -5°C é representada em função da concentração de gotículas por faixa de tamanho (menores ou iguais a 13 μm ou maiores ou iguais a 24 μm).

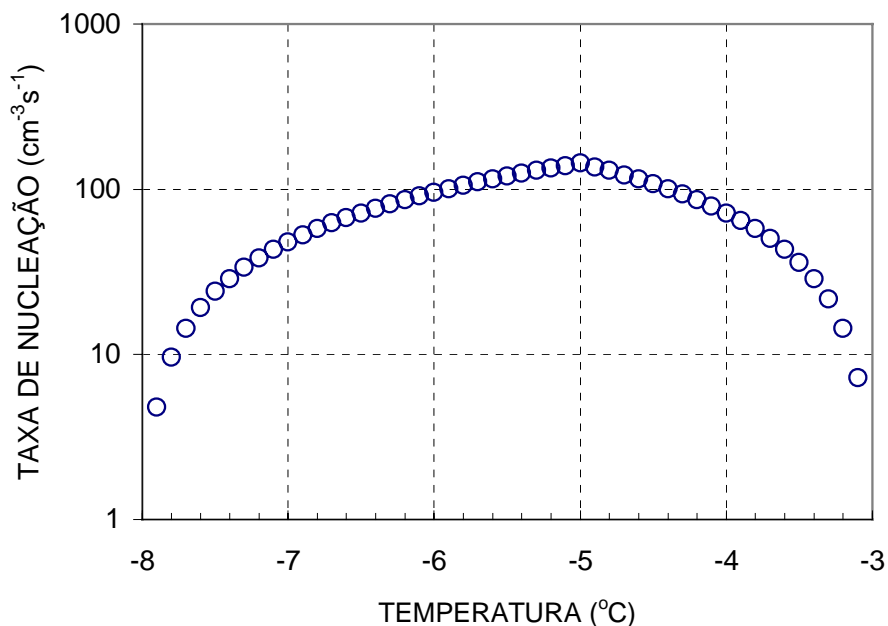


Figura A.5 Número de cristais de gelo em função da temperatura produzido pelo mecanismo Hallett-Mossop. Curva construída com base na parametrização em uso no modelo RAMS para uma concentração total de gotículas de 2000 cm⁻³, divididas em 1600 cm⁻³ menores ou iguais a 13 μm e 400 cm⁻³ maiores ou iguais a 24 μm.

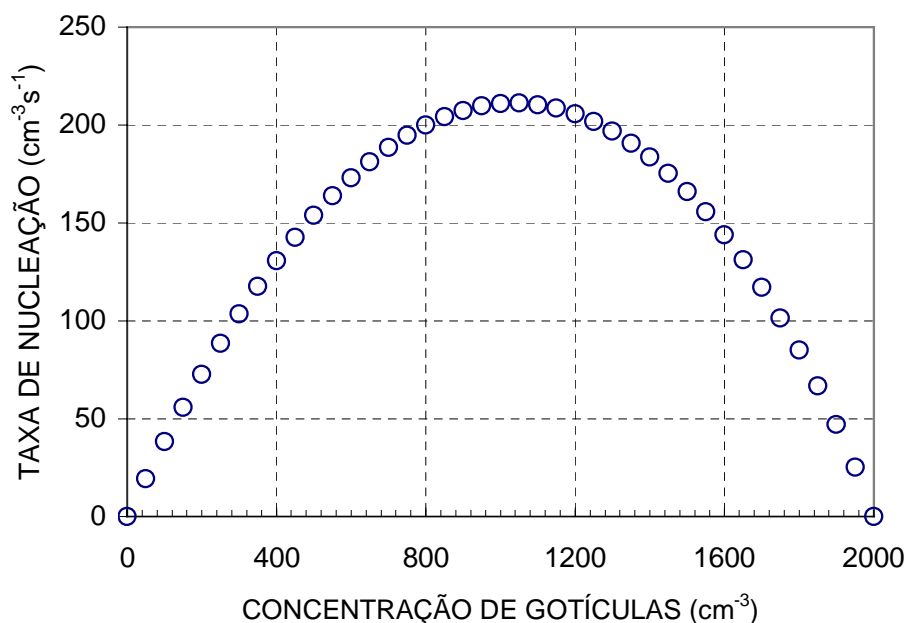


Figura A.6 Número de cristais de gelo em função da concentração de gotículas produzido pelo mecanismo Hallett-Mossop. Foi assumida uma concentração total de gotículas de 2000 cm⁻³. Os valores da abscissa devem ser interpretados como a concentração de um dos intervalos, menor ou igual a 13 μm ou maior ou igual a 24 μm.

A.6.3 Geometria dos cristais de gelo e seus efeitos

A forma geométrica dos cristais de gelo tem um papel importante no desenvolvimento da fase fria da nuvem. A capacitância, grandeza determinante na equação de crescimento dos cristais de gelo (por deposição de vapor d'água), é dependente da forma geométrica destes cristais. De acordo com Harrington (1995), as capacitâncias C_i , associadas a diferentes formas geométricas, são dadas pelas seguintes expressões:

$$C_i = \frac{c}{\ln(4c^2/a^2)} \quad \text{agulhas}$$

$$C_i = \frac{ce}{\ln\left(\frac{1+e}{1-e}\right)} \quad \text{colunas}$$

$$C_i = \frac{ce}{2\text{sen}^{-1}(e)} \quad \text{placas hexagonais}$$

$$C_i = \frac{c}{\pi} \quad \text{placas finas}$$

$$C_i = \frac{c}{2} \quad \text{esferas de gelo} \quad e = (1 - a^2/c^2)^{1/2}$$

Os termos c e a representam, respectivamente, a maior e a menor dimensão do cristal de gelo. Por exemplo, se considerada uma placa hexagonal suficientemente fina, $c \gg a$, de maneira que $e = 1$ e a expressão para placas hexagonais torna-se equivalente à expressão para placas finas. Neste caso foram mostradas expressões para formas de cristais que são consideradas na parametrização do modelo RAMS.

A velocidade terminal de queda dos cristais também é dependente da forma dos cristais. Segundo Zikmunda e Vali (1972) a velocidade terminal para cristais acrescidos de gotículas (riming) é em média o dobro em relação a cristais não acrescidos. Segundo os autores, a densidade tende a diminuir com o aumento no tamanho do graupel, novamente causando impacto na velocidade terminal. Além de variações na forma, diferenças na rugosidade da superfície podem causar variações na velocidade terminal dos cristais. Para levar em conta a variabilidade dos cristais de gelo em diferentes condições do ambiente, a formulação do modelo RAMS permite que cristais de gelo e neve sofram variações. O tipo de cristal é identificado a partir das condições de temperatura e umidade encontrada em cada ponto de grade. A identificação é feita com base em uma tabela pré-calculada onde o tipo de cristal é especificado em função das condições de temperatura e supersaturação em relação ao gelo. A geometria dos

cristais baseia-se no diagrama proposto por Fletcher (1962). As formas que predominam para diferentes faixas de temperatura e umidade podem ser observadas na Tabela A.1.

Tabela A.1 Relação das formas dos cristais de gelo com a temperatura e a umidade no RAMS

	0 a -4	-5 a -6	-7 a -9	-10 a -18	-19 a -30	$T \leq -31$
0,1 – 8,0 %	Cl	Cl	Cl	HPl	Cl	Cl
0,1 – 8,0 %	Cl	Ndl	Cl	HPl	Cl	Cl
SS > 8,0 %	HPl	Ndl	Ndl	Den	Ndl	Ros

SS supersaturação em relação ao gelo (%); T temperatura ($^{\circ}\text{C}$); Cl colunas; HPl placas hexagonais; Ndl agulhas; Den dendritos; Ros rosetas.

Experimentos de laboratório confirmam que as formas geométricas básicas dos cristais de gelo possuem dependência primária na temperatura e secundária na supersaturação. De acordo com a parametrização presente no modelo RAMS, Tabela A.1, colunas se formam com a temperatura variando no intervalo de 0 a -9°C para baixas supersaturações enquanto que placas ou agulhas predominam para valores mais elevados da supersaturação. Entre -10 e -18°C predominam placas hexagonais para baixas supersaturações e dendritos estelares para valores mais elevados. Colunas novamente predominam abaixo de -19°C para baixas supersaturações enquanto que agulhas ou rosetas predominam para valores mais elevados da supersaturação. Entretanto pode-se esperar algumas variações entre diferentes medidas. Por exemplo, com base em resultados experimentais, Bailey e Hallett (2004) observaram que próximo ao valor de saturação em relação à água líquida as formas mudam de placas (0 a -4°C) para colunas e agulhas (-4 a -8°C), para placas e estrelas (-12 a -18°C) e para placas e policristais na forma de placas (-18 a -40°C). Para temperaturas mais baixas as formas são dominadas por policristais com a complexidade das formas dependente da supersaturação, mas com uma forte tendência à forma colunar. Observou-se ainda que para temperaturas abaixo dos -40°C a complexidade do comportamento dos cristais aumenta dependendo não apenas da temperatura e da supersaturação em relação ao gelo mas também da difusividade do vapor d'água e dos processos iniciais de nucleação. A Figura A.7, com base em experimentos de laboratório e, portanto, completamente independente da modelagem em discussão neste trabalho, é uma boa ilustração do comportamento dos cristais de gelo descrito pelo modelo RAMS e reforça a importância que esta parametrização pode ter nos resultados das simulações.

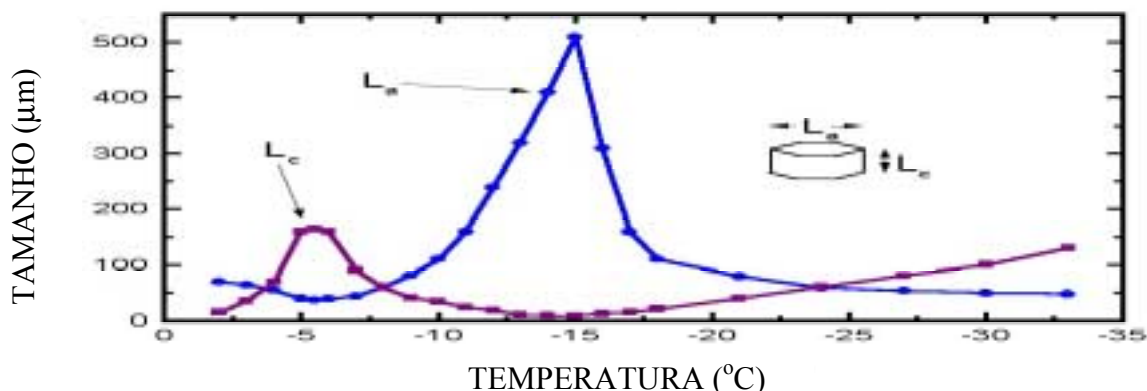


Figura A.7 Imagem comparando os comprimentos longitudinal e transversal de um cristal de gelo em crescimento a diferentes temperaturas. Cortesia de Kenneth G. Libbrecht, <http://www.its.caltech.edu/~atomic/>

A.7 Conservação da água

A variação temporal da quantidade de água é descrita pela equação da continuidade, através da razão de mistura de cada categoria presente, com exceção do vapor e das gotículas de nuvem. Para uma dada categoria r_i , a equação assume a forma

$$\frac{\partial r_i}{\partial t} = adv(r_i) + turb(r_i) + source(r_i) + sedi(r_i). \quad (\text{A.16})$$

Os termos na equação representam o transporte advectivo e turbulento, as fontes e sumidouros devido à conversão de uma categoria para outra e as perdas e ganhos devido à ação da gravidade. A equação (A.16) é utilizada para o prognóstico da razão de mistura de cada categoria para cada célula da grade, exceto para vapor e água de nuvem. O termo r_i também se aplica à água total. Dessa forma, são prognosticadas as razões de mistura para a quantidade total de água, água na forma de chuva, cristais de gelo, neve, agregados e granizos. A diferença entre a água total e a que está nas demais categorias define a quantidade de água que está na forma de vapor e água de nuvem. O particionamento entre o que é vapor e o que é água de nuvem é feito após o cálculo da razão de mistura de água de nuvem que compreende todo o excesso de vapor em relação a saturação.

A.8 Sedimentação

A velocidade de queda dos hidrometeoros em relação ao ar é ponderada pela massa dos mesmos de acordo com a seguinte equação:

$$v_t = \alpha_{vt} D^{\beta_{vt}} \frac{\Gamma(v + \beta_{vt})}{\Gamma(v)} \quad (\text{A.17})$$

onde D é o diâmetro do hidrometeoro e α_{vt} e β_{vt} são constantes para um dado tipo de hidrometeoro. $\Gamma(v)$ é a função gama do parâmetro de forma v da distribuição, conforme discutido no tópico A.4. A variação na razão de mistura e na concentração de hidrometeoros devido à sedimentação é calculada no termo $\text{sedi}(r_i)$ na equação A.16, após o cálculo dos demais termos. Os valores das constantes α_{vt} e β_{vt} estão listados na Tabela A.2.

Tabela A.2 Constantes de ponderação para o cálculo das velocidades terminais dos hidrometeoros.

	nuvem	chuva	gelo		neve	agregado	graupel	granizo
α_{vt}	3173	149	$5,78 \times 10^5$	Cl	188	3,08	93	161
			316	Hp	4,84			
			316	Den	4,84			
			$5,78 \times 10^5$	Ndl	188			
			$3,19 \times 10^4$	Ros	1348			
β_{vt}	2	0,5	1,88	Cl	0,93	0,2	0,5	0,5
			1,01	Hp	0,25			
			1,01	Den	0,25			
			1,88	Ndl	0,93			
			1,66	Ros	1,24			

A.9 Interação entre categorias de água

A.9.1 Troca e armazenamento de calor nos hidrometeoros

A temperatura de um hidrometeoro pode diferir substancialmente daquela do ar a sua volta. Tanto a liberação/absorção de calor latente durante a mudança de fase quanto a troca de calor sensível durante as colisões entre os hidrometeoros podem ser responsáveis por esta diferença. A temperatura por sua vez controla as taxas de difusão de calor e vapor e a quantidade de calor sensível envolvida durante a coalescência de hidrometeoros. A troca de calor nos hidrometeoros é descrita através da expressão que mede a variação temporal da quantidade de calor, dada por:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{\partial Q}{\partial t_{vd}} + \frac{\partial Q}{\partial t_{hd}} + \frac{\partial Q}{\partial t_{conv}} \quad (\text{A.18})$$

Os termos à direita representam fontes ou sumidouros de calor associados à difusão de vapor, difusão de calor e transferência de calor sensível na conversão de massa entre categorias. Quando ocorre mudança de categoria, tanto a massa quanto a energia envolvida são subtraídas da antiga categoria e adicionadas à nova categoria. Os processos de difusão de vapor e calor tratados no RAMS seguem soluções numéricas das equações que descrevem os processos, podendo ser encontradas em Pruppacher e Klett (1997). O tratamento numérico não será discutido neste texto, mas pode ser encontrado em Walko et al. (1995).

A.9.2 Colisão e coalescência

A diferença de velocidade entre hidrometeoros faz com que a colisão entre eles seja possível e por conseqüência podem coalescer. No modelo RAMS este processo de troca entre as categorias é baseado no trabalho de Verlinde et al. (1990) que mostra ser possível obter soluções da equação estocástica de coleção, desde que a eficiência de coleção seja assumida constante. Walko et al. (1995) descrevem a implementação deste processo no modelo RAMS. Basicamente a parametrização assume que a água é categorizada em espécies que podem interagir entre si por colisão e coalescência e que sejam representadas por funções contínuas do tipo gama ou lognormal.

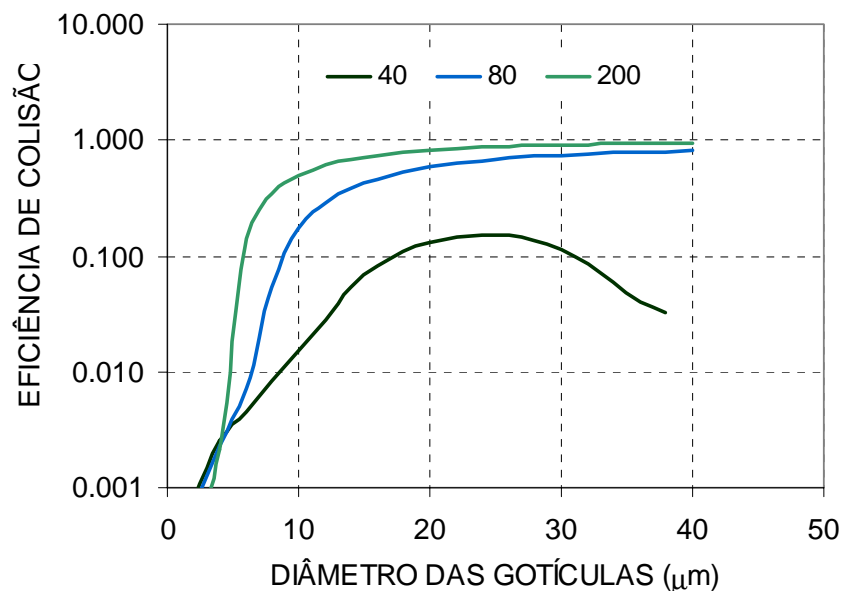


Figura A.8 Eficiência de colisão em função dos diâmetros das gotículas de nuvem para gotas coletoras de 40 µm 80 µm e 200 µm de diâmetro, baseado em Pinsky e Khain (2001).

A aproximação proposta para o tratamento do problema assume ainda que apenas variáveis integradas da distribuição como o conteúdo de água ou a concentração sejam

importantes para a evolução do processo de precipitação. Nesse sentido, na formulação do modelo RAMS, a taxa de variação na razão de mistura de uma espécie y devido à colisão com a espécie x é determinada pela equação estocástica de coleção, dada por:

$$\frac{dr_x}{dt} = \frac{N_{ix}N_{iy}\pi F_\rho}{4\rho_a} \int_0^\infty \int_0^\infty m(D_x)(D_x + D_y)^2 |v_x(D_x) - v_y(D_y)| n_x(D_x)n_y(D_y) E(x,y) dD_x dD_y. \quad (\text{A.19})$$

$E(x,y)$ é a eficiência na qual a espécie x é coletada pela espécie y , $m(D)$ e $v(D)$ são respectivamente a massa e a velocidade terminal dos hidrometeoros com diâmetro D , ρ_a é a densidade do ar e $n(D)$ segue a definição dada na equação A.1. Na Fig. A.8 são mostradas curvas de eficiência de colisão para gotas de diferentes diâmetros: 40, 80 e 200 μm . Observa-se que a eficiência diminui tanto para gotas coletoras quanto para gotículas que são coletadas à medida que o tamanho diminui.

Incluindo a parametrização originalmente proposta e sua aplicação no modelo RAMS, algumas considerações foram feitas: a) A eficiência de coleção $E(x,y)$ foi assumida como sendo independente do diâmetro, reduzindo consideravelmente o custo computacional envolvido no cálculo da equação A.19. A aproximação não é razoável para interação de gotículas de nuvem entre si, pois apresentam grande variação de $E(x,y)$ ao longo do espectro. Por isso esta parametrização não é aplicada às gotículas de nuvem e o tratamento dado a esta categoria em específico está discutido abaixo; b) Com base no trabalho de Wisner et al. (1972), foi assumido que as velocidades terminais podem ser assumidas em função do diâmetro característico D_n no lugar do diâmetro de cada hidrometeoro individual. Isso faz com que o módulo da diferença nas velocidades terminais seja um fator constante na integração de A.19, c) O fator F_p é a raiz quadrada do inverso da densidade do ar (não incluído na formulação original de Verlinde et al., 1990) e foi adotado por Walko et al. (1995) para incluir os efeitos da densidade na velocidade terminal dos hidrometeoros (em ar mais rarefeito os hidrometeoros caem com maior velocidade); d) A integral da equação A.19, excluindo o valor de $E(x,y)$, é pré-calculada e tabelada em função dos diâmetros característicos (em espaçamentos logarítmicos) e do tipo de categoria. Durante a simulação, para qualquer par (x,y) em interação, o valor relativo à integral contida em A.19 é interpolado a partir da tabela e usado no cálculo da variação da razão de mistura, Δr . Esta descrição é aplicável quando a interação envolve fases idênticas, líquido-líquido ou gelo-gelo, e a variação calculada Δr é destinada a uma única categoria, pré-determinada em função unicamente do par (x,y) que está interagindo. A tabela A.2 indica as possibilidades de interação entre categorias e a correspondente categoria de destino.

Quando a interação ocorre entre diferentes fases (exceto a interação entre cristais de gelo e gotículas de nuvem que não é considerada), Δr é dividido em duas partes, uma das quais

representa a parte de gelo coletada pela parte líquida e a outra corresponde à parte líquida que é coletada pelo gelo. Neste caso, a categoria de destino será definida em função da troca de energia envolvida e o equilíbrio térmico estabelecido, diferentemente do que ocorre quando fases idênticas interagem entre si.

Tabela A.2 Classe de destino para a colisão entre categorias.

	nuvem	chuva	gelo	neve	agregado	graupel	granizo
chuva	chuva	chuva	<u>variável</u>	<u>variável</u>	<u>variável</u>	<u>variável</u>	<u>variável</u>
gelo	<u>variável</u>	<u>variável</u>	agregado	agregado	agregado	graupel	granizo
neve	<u>variável</u>	<u>variável</u>	agregado	agregado	agregado	graupel	granizo
agregado	<u>variável</u>	<u>variável</u>	agregado	agregado	agregado	graupel	granizo
graupel	<u>variável</u>	<u>variável</u>	graupel	graupel	graupel	graupel	granizo
granizo	<u>variável</u>	<u>variável</u>	granizo	granizo	granizo	granizo	granizo

A.9.3 Conversão entre gelo primário e neve

Evidências observacionais mostram que cristais de gelo geralmente seguem um padrão bi-modal de distribuição com alta concentração de cristais menores e menor concentração de cristais mais massivos e maiores. Heymsfield (1975), por exemplo, encontra evidências da bi-modalidade em nuvens cirrus. Outro aspecto observacional relevante diz respeito à não ocorrência de riming em pequenos cristais de gelo, como mostra Schlamp and Pruppacher (1975). Com base nessas informações, Harrington (1995) desenvolveu uma parametrização que divide os cristais de gelo em duas categorias: cristais de gelo primário e cristais de neve. Ao longo do tempo o crescimento dos cristais primários por deposição leva à necessidade de transferência dessa categoria para a categoria de neve. Transferência em sentido contrário também ocorre quando cristais de neve estão evaporando. Com base em medidas de campo, Harrington (1995) define um limiar de 125 μm para a transferência entre as duas categorias. Como as categorias são representadas por funções gama (significa que pode haver hidrometeoros de todos os diâmetros), a parte de cada categoria que se encontra além desse limiar é que estará sendo convertida (os menores cristais de neve e os maiores cristais de gelo primário). Portanto, gelo primário e neve definem uma distribuição bi-modal, tal como se observa na natureza, mas cada um descrito pela sua própria função de distribuição gama.

Quando a atmosfera está supersaturada em relação ao gelo, a taxa de transferência de massa e número de cristais de gelo para a categoria de neve é determinada pelas seguintes relações:

$$\frac{dr_p}{dt} = \frac{\Phi}{\rho_a} [\alpha_m D_b^2 n_p(D_b) + T_p (\nu + 1, D_b / D_n)] \quad (\text{A.20})$$

$$\frac{dN_p}{dt} = \Phi D_b^{2-\beta_m} n_p(D_b) \quad (\text{A.21})$$

com Φ sendo dado por

$$\Phi = \frac{4\pi\chi}{\alpha_m \beta_m} (S_i - 1) G_i(T, P) \bar{j}_{vl}. \quad (\text{A.22})$$

Os termos G_i , S_i e \bar{j}_{vl} são parte da equação de crescimento do cristal de gelo. As equações anteriores requerem o cálculo da função gama incompleta para todo passo de tempo, algo que é computacionalmente pouco eficiente. Uma vez que ν e D_b são constantes durante a simulação, uma tabela unidimensional é construída para a função gama incompleta dada por:

$$\Gamma(D_n) = \Gamma\left(\nu + 1, \frac{D_b}{D_n}\right). \quad (\text{A.23})$$

No caso em que a atmosfera está sub-saturada em relação ao gelo, ocorre evaporação da neve e a taxa de transferência de massa e número de cristais de neve para a categoria de cristais de gelo é determinada pelas seguintes relações:

$$\frac{dr_s}{dt} = -\frac{\Phi}{\rho_a} \alpha_m D_b^2 n_s(D_b) \quad (\text{A.24})$$

$$\frac{dN_s}{dt} = -\Phi D_b^{2-\beta_m} n_s(D_b) \quad (\text{A.25})$$

A.9.4 Conversão de gotícula de nuvem para chuva

O processo de colisão e coalescência entre gotículas de nuvem não é representado diretamente pela solução da equação estocástica de crescimento devido à grande distância que separa gotículas de nuvem de gotas de chuva e à grande variação para $E(x,y)$ no domínio de tamanho das gotículas. No modelo RAMS a formação de chuva a partir da interação de gotículas de nuvem entre si segue a parametrização proposta por Berry and Reinhardt (1974). Nesta parametrização, a distribuição de gotículas é discretizada em uma parte precipitante e outra não

precipitante, separadas por um diâmetro de corte de 82 μm . A equação estocástica é resolvida analiticamente e equações para a tendência na massa e no número de gotas de chuva são determinadas por:

$$\frac{dr_r}{dt} = \frac{\rho_w}{\rho} \frac{L}{\tau} \quad (\text{A.26})$$

$$\frac{dN_r}{dt} = 3.5 \times 10^6 \frac{L}{\tau} \quad (\text{A.27})$$

onde ρ_w é a densidade da água, ρ é a densidade do ar e os termos L e τ são escalas características para o conteúdo de água líquida e para o tempo, dados por:

$$L = 2.7 \times 10^{-2} r_c (6.25 \times 10^{18} D_m^4 (1 + \nu)^{-0.5} - 0.4) \quad (\text{A.28})$$

$$\tau = 3.7 / (\rho r_c (0.5 \times 10^{-6} D_m (1 + \nu)^{-0.5} - 0.75)) \quad (\text{A.29})$$

ANEXO B

CONFIGURAÇÕES DOS EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Neste trabalho, todos os experimentos numéricos foram realizados com o modelo RAMS, em sua versão brasileira desenvolvida nos últimos anos, BRAMS. Na seqüência será feita uma descrição geral das opções de parametrização selecionadas durante as simulações. Identificar a melhor configuração de um modelo numérico para representar as condições atmosféricas predominantes em um determinado domínio constitui-se em uma tarefa coletiva dado o fato de que os vários componentes representados no modelo têm cada qual a sua participação e interações altamente não-lineares podem ser esperadas no produto final. Desse modo, a previsibilidade de propriedades associadas à precipitação depende de como a microfísica está configurada e no mesmo grau de sensibilidade responderá às configurações associadas à cobertura da superfície, convecção, resolução vertical e horizontal, temperatura da superfície, umidade do solo, entre outros. Portanto, o foco na microfísica, tal como se configura neste trabalho, não deve ser entendido como conclusivo ao processo de precipitação, mas apenas investigativo e verdadeiramente voltado a dimensionar os efeitos em uma atmosfera sob condições de mudanças como as que se impõe em ambiente de queima de biomassa.

B.1 Configuração comum aos experimentos

As configurações gerais usadas nos experimentos numéricos deste estudo compreendem as opções descritas pela Tabela B.1. As especificações de grade mostradas na tabela foram mantidas constante em todos os experimentos, exceto àquelas especificações associadas aos parâmetros que interagem com a microfísica do processo de precipitação: concentração de gotículas de nuvem, parâmetro de forma da distribuição, concentração de núcleos de gelo e radiação solar.

As grades foram centradas de acordo com as coordenadas do radar (lat: -10,92; lon: -62,41). A topografia característica pode ser vista na Figura B.1 para a área correspondente à 3ª grade. Topos mais elevados a Leste e Oeste da área de estudo, em torno de no máximo 800 m, com a porção elevada a Leste posicionada meridionalmente. Na região central predomina

topografia menos acentuada, definida principalmente pela bacia do rio Ji-Paraná, afluente do rio Madeira, a bacia deste último evidente ao norte.

Tabela B.1 Especificações gerais dos experimentos numéricos

Especificações de grade				
	Grade 1	Grade 2	Grade 3	Grade 4
Horário de Início	00 Z de 23 de setembro de 2002			
Horário de Término	00 Z de 24 de setembro de 2002			
N. de pontos de grade (x,y,z)	(62,62,42)	(62,62,42)	(122,122,42)	(42,42,42)
Resolução horizontal (x,y)	(64, 64 km)	(16, 16 km)	(4, 4 km)	(1, 1 km)
Resol. vertical (1ª camada)	70 m			
Razão de espaçamento vert.	variável			
Passo de tempo	120	30	7,5	1,75
Centro da grade	(10,92 °S 62,41°W)			
Dados de entrada				
Topografia	USGS, com 1 km de resolução			
TSM	TSM semanal do NCEP			
Ocupação do solo	USGS, com 1 km de resolução			
Tipo de solo	Heterogêneo (FAO)			
Campos atmosféricos	CPTEC			
Umidade do solo	Gevaerd e Freitas (2003)			
Parametrizações físicas				
Radiação de onda curta	Chen e Cotton (1983)			
Radiação de onda longa	Chen e Cotton (1983)			
Atualização da radiação	20 min			
Parametrização de cumulus	Grell (1993), grades 1,2			
Atualização de cumulus	10 min			
Microfísica de Nuvens	Walko et al. 1995; Concentração - diagnosticada pelo modelo, sendo a água de nuvem a partir da concentração de CCN; Parâmetro de forma – variável de 1 a 7, dependendo da categoria e do experimento.			

Para a topografia e ocupação do solo foram utilizados dados do USGS, com 1 km de resolução. Campos atmosféricos gerados pelo CPTEC foram utilizados no início e nas fronteiras do modelo. Foram utilizadas as parametrizações da radiação de Chen e Cotton (1983) e da

convecção de Grell (1993). As simulações tiveram início às 0 h do dia 23 de setembro de 2002 e se encerraram 24 h após. A estrutura vertical da grade será discutida em detalhe na seqüência.

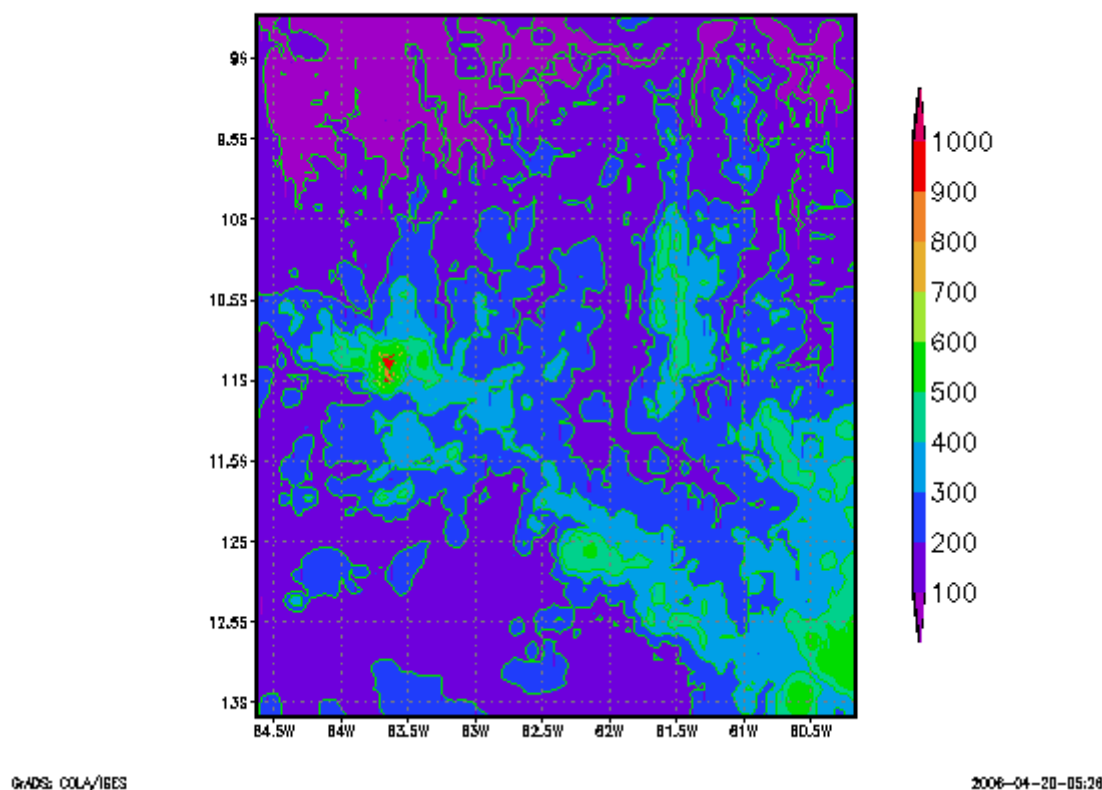


Figura B.1 Topografia característica da área de estudo.

B.2 Estrutura vertical da grade

Neste trabalho, a identificação da melhor configuração do modelo RAMS foi feita com base na representatividade do fenômeno da precipitação. Além dos parâmetros específicos da parametrização de microfísica, a precipitação, por sua vez, é extremamente sensível à resolução. Em particular alta resolução vertical é necessária para assegurar que todos os processos estejam sendo ativados plenamente. Isso vale também para a resolução horizontal ao se buscar uma representação adequada na disposição das células em desenvolvimento. Entretanto, a questão da resolução é limitada pela disponibilidade de recursos computacionais.

Para o eixo vertical, aplicou-se um sistema de coordenadas que acompanha o terreno, denominado sigma-z (Walko e Tremback, 2001). Neste sistema, o topo do modelo é plano, mas a base segue as variações do terreno. As Figuras B.2 e B.3 comparam dois modelos de estrutura vertical, um tradicionalmente usado (T) e outro que se propõe neste trabalho (J), com três exemplos para cada um deles (o número ao lado da letra representa o número de níveis verticais).

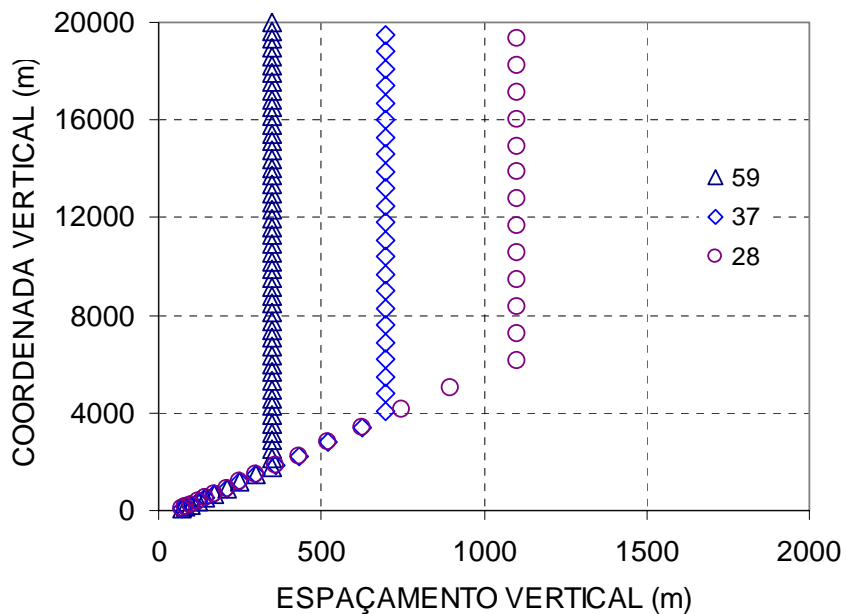


Figura B.2 Variação dos espaçamentos no eixo vertical em função da altitude para o modelo tradicional (T).

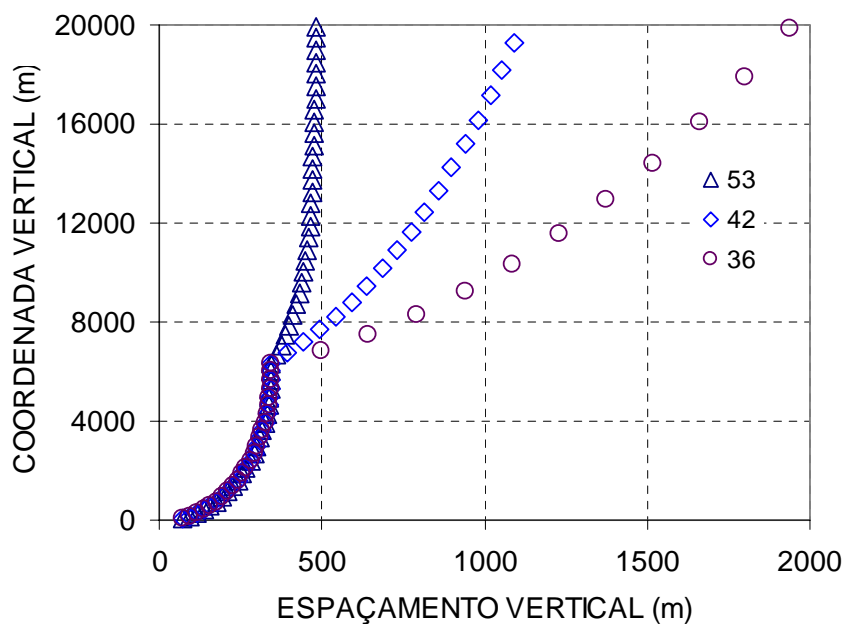


Figura B.3 Variação dos espaçamentos no eixo vertical em função da altitude para o modelo utilizado neste trabalho (J). O número de níveis aparece na legenda.

Em comparação ao modelo tradicional, o modelo proposto parece ser o mais adequado quando a precipitação está em foco. No modelo tradicional, os espaçamentos aumentam com a altura até atingirem um valor máximo estipulado pelo usuário, daí em diante permanecendo

constante até o topo do modelo. No modelo proposto, a taxa é variável com a altura, de maneira que os níveis verticais podem ser representados por duas funções (exponencial ou potência), uma começando na superfície e a outra em torno de 6/7 km de altura. A base física para proceder assim é, garantir a boa resolução próxima à superfície (como ocorre no modelo tradicional), mas não relaxar muito na região onde processos importantes do ponto de vista da precipitação estejam acontecendo (por exemplo, a ativação das gotículas e a formação secundária de gelo).

A resolução vertical em experimentos numéricos que envolvem parametrizações da microfísica de nuvem é fundamentalmente importante. De acordo com alguns autores, o uso de resoluções verticais inapropriadas pode conduzir a erros, dependendo das características do modelo em uso. Erros associados às propriedades dos espectros de gotículas e à velocidade vertical são citados por Khain et al. (2004). Para testar a sensibilidade do modelo RAMS em relação à resolução vertical da grade, uma tempestade induzida por uma bolha de ar quente e úmido junto à superfície foi utilizada. Neste caso avaliou-se o comportamento da estrutura vertical proposta em comparação àquela tradicional.

Os campos representando o total de água condensada, integrado na vertical, nas sete categorias de hidrometeoros são mostrados nas Figuras B.3a e B.3b, respectivamente para os instantes 35 min e 55 min de simulação. Nas condições tradicionais de resolução os campos diferem bastante, enquanto que nas condições propostas para este trabalho os campos guardam um mínimo de coerência entre si. Outro aspecto a ser relevado é que no experimento tradicional com o maior número de níveis é que se obtém valores que mais se aproximam do modelo proposto. Avaliando a evolução temporal dos campos, a partir do centro da célula de tempestade, chega-se à mesma conclusão, tanto para o total condensado na vertical, quanto para a água de chuva e o total de precipitação acumulado na superfície (Figuras B.3c, B.3d e B.3e). Como consequência da relação intrínseca entre a dinâmica e a microfísica de desenvolvimento das tempestades, o mesmo foi observado para os demais campos de variáveis meteorológicas, por exemplo, temperatura (Fig. B.3f).

A partir dos resultados anteriores, mostrando que o modelo de estrutura vertical proposto oferece bastante coerência nos resultados, os experimentos numéricos realizados neste trabalho foram conduzidos segundo esta nova disposição vertical dos níveis. Como um segundo aspecto, também de grande relevância, obteve-se considerável economia computacional na realização dos experimentos. Portanto, todos os experimentos numéricos foram conduzidos com 36 níveis verticais.

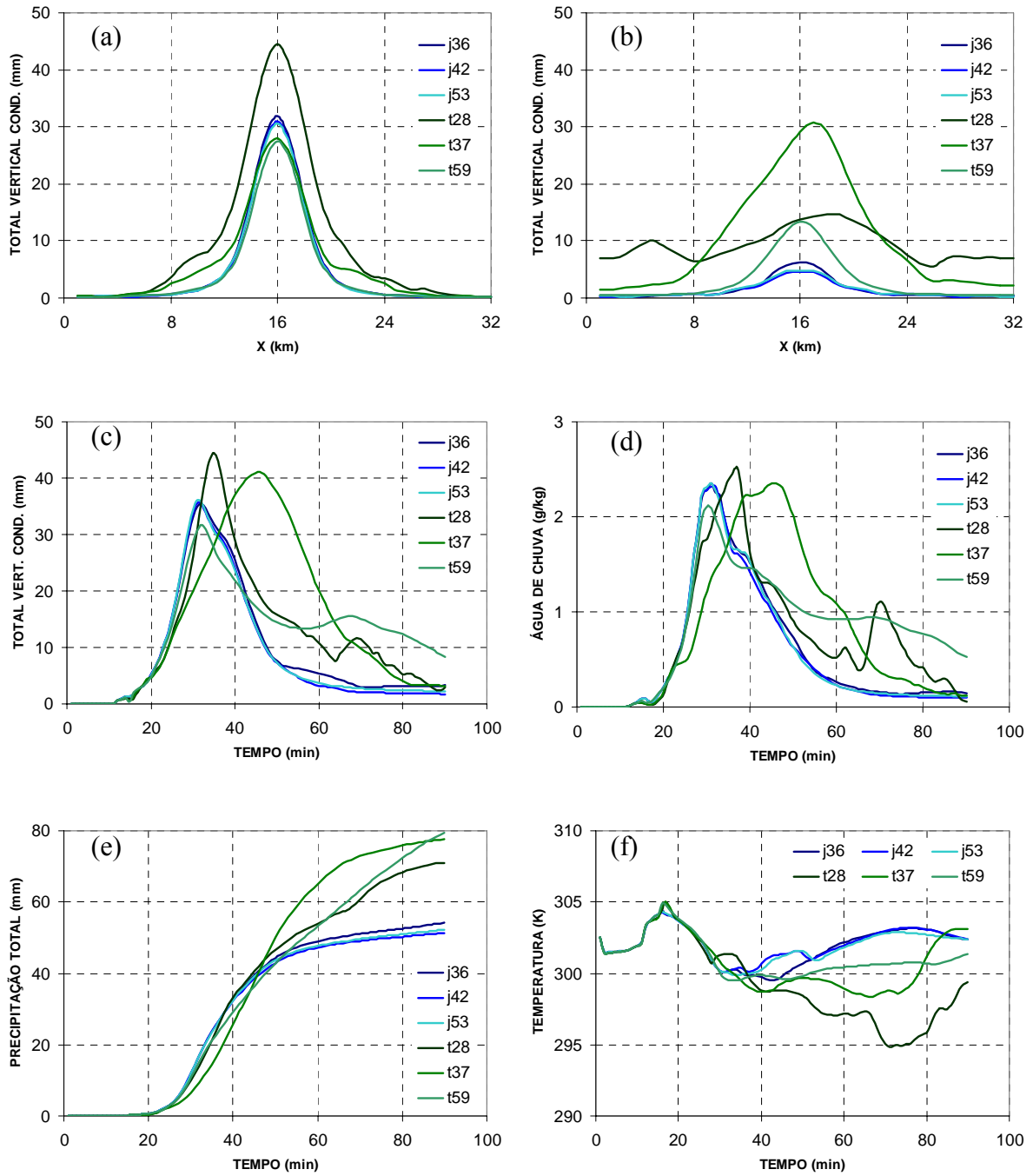


Figura B.3 Total de água condensada para os instantes 35 min (a) e 55 min(b); Evolução temporal do total condensado (c), água de chuva (d), total de precipitação (e) e temperatura (f) para o centro da célula convectiva.