

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

ANTÔNIO CHARLES SILVÉRIO

**ESTUDO EXPERIMENTAL E NUMÉRICO DA CONVECÇÃO TROPICAL
SOBRE A AMAZÔNIA EM DIFERENTES REGIMES DE PARTICULADO
ANTROPOGÊNICOS E POSSÍVEIS MODIFICAÇÕES CLIMÁTICAS**

Fortaleza
2006

ANTÔNIO CHARLES SILVÉRIO

**ESTUDO EXPERIMENTAL E NUMÉRICO DA CONVECÇÃO TROPICAL
SOBRE A AMAZÔNIA EM DIFERENTES REGIMES DE PARTICULADO
ANTROPOGÊNICO E POSSÍVEIS MODIFICAÇÕES CLIMÁTICAS**

Tese submetida à Coordenação do Curso Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física.

Orientador: Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira

Fortaleza
2006

ANTÔNIO CHARLES SILVÉRIO

**ESTUDO EXPERIMENTAL E NUMÉRICO DA CONVECÇÃO TROPICAL
SOBRE A AMAZÔNIA EM DIFERENTES REGIMES DE PARTICULADO
ANTROPOGÊNICO E POSSÍVEIS MODIFICAÇÕES CLIMÁTICAS**

Tese submetida à Coordenação do Curso Pós-Graduação em Física, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor em Física.

Aprovada em / / 2006

BANCA EXAMINADORA

Prof.Dr. José Carlos Parente de Oliveira (Orientador)
Universidade Federal do Ceará

Prof.Dr. Gerson Paiva Almeida (Co-Orientador)
Universidade Estadual do Ceará

Prof. Dra. Maria de Fátima Andrade
Universidade de São Paulo

Prof.Dr. Antonio José da Costa Sampaio
Universidade Vale do Acaraú

Dr. Sérgio Sousa Sombra
Fundação Cearense de Meteorologia - Funceme

A Deus, fonte de tudo.
Aos meus pais, irmãos e a toda minha família
pela compreensão.
Aos meus amigos pelo apoio e companheirismo.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. José Carlos Parente de Oliveira, pela confiança, orientação e apoio.

À Escola de Pós-Graduação em Física da UFC, na pessoa do atual Coordenador do curso, Prof. Dr. José Soares Andrade Junior por toda a infra-estrutura oferecida.

Ao Departamento de Física da UFC na pessoa do atual chefe Prof. Dr. José Ramos Gonçalves.

Ao Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida, pelas discussões e sugestões recebidas.

Aos professores do Curso de Pós-Graduação por toda a formação acadêmica e aos funcionários do Departamento de Física.

A FUNCAP, pelo incentivo e auxílio financeiro desta pesquisa.

A todos os colegas do Laboratório de Física de Nuvens e Mesoescala – LFNM pela convivência, sempre prazerosa: José Sidou (em especial), Carlos Santana, Sérgio Sombra, Herbert Lima, Augusto César, Márcio Gledson, Ronner.

Ao Prof. Dr. Alexandre Araújo Costa, por sua contribuição para o desenvolvimento deste trabalho.

A Leila Loiola, pela presença em minha vida.

Aos meus segundos pais Roberto e Socorro, pelo incentivo e apoio que sempre me proporcionaram.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

*“Quando contemplo o sagrado **liao wo**, meus pensamentos se voltam para aqueles que me geraram, me criaram, e agora estão cansados. Eu pagaria a dádiva que me fizeram, mas ela é como o céu: nunca nos aproximamos dela.”*

~ Huston Smith ~

RESUMO

Os processos microfísicos, em particular, representam, hoje em dia, uma das incertezas mais cruciais no entendimento da convecção tropical. A questão reside no fato de, em última instância, ser ao nível dos processos microfísicos que é liberada grande parte da energia necessária para os movimentos atmosféricos nos trópicos. Daí, uma correta representação dos processos físicos envolvendo nuvens e sua interação com a circulação atmosférica em escalas maiores é condição essencial para que modelos de circulação geral, por exemplo, possam oferecer bons resultados em previsão climática e simulações de mudanças climáticas globais. Neste trabalho é feito um estudo (revisão) da teoria dos aerossóis atmosféricos e uma caracterização da região Amazônica, uma descrição completa dos experimentos de campo EMfin!/LBA/SMOCC, bem como, um estudo da relação entre os núcleos de condensação e a microestrutura de nuvens até a interação destas com a estrutura termodinâmica do ambiente de grande escala, possíveis modificações climáticas provocadas por fatores antropogênicos (queimadas) e também estudos utilizando modelos numéricos: um modelo de parcela, um modelo bidimensional axi-simétrico e um modelo de ensemble de nuvens, todos foram iniciados com base em dados obtidos dos experimentos acima citados. Os resultados experimentais e numéricos sugerem que a poluição inibe a formação e o desenvolvimento da precipitação na fase líquida (chuva quente), e altera os fluxos de radiação, com conseqüências significativas no clima, pelo menos em escala regional.

ABSTRACT

The microphysics processes, represent nowadays, one of the most crucial uncertainties in the understanding of the tropical convection. This is due to the fact that great part of the energy necessary for the tropical atmospheric movements is released by the microphysics processes. Then a correct representation of the microphysics processes in general circulation models involving clouds and his interaction with the atmospheric circulation in larger scales is an essential condition for the obtention of good results in climatic forecast and simulations of global climatic changes. This work consist of a study (revision) of the theory atmospheric aerosols and a characterization of the Amazonian area, a complete description of the field experiments EMfiN!/LBA/SMOCC, as well, a study of the relationship between the condensation nuclei and the cloud microstructure, up to interaction of the clouds with the thermodynamic structure of the atmosphere of larger scale, possible climatic modifications provoked by anthropogenic factors (forest fire) and also studies using numerical models: one of parcels, one bin-microphysics cloud model and another of ensemble of clouds, all were initiated with data from the above mentioned experiments. The experimental and numerical results suggest that the pollution inhibits the formation and the development of the precipitation in the liquid phase (warm rain), and it alters the radiation flow, with significant consequences in the climatic, at least in regional scale.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS	3
1.2 NÚCLEOS DE CONDENSAÇÃO DE NUUVENS (CCN).....	14
1.3 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA	17
1.4 CLIMATOLOGIA DA REGIÃO AMAZÔNICA	18
1.5 AÇÕES ANTROPOGÊNICAS NA AMAZÔNIA	22
1.6 QUEIMADAS E DESMATAMENTOS NA AMAZÔNIA	23
2. OBJETIVOS	30
3. METODOLOGIA, CARACTERIZAÇÃO E LOCAIS DOS EXPERIMENTOS ...	32
3.1. EMFIN! – ESN-CEARÁ.....	32
3.1.1 <i>Fundamentação</i>	32
3.1.2 <i>Instrumentação</i>	33
3.1.3 <i>O Avião Laboratório</i>	34
3.1.4 <i>O Radar Meteorológico</i>	35
3.1.5 <i>Estação de Radiossondagem</i>	36
3.1.6 <i>A Campanha</i>	37
3.1.7 <i>O Projeto LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera–Atmosfera da Amazônia</i>	40
3.2.1 <i>O SMMOC/LBA</i>	41
3.2.2 <i>Instrumentação</i>	42
3.2.3 <i>A Campanha</i>	43
3.2.4 <i>Estudo da Distribuição Vertical de Aerossóis</i>	43
3.2.5 <i>Verificação do processo de formação de gotas em cumulus de bom tempo</i>	44
3.2.6 <i>Caracterização da microfísica de nuvens convectivas</i>	45
4 RESULTADOS EXPERIMENTAIS E DISCUSSÕES	48
4.1 ESPECTROS DE CCN	48
4.2 FUNÇÕES-DISTRIBUIÇÃO OBSERVADAS	59
4.3 INFLUÊNCIA DAS QUEIMADAS SOBRE O DESENVOLVIMENTO DA PRECIPITAÇÃO	63
5. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	68
5.1 SIMULAÇÕES COM MODELO DE PARCELA.....	68
5.1.2 <i>O Conjunto de Simulações</i>	69
5.1.3 <i>O Papel dos CCN Gigantes e Ultragigantes</i>	71
5.1.4 <i>Os Efeitos da Umidade do Ar</i>	74
5.1.5 <i>Efeitos da Velocidade Vertical</i>	76
5.2 SIMULAÇÕES COM MODELO AXI-SIMÉTRICO BIDIMENSIONAL	77
5.2.1 <i>O Modelo Axi-Simétrico Bidimensional</i>	77
5.2.2 <i>O Conjunto de Simulações</i>	81
5.2.3 <i>Os Resultados</i>	82

5.3 SIMULAÇÕES COM O MODELO DE ENSEMBLE DE NUVENS.....	87
5.3.1 <i>O Modelo de Ensemble de Nuvens</i>	87
5.3.2 <i>O Modelo Atmosférico RAMS</i>	88
5.3.2.1 Equações do Modelo RAMS.....	88
5.3.2.2 Conservação da Água e Microfísica.....	90
5.3.2.3 Esquema de radiação.....	93
5.3.2.4 Difusão.....	94
5.3.2.5 Fluxos de Superfície.....	97
5.3.3 <i>Conjunto de Simulações</i>	98
5.3.3.1 Setup do Modelo.....	99
5.3.3.2 Resultados.....	100
6 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS.....	117
6.1 CONCLUSÕES.....	117
6.2 TRABALHOS FUTUROS.....	120
REFERÊNCIAS.....	120
ANEXO A.....	129

1. INTRODUÇÃO

É reconhecido que o clima, em escalas global, regional e local, é fortemente influenciado pela cobertura de nuvens e suas propriedades microfísica e ópticas. Do ponto de vista da transferência radiativa, as nuvens desempenham um papel muito importante no balanço de energia. Ao mesmo tempo, o ciclo energético global, com destaque para o transporte de energia dos trópicos para os pólos, tem como uma de suas componentes principais a liberação de calor latente em nuvens convectivas tropicais. Os processos microfísicos, em particular, representam, hoje em dia, uma das incertezas mais cruciais no entendimento da convecção tropical (como discutido, por exemplo, por Grabowski et al., 1999, Wu et al., 1999). A questão reside no fato de, em última instância, ocorrer nos processos microfísicos a liberação de grande parte da energia necessária para os movimentos atmosféricos nos trópicos.

Tanto as propriedades radiativas das nuvens como o albedo, como os perfis de aquecimento associados a elas (por exemplo, as diferentes assinaturas termodinâmicas de colunas convectivas e estratiformes descritas por Lin and Johnson 1999; etc.) dependem intimamente de sua microfísica (concentração, dimensão, tipo e distribuição por tamanho de hidrometeoros). A eficiência da precipitação em nuvens convectivas também depende de sua microfísica, já que a conversão da gotícula de nuvem em gota precipitante é função da concentração e tamanho das gotículas, que são, eles próprios, determinados pelas características dos núcleos de condensação (Oliveira and Vali, 1995; Brenguier and Grabowski, 1996).

Daí, uma correta representação dos processos físicos envolvendo nuvens e sua interação com a circulação atmosférica em escalas maiores é condição essencial para que modelos de circulação geral, por exemplo, possam oferecer bons resultados em previsões climáticas e simulações de mudanças climáticas globais.

A enorme necessidade de se obter dados da estrutura dinâmica, termodinâmica e microfísica das nuvens para calibrar e/ou desenvolver parametrizações físicas contrasta, no entanto, com o número restrito de observações relativas à Física de Nuvens, coletadas no Brasil. Até o ano de 2002, somente o Experimento do Ceará (Costa et al. 2000) e a campanha do TRMM-LBA (Tropical Rainfall Measuring Mission – Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia) incluíram coletas maciças de dados de microfísica de nuvens em território nacional.

Com o propósito geral de obter dados de microfísica em sistemas de nuvens tropicais, permitindo desde o estudo da relação entre os núcleos de condensação e a microestrutura de nuvens até a interação dessas com a estrutura termodinâmica do ambiente de grande escala, em 2002 foi inaugurado um projeto de pesquisa, O Experimento de Microfísica de Nuvens, EMfiN!, realizado no Nordeste Brasileiro. O “Experimento de Microfísica de Nuvens” visou iniciar o preenchimento dessa importante lacuna de conhecimento, construindo um conjunto de dados de microfísica de nuvens coletado em território brasileiro, juntamente com o SMOCC/LBA (Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate – Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia), realizado na região Amazônica em 2002.

Neste trabalho é feito 1- um estudo sobre a teoria dos aerossóis atmosféricos, 2- uma caracterização da região Amazônica, 3- uma descrição completa dos experimentos de campo EMfiN!/LBA/SMOCC , bem como, um estudo da relação entre os núcleos de condensação e a microestrutura de nuvens. Adicionalmente, estuda-se a interação das nuvens com a estrutura termodinâmica do ambiente de grande escala, possíveis modificações climáticas provocadas por fatores antropogênicos (principalmente o particulado produzido pelas queimadas) e também estudos utilizando modelos numéricos: um de parcela, um modelo bidimensional axi-simétrico e um outro modelo de ENSEMBLE DE NUVENS (produz uma estatística mais robusta). Todos os modelos utilizados nos estudos foram iniciados com base em dados obtidos dos experimentos acima citados.

1. 1 Aerossóis Atmosféricos

A troposfera é a região da atmosfera na qual ocorre a maioria dos processos que regulam o clima do planeta, estendendo-se desde a superfície até o início da estratosfera a 10-18 km de altitude, dependendo da latitude e estação do ano (Seinfeld and Pandis, 1998). A troposfera pode ser subdividida em três partes: camada de mistura, camada de inversão e troposfera livre, sendo que por meio de movimentos verticais ocorrem interações entre estas camadas. Em termos de composição química gasosa, a troposfera é relativamente homogênea, composta por 78% de nitrogênio (N_2), 21% de oxigênio (O_2), 1 % de argônio (Ar), 0.0365 % de dióxido de carbono (CO_2), variando a quantidade de vapor de água com a altitude e a temperatura. Outros gases traço também estão presentes, em menores proporções, tais como o CO, O_3 , NO, NO_2 , CH_4 além de diversos hidrocarbonetos e outros componentes (Seinfeld e Pandis, 1998; Brasseur et al., 1999).

A ciclagem dos compostos químicos em nosso planeta pode ser descrita em termos de ciclos biogeoquímicos, onde, entre eles se destacam os ciclos do carbono, nitrogênio, fósforo e enxofre. Um grande esforço de pesquisa global está direcionado para entender as emissões, fluxos e tempos de residência de cada composto nos diversos reservatórios biogeoquímicos do planeta (biosfera-atmosfera-oceanos) (IGBP, 2002). Os mecanismos envolvidos nas trocas de compostos entre os diferentes reservatórios podem ser fortemente influenciados pelas atividades humanas (práticas agrícolas, industrialização, urbanização, desflorestamento entre outros). As mudanças no uso da terra e a queima de biomassa e combustíveis fósseis são responsáveis por mudanças significativas na composição química da atmosfera e no balanço radiativo da atmosfera (IPCC 2001), com potenciais efeitos climáticos importantes.

Partículas na atmosfera (aerossóis) surgem de processos naturais, como poeira erguida pelos ventos, spray marinho, atividades vulcânicas e atividades antropogênicas, como combustão (queima de combustível). Os aerossóis se dividem em primários os que são emitidos diretamente como partículas e os secundários que são formados na atmosfera por processos de conversão gás-partícula. Uma vez suspensas no ar, partículas se desenvolvem em tamanho e composição pela condensação de vapor, por evaporação, por coagulação com outras partículas, por reações químicas, ou ainda pela ativação na presença de vapor d'água supersaturada tornando-se gotas de nuvens e ou de nevoeiro.

Partículas menores que $1\mu\text{m}$ de diâmetro geralmente tem concentração na atmosfera em torno de 10 a 10.000 cm^{-3} ; as que excedem $1\mu\text{m}$ de diâmetro tipicamente exibem concentrações menores que 10 cm^{-3} . Já é conhecido que partículas antropogênicas com concentrações típicas de áreas urbanas afetam diretamente a saúde humana. A queima

de biomassa, especialmente nos trópicos, produz significativas perturbações nas cargas de aerossóis troposféricos nestas regiões, talvez acompanhados de alterações no comportamento das nuvens.

A concentração total de aerossóis varia amplamente, de baixas concentrações em torno de 10^9 m^{-3} em ambientes limpos, para acima de 10^{11} m^{-3} em áreas altamente poluídas, além da alta concentração de aerossóis nestes ambientes a distribuição de tamanhos de partículas também é diferente, Dennis (1980). Os ambientes poluídos consistem principalmente de partículas grandes e de partículas que se aproximam do limite superior dos núcleos de Aitken, Dennis (1980).

As concentrações e distribuições por tamanhos dos aerossóis atmosféricos, são controladas pela distribuição de tamanhos no instante em que as partículas são introduzidas na atmosfera, pela tendência dessas partículas em colidir, coagular e pelos processos de remoção dos aerossóis da atmosfera. Os processos de coagulação são altamente dependentes da distribuição por tamanhos, Dennis (1980).

As partículas de aerossóis são suficientemente pequenas de modo que podemos aplicar a lei de Stokes. A lei de Stokes pode ser expressa na forma,

$$\mathbf{F} = -3\pi\mu d\mathbf{u} \quad (1.1)$$

Onde \mathbf{F} é força de arraste exercida em uma partícula de diâmetro d , movendo-se com uma velocidade \mathbf{u} , em um fluido, e μ é o coeficiente de viscosidade dinâmico. Note que a equação (1) é vetorial e que a força é contrária a direção do movimento da partícula.

Uma partícula de aerossol em queda livre assume a velocidade terminal, u_T , com a atuação da força da gravidade em todos os pontos da queda, corrigindo

adequadamente a flutuação média que é balanceada pela força de arraste. Comparando estas duas forças nós encontramos que, para uma partícula de aerossol no ar,

$$U_T = (\rho - \rho_a)gd^2/18\mu, \quad (1.2)$$

onde g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade da partícula, e ρ_a é a densidade do ar.

Junge et al. (1961) usou a equação (1.2) para calcular as velocidades terminais de partículas esféricas de densidade 2 Mg m^{-3} (gravidade específica = 2) como função do tamanho das partículas em diferentes alturas em uma atmosfera padrão. A densidade escolhida é apropriada para os principais aerossóis. Embora eles possam ser compostos por substâncias com tamanhos, em que, a gravidade específica seja maior que 2, eles são moldados irregularmente, consistindo de conglomerados de pequenas partículas juntas com ar nos espaços intersticiais.

Em adição aos movimentos descendentes sob a ação da gravidade, as partículas de aerossol, também sofrem movimentos erráticos conhecidos como movimentos brownianos. Os movimentos brownianos são devidos, aos bombardeamentos por moléculas de ar, e são fortemente dependentes do tamanho. Partículas grandes são golpeadas quase continuamente em todos os lados, por moléculas que se movem em direções diferentes, resultando em um efeito líquido nulo. Além disso, a massa de uma partícula grande é bem maior quando comparada a de uma molécula, o que faz com que, a aceleração líquida tende a ser muito pequena em qualquer direção. Por outro lado uma Partícula suficientemente pequena pode receber acelerações significativas, em virtude, de uma colisão com uma única molécula de ar, que viaja a uma velocidade que é igual ao dobro da sua, além disso, as colisões são tão infrequentes que a aceleração não é necessariamente cancelada imediatamente após colisões com moléculas que se movem em outras direções. De cinco

possíveis colisões, em um determinado intervalo de tempo é muito provável que quatro produzam aceleração positiva e apenas uma determine uma aceleração negativa. Porém, para uma partícula grande golpeada por 50 moléculas, no mesmo intervalo de tempo, a probabilidade é de 40 colisões produzirem acelerações positivas e apenas 10 gerarem acelerações negativas, que é um número bastante pequeno.

O desenvolvimento matemático das idéias acima esboçadas é parte da teoria do caminho aleatório, e estar coberta em vários livros textos, o tratamento mais completo é encontrado em Fuchs (1964). Outros textos que também podem ser consultados são os de Byers (1965); Pruppacher and Klett (1978, cap. 12).

Tabela 1.1-Baseada no trabalho de Fucks

Diâmetro da Partícula (μm)	Velocidade Terminal ($\mu\text{m s}^{-1}$)	Velocidade média (3-D) Movimento Browniano ($\mu\text{m s}^{-1}$)	Média do deslocamento absoluto ao longo de um dado eixo em 1 segundo (μm)
10	3000	$1,4 \times 10^2$	1,7
1	35	$4,4 \times 10^3$	5,9
0,1	0,86	$1,4 \times 10^5$	30
0,01	0,066	$4,4 \times 10^6$	260

A Tabela 1.1, baseada em Fucks, mostra as velocidades instantâneas e as distâncias médias percorridas por partículas de aerossóis de vários tamanhos em um segundo. A tabela 1.1, mostra que os movimentos brownianos diminuem fortemente quando o diâmetro dos aerossóis aumenta.

O movimento browniano de uma partícula individual de aerossol é isotrópico, isto é, movimentos em todas as direções são igualmente prováveis. Se existe um gradiente na concentração do número de partículas de aerossol, ocorre uma tendência para as partículas se difundirem na região de baixa densidade. O coeficiente de difusão browniano das partículas de aerossol foi mostrado por Einstein como sendo,

$$D_B = kTB \quad (1.3)$$

onde k é a constante de Boltzmann, T a temperatura absoluta e B é a mobilidade das partículas. A mobilidade de uma partícula obedece à lei de Stokes e é dado por

$$B = 1/3\pi\mu d, \quad (1.4)$$

onde todos os termos foram previamente definidos. Comparando as equações (1.1) e (1.4) podemos mostrar que, para uma partícula que se move com velocidade u , a força de arraste é inversamente proporcional à mobilidade, isto é,

$$\mathbf{F} = -\mathbf{u}/B. \quad (1.5)$$

A análise de (1.3) e (1.4) mostra que a difusão browniana é mais rápida para pequenas partículas de aerossol (partículas de Aitken) do que para partículas grandes e partículas gigantes (veja tabela 1.1). Esta tendência é reforçada pelo fato de que as partículas com raios menores do que as moléculas de ar de livre-caminho médio experimentam menos arraste do se calcularia através de uma simples aplicação da equação (1.1). Esta complicação pode ser controlada pela introdução na fórmula da mobilidade de um “fator de deslizamento” originalmente devido a Cunningham. A fórmula da mobilidade se torna então,

$$B = [1 + (a' l/d)]/3\pi\mu d, \quad (1.6)$$

onde l é o livre caminho médio de uma molécula de ar (com aproximadamente $0,1 \mu\text{m}$) e a' foi determinado experimentalmente como sendo aproximadamente igual a 1,8. Para partículas ainda menores, da ordem de nanômetros, o arraste aumenta novamente devido aos efeitos cinéticos do gás.

Os movimentos brownianos que são responsáveis pela difusão de partículas de aerossóis também levam a colisão entre eles e a coagulação. Podemos considerar com base nas velocidades quadrática média (tabela 1.1), que uma colisão entre duas partículas pequenas de mesmo tamanho é mais provável que uma colisão entre duas partículas grandes, embora que, para partículas grandes, a secção transversal de choque seja grande. As mais prováveis colisões de todas são as que ocorrem entre as partículas pequenas e grandes, visto que, em condições mais simples, as pequenas partículas de aerossol possuem altas velocidades necessárias para promover colisões, enquanto as partículas grandes possuem uma grande secção transversal.

Pode ser mostrado, usando um simples modelo de difusão, que o número de partículas pequenas coletadas por unidade de tempo por uma única partícula grande é dado por, Dennis (1980),

$$v = 2\pi d_2 D_1 N_1, \quad (1.7)$$

onde d_2 é o diâmetro das partículas grandes, D_1 é o coeficiente de difusão browniano para partículas pequenas e N_1 suas concentrações.

A fórmula para a probabilidade de colisões entre duas partículas de aerossol é geralmente construída em suposições que consideram a probabilidade das colisões

proporcional à soma dos diâmetros e a soma de seus coeficientes de difusão. Pode-se escrever então, a base para a coagulação browniana de partículas de diâmetros d_1 e d_2 como,

$$K_B(d_1, d_2) = \pi(d_1 + d_2)(D_1 + D_2)\beta, \quad (1.8)$$

onde, D_1 e D_2 são os coeficientes de difusão para as partículas de diâmetros d_1 e d_2 , respectivamente, e β é um fator de coagulação, que permite as colisões que não levam à coagulação e também múltiplas colisões entre partículas que não interagem inicialmente. Se existir em uma unidade de volume, uma partícula de diâmetro d_1 e uma de diâmetro d_2 , a probabilidade que elas têm de colidir e coagular na unidade de tempo, devido, ao movimento browniano é $2 K_B (d_1, d_2)$. A frequência de colisão com coagulação por unidade de volume entre partículas de diâmetro d_1 e concentração N_1 e partículas de diâmetro d_2 e concentração N_2 é dada por,

$$v = 2 K_B (d_1, d_2)N_1N_2 \quad (1.9)$$

Para a dispersão de um único tipo de aerossol com concentração N , a frequência de colisões com coagulação por unidade de volume é dada por,

$$v = K_B (d, d)N^2, \quad (1.10)$$

Cada colisão com coagulação resulta em uma redução líquida de 1 na concentração de partículas, assim,

$$dN/dt = - K_B N^2, \quad (1.11)$$

O papel da difusão browniana em causar a coagulação é complementado em alguns casos pela atração gravitacional, por efeitos foréticos, e pela micro-escala turbulenta. A turbulência é o fator mais importante para as partículas grandes de aerossol. Os núcleos para coagulação devido à turbulência, são calculados usando a fórmula sugerida por

Smoluchowski que é,

$$K_* = \frac{1}{6} \frac{\partial u}{\partial n'} (d_1 + d_2)^3, \quad (1.12)$$

onde $\partial u / \partial n'$ é o gradiente normalizado da velocidade do ar.

A tendência de que as partículas pequenas de aerossol possam coagular em partículas grandes, provem de um mecanismo de limpeza da atmosfera. As grandes partículas produzidas por coagulação possuem velocidades de queda apreciáveis. Porém, as partículas não caem na atmosfera tão rapidamente, como estas simples considerações para as velocidades de queda sugerem. Isso se dá devido à turbulência, os ventos e as correntes convectivas, que distribuem as partículas amplamente tanto na direção vertical como na direção horizontal.

O papel da turbulência no espalhamento das partículas de aerossol e outras impurezas podem ser descrito, considerando que o coeficiente de difusividade turbulenta atua em todos os pontos da atmosfera. Três desses coeficientes são necessários D_x , D_y , D_z , pelo fato da turbulência ser freqüentemente anisotrópica. Deve-se perceber que estes coeficientes de difusividade turbulenta, embora tenham as mesmas unidades e possam ser usados de maneira semelhante aos coeficientes que descrevem os processos de difusão browniana e molecular, eles operam em uma escala muito maior e surgem de processos diferentes.

A teoria da turbulência considera a energia turbulenta em um dado volume de ar como sendo sistematicamente distribuída entre os turbilhões de diferentes tamanho. Expressando os tamanhos dos turbilhões como números de ondas, isto é pelos seus respectivos diâmetros, e fazendo uma simplificação, considerando que a turbulência é

isotrópica, pode-se escrever a distribuição de energia turbulenta sobre o espectro do número de onda como sendo $E_{(k)}$,

$$E_{(k)} \approx \varepsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (1.13)$$

onde k é o número de onda e ε expressa a razão de dissipação da energia, a equação (1.13), também é conhecida como o inverso de cinco terços da lei da turbulência. De acordo com Batchelor (1960) a dissipação da energia ε é concentrada em altos números de onda (pequenos turbilhões) e pode ser expressa como,

$$\varepsilon = \frac{2\mu}{\rho_a} \int_0^{\infty} \kappa^2 E(\kappa) d\kappa \quad (1.14)$$

onde μ é viscosidade, ρ_a é a densidade do ar e κ é o número de onda [a quantidade (μ/ρ_a) é conhecida como viscosidade cinética]. A intensidade da turbulência em qualquer ponto pode ser caracterizada pelo parâmetro de dissipação de energia, ε .

A mistura turbulenta de aerossóis é produzida por turbilhões de todos os tamanhos. A energia turbulenta em qualquer ponto pode ser usada para estimar D_x , D_y , e D_z , contanto que se tenha conhecimento do espectro turbulento, inclusive dos turbilhões presentes ao longo dos eixos x , y e z . Um pouco de cautela também é necessária, visto que, valores apropriados de D_x , D_y , e D_z , também dependem do intervalo de tempo que é considerado.

Numa atmosfera normal a concentração de partículas de aerossóis de um dado tamanho diminui com a altura. A distribuição em grande escala de partículas de aerossol na atmosfera é mantida indefinidamente e envolve movimentos verticais em todas as escalas e até acima de dezenas de quilômetros. Um valor apropriado de D_z nesta situação, calculando

a média sobre regiões calmas e tempestuosas é de $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

O estágio final da remoção de uma partícula de aerossol da atmosfera é o seu impacto sobre alguma superfície coletora; algumas superfícies são mais efetivas que outras na remoção das partículas, por exemplo, as florestas são bastante ativas nestas remoções, sendo o termo: “efeito de área verde” criado para descrever essa ação de limpeza.

Os processos de coagulação e sedimentação provem de um mecanismo, no qual, a concentração de partículas de aerossóis é mantida dentro de um limite e pelo qual, a atmosfera por si só, se limpa dessas partículas, porém, essas mesmas partículas particularmente as higroscópicas, são removidas mais efetivamente através das nuvens e precipitação. O processo de depósitos diretos na superfície da Terra tem importância secundária. Os processos de remoção por nuvens e precipitação são conhecidos coletivamente por lavagem (*washout*). O termo *fallout*, também é usado, particularmente quando se refere aos fragmentos de explosões nucleares. Examinando os processos de lavagem, nota-se que toda gotícula de nuvem contém um CCN higroscópico. Como uma gota típica de chuva consiste de aproximadamente 10^6 gotas de nuvens coletadas, cada gota de chuva deposita, no mínimo, aproximadamente 10^6 partículas de aerossol na superfície da Terra. As gotas de nuvem coletam gotículas enquanto se movem no interior da nuvem, sendo este processo chamado de *scavenging* (limpando). Se mesmo assim as gotículas de nuvem não são coletadas pelas gotas de chuva caindo, elas em seguida evaporam.

1.2 Núcleos de Condensação de Nuvens (CCN)

Uma classe de aerossóis de grande importância são os denominados “núcleos de condensação de nuvens” (CCN-Cloud Condensation Nuclei). Os CCN são núcleos onde as gotas de nuvens são formadas, por condensação do vapor de água sobre os mesmos. Os CCN têm diâmetro variando entre $0.06\mu\text{m}$ e $2\mu\text{m}$. Eles são divididos em três classes (de acordo com o tamanho): pequenos ou núcleos de Aitken $\sim 0,06 - 0,2\mu\text{m}$, grandes $0,2 - 2\mu\text{m}$, gigantes $> 2\mu\text{m}$.

Através de suas propriedades radiativas, as nuvens desempenham um papel importante e fundamental no balanço energético na atmosfera, e, portanto no clima da Terra. Sabe-se que a principal influência dos aerossóis atmosféricos sobre a microestrutura das nuvens convectivas tropicais se dá por meio dos núcleos de condensação de nuvens (CCN) e núcleos de gelo (IN-Ice Nuclei).

A concentração de CCN pequenos pode ser medida pelo gradiente de difusão térmica numa câmara de nuvens. Partículas na atmosfera lançadas dos exaustores dos aviões são uma fonte de gelo e núcleos de nuvens. As partículas atmosféricas provenientes de reações químicas heterogênicas na superfície são as que mais influenciam na química da fase gasosa da troposfera. As primeiras medidas da concentração do número de aerossóis na atmosfera foram feitas por Aitken em 1988, que usou uma câmara de expansão térmica para produzir partículas a partir do vapor d'água condensado sobre o CCN. Esses núcleos, presentes no ar no qual a nuvem se formará são o principal fator para determinar a concentração e a distribuição de tamanhos das partículas das nuvens. Pode-se, portanto, afirmar que estes núcleos têm uma influência direta nas características climáticas do

planeta.

A evolução das nuvens está intimamente ligada à população de CCN previamente existente no seu local de formação, assim como à intensidade das correntes ascendentes em seu interior. Existe uma forte relação entre a concentração de CCN e o espectro de gotículas na base da nuvem. Tanto as propriedades radiativas das nuvens como o albedo, quanto os perfis de aquecimento associados a elas (por exemplo, as diferentes assinaturas termodinâmicas de colunas convectivas e estratiformes descritas por Lin and Johnson 1999; etc.) dependem intimamente de sua microfísica (concentração, dimensão, tipo e distribuição por tamanho de hidrometeoros). A eficiência da precipitação em nuvens convectivas também depende de sua microfísica, já que a conversão da gotícula de nuvem em gota precipitante é função da concentração e tamanho das gotículas, que são eles próprios, determinados pelas características dos núcleos de condensação de nuvens, (Oliveira and Vali, 1995; Brenguier and Grabowski, 1993).

A avaliação quantitativa da geração de aerossóis atmosféricos (em especial CCN e IN) pelas diversas fontes existentes é de considerável interesse para os estudos em Física e Química Atmosférica. Avaliar a contribuição do maior número possível de suas fontes, quer sejam locais ou regionais, sob diversas condições meteorológicas é uma tarefa que se faz necessária. Várias fontes naturais de aerossóis (CCN e IN) já foram identificadas: emissões vulcânicas, queimadas em florestas, emissões geotérmicas e biogênicas. A vegetação de florestas e savanas também libera aqueles núcleos. Contudo, nenhuma destas fontes está completamente quantificada (Vali 1991).

Os aerossóis de origem antropogênica, combustão de biomassa e poluição resultante das atividades industriais, merecem uma atenção especial, notadamente aqueles

resultantes da combustão de biomassa - principalmente as emissões devido a queimadas em regiões tropicais, muito comuns no Brasil nos meses de agosto e setembro. Os CCN e IN gerados são semelhantes aos de origem natural e transformam-se quase que completamente em CCN e IN ativos (Radke et al., 1991, Rogers et al, 1991, Crutzen and Andreae, 1990). Observações dos efeitos desses núcleos antropogênicos sobre o albedo e a distribuição de gotículas de nuvens foram documentadas em um estudo realizado na costa da Califórnia, em emissões de chaminés de navios (Radke et al., 1989). As comparações feitas nas propriedades das nuvens, em que aerossóis antropogênicos foram injetados em seu interior, com nuvens próximas não perturbadas indicaram um crescimento na concentração total de partículas de cerca de 400 cm^{-3} (nuvens não afetadas) para 1000 cm^{-3} (nuvens com aerossóis injetados), com conseqüente redução do diâmetro das gotículas, crescimento da quantidade de água líquida e crescimento da refletividade da nuvem na região do visível.

A concentração de CCN apresenta variabilidades local e temporal. Resultados obtidos na costa da Austrália indicam variações significativas na sua concentração em função do tempo e da estação climática (Twomey, 1977). Mesmo durante o período de um dia de observação, variações consideráveis na concentração de CCN podem ser observadas como uma função das condições meteorológicas existentes (Radke and Hobbs, 1969). Estudos da concentração e da composição em função do tempo e da localização, sob uma grande gama de condições meteorológicas, são altamente recomendadas. Alguns destes estudos já estão incorporados nos planos do International Global Aerosol Programme (IGAP) (Vali 1991).

1.3 Caracterização da Bacia Amazônica

A bacia Amazônica possui uma área estimada de 6,3 milhões de quilômetros quadrados, sendo aproximadamente 5 milhões em território brasileiro e o restante dividido entre os países da Bolívia, Colômbia, Equador, Venezuela, Peru, Suriname e Guiana. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), a área de abrangência da Amazônia Legal corresponde em sua totalidade aos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins e, parcialmente, ao estado do Maranhão (a oeste do meridiano de 44°W), alcançando uma área correspondente a cerca de 61 % do território brasileiro (Figura 1.1). Apesar de se constituir em aproximadamente 1,5 % da superfície terrestre, a Amazônia possui cerca de 20 a 25 % da biodiversidade do planeta e armazena mais de 100 Gigatoneladas de carbono na vegetação e solo (Nobre 2002).

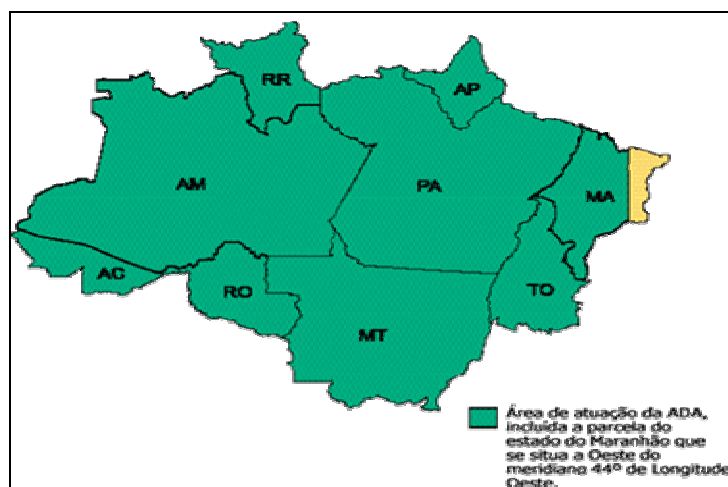


Figura 1.1 – Mapa da Amazônia legal que inclui totalmente os Estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins, e parcialmente, o Estado do Maranhão (a oeste do meridiano de 44° O) (fonte: www.ibge.gov.br).

A Amazônia limita-se a oeste pela Cordilheira dos Andes (com elevações de até 6000 m), ao norte pelo Planalto das Guianas (com picos montanhosos de até 3000 m), ao sul pelo Planalto Central (altitudes típicas de 1200 m) e a leste pelo Oceano Atlântico, por onde toda a água captada na bacia escoava para o mar, o qual corresponde a 18% da descarga de água doce global nos oceanos ($220.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Nobre 2002).

A região Amazônica é uma importante fonte de calor e vapor de água para a atmosfera global e tem um papel fundamental na circulação atmosférica global (Garstang e Fitzjarrald, 1999). As regiões da Amazônia Central e Sul mostram uma grande convergência de umidade, especialmente durante a estação chuvosa. A região do Atlântico tropical é uma grande fonte de umidade para a Bacia Amazônica (Marengo, 1992), da mesma forma que a Amazônia é fonte de umidade para regiões temperadas (Garreaud e Wallace, 1998; Liebmann et al., 1999; Marengo, 2001). A inclusão de ar tropical nas latitudes médias está relacionada com a circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul e com a Baixa do Chaco através de seus efeitos nos jatos de baixos níveis. (Marengo et al., 1997).

1.4 Climatologia da Região Amazônica

A variabilidade da precipitação sobre as regiões central e Amazônica é dominada por um ciclo sazonal bem definido. A precipitação sobre a Amazônia varia de um comportamento continental, no início da estação chuvosa, para um regime do tipo marítimo, durante a estação chuvosa. Durante essa estação, a alternância entre o regime marítimo e continental está associada ao controle de larga escala, tais como a presença ou a

ausência de convergência em baixos níveis, provocada pela aproximação de sistemas frontais de latitudes médias ou de estabelecimento da Zona de Convergência de Atlântico Sul (Silva Dias et al., 2001). A precipitação é mais freqüente durante o dia, mas também ocorre durante a noite, quando as forçantes de grande escala estão presentes. As forçantes de grande escala são observadas localmente na região sul da Bacia Amazônica, como um regime de ventos do oeste em baixos níveis, enquanto que durante os períodos de quebre o escoamento de baixos níveis é dominado pelos ventos de leste (Rickenbach et al., 2002). A mudança entre a densidade de descargas elétrica (raios) observada entre ambos os regimes indicam uma significativa diferença na estrutura vertical das nuvens (Cifelli et al., 2002). Os meses com altas taxas de precipitação são chamados de estação úmida ou chuvosa. Já os períodos de forte estiagem são chamados de estação seca. A Figura 1.2 mostra a climatologia de precipitação para o Brasil, contendo taxas de precipitação entre 1960 e 1991 (INPE, 2002). A intensa atividade convectiva associada à abundante precipitação começa no noroeste da América do Sul no mês de agosto e segue progressivamente em direção ao sudeste. O pico de atividade da estação chuvosa no centro da Amazônia ocorre durante o verão austral, preferencialmente entre os meses de dezembro e fevereiro. A convecção profunda começa a debilitar-se sobre a Amazônia no início de março e a estação seca persiste em quase todo o inverno austral (Horel et al., 1989).

Os mecanismos que provocam a precipitação na Amazônia foram caracterizados por Greco et al., (1990), como: (1) Os sistemas de mesoescala a escala sinótica que se formam no interior da bacia Amazônica, cujo tamanho varia de 1.000 Km² a 100.000 km²; (2) As linhas de instabilidade (LI) consistindo de aglomerados convectivos de meso e escalas sinóticas originadas na costa N-NE pela circulação da brisa do mar. As LI são

linhas organizadas de cumulus nimbus que podem atingir 3.500 km e que se propagam paralelo a costa em direção a bacia Amazônica. A localização meridional das LI seguem a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT). Quando a ZCIT está ao sul de 6°N (janeiro a maio), as LI se formam ao sul desta latitude e se a ZCIT está ao norte de 6°N (junho a dezembro) as LI se formaram ao norte desta latitude (Cohen et al., 1995; Silva Dias et al., 1992); (3) Os aglomerados convectivos de meso e grande escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil, interagem com a região Amazônica (Molion, 1987). Os sistemas frontais no Sudeste do Brasil provocam a organização e formação de uma faixa de nuvens orientada no sentido NO/SE, que possui sua máxima intensidade nos meses de verão, aumentando o regime de precipitação da região Amazônica. A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um dos fenômenos mais importantes na escala intra-sazonal, ocorrendo na América do Sul durante o verão, com episódios de estiagem prolongada e enchentes que atingem diversas regiões do país (Seluchi e Marengo, 2000).

Os sistemas convectivos possuem um papel importante na redistribuição planetária de calor, dos trópicos para latitudes médias. Estes mesmos sistemas influenciam fortemente no processamento fotoquímico, transporte à longa distância e deposição de gases traço e de partículas de aerossóis produzidos no interior da bacia Amazônica, interferindo na composição química da atmosfera local, regional e global (Longo et al., 1999; Andreae et al., 2001, 2002).

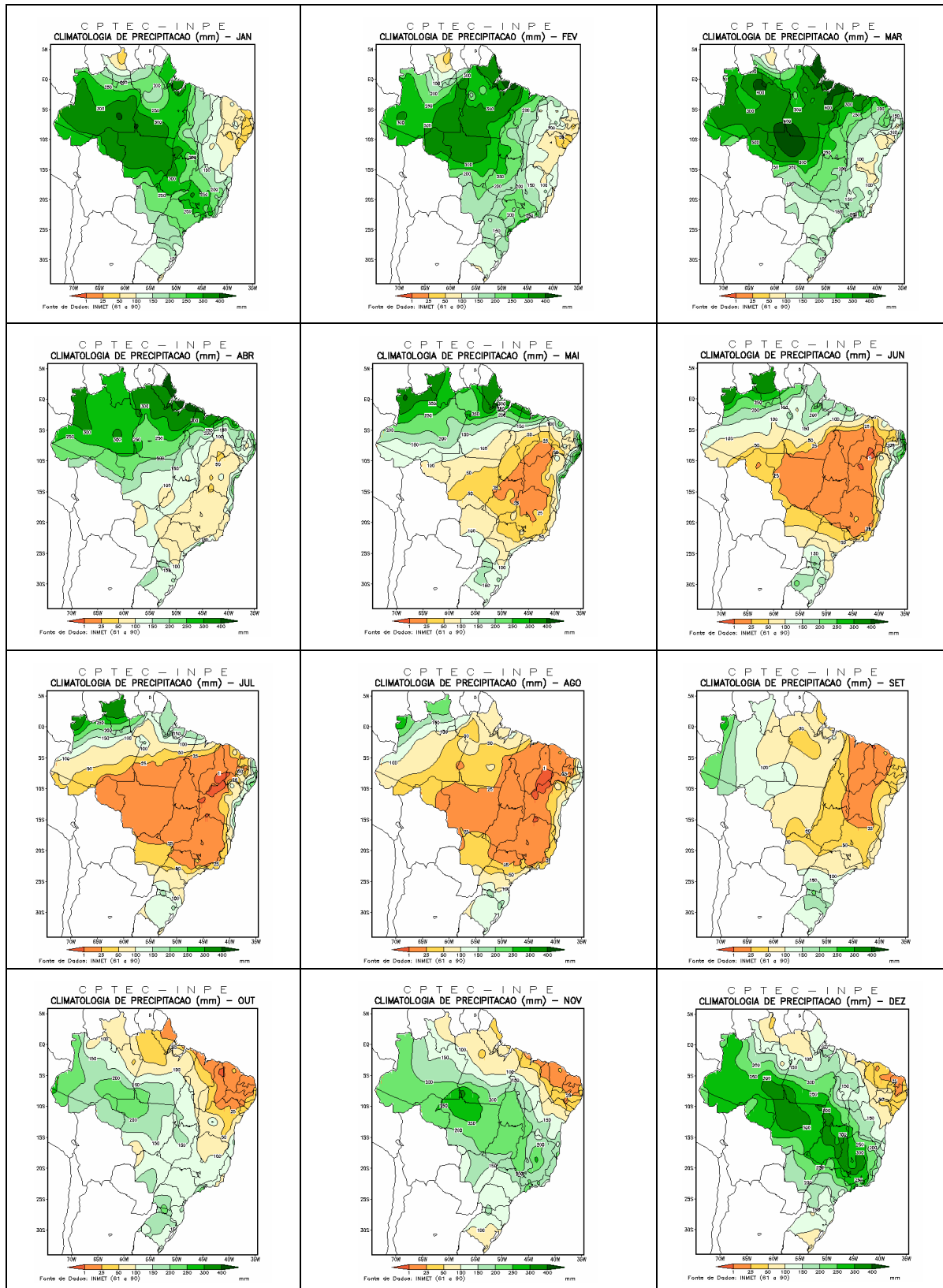


Figura 1.2 – Climatologia da precipitação no Brasil integrando medidas de 1960 a 1991 (Climanálise, INPE).

1.5 Ações Antropogênicas na Amazônia

A região Amazônica tem sofrido, nas últimas décadas, significativa mudança no padrão de uso do solo, através de um intenso processo de ocupação humana (Nobre et al., 1991, 2001). Estas importantes alterações no uso do solo podem ter efeitos no clima em escala global, regional, e local e está alterando significativamente a concentração de gases traço, de partículas de aerossóis e a capacidade oxidante da atmosfera, em largas áreas da Amazônia e fora dela (Artaxo et al., 2002). A floresta Amazônica se constitui em um reservatório global de carbono onde a biosfera interage intensamente com a atmosfera. Os processos que regulam estas interações estão sendo alterados pelas mudanças do uso do solo, através de queimadas, desflorestamento, agricultura, reflorestamento e outros processos (Nepstad et al., 1999; 2002).

A acelerada destruição das florestas tropicais pode reduzir o sumidouro de O_3 e aumentar as emissões de NO_x devido à alteração nos processos de deposição de dióxido de nitrogênio (NO_2) e óxido de nitrogênio (NO) na vegetação. Ao mesmo tempo, com a redução da área de florestas tropicais, espera-se que as emissões de COV (compostos orgânicos voláteis) sejam reduzidas na região tropical (Guenther et al., 1995; Keller e Lerdau, 1999). Estudos simulando uma mudança de florestas para pastagem na Amazônia prevêem um aumento significativo das concentrações de O_3 e da deposição ácida, principalmente de compostos nitrogenados (Keller et al., 1991).

Durante os processos de convecção profunda, os compostos biogênicos emitidos pela floresta podem ser rapidamente transportados à alta troposfera, resultando em massas

de ar enriquecidas destes compostos que são transportados de modo eficiente à longa distância (Andreae et al., 2001). O transporte em grande escala é governado pela dinâmica atmosférica global enquanto que a turbulência governa os processos de troca ao nível do dossel. Globalmente, as trocas inter-hemisféricas ocorrem numa escala de tempo que varia de um a dois anos, o transporte meridional teria uma duração de meses enquanto que o transporte zonal algumas semanas (Seinfeld e Pandis, 1998). O transporte vertical e os processos de convecção profunda têm uma escala temporal de algumas horas. A Amazônia é uma das maiores fontes de aerossol biogênico orgânico da atmosfera global (Artaxo et al., 1998; 2002). As partículas de aerossóis são capazes de influenciar significativamente as propriedades radiativas e químicas da atmosfera regional e global. A emissão de partículas de aerossóis na atmosfera Amazônica aumenta de forma dramática durante a estação seca, através das queimadas (Crutzen et al., 1985; Ferek et al., 1998; Andreae et al., 2001; Artaxo et al., 2002). Movimentos convectivos podem introduzir partículas de aerossol biogênico e pirogênico na alta troposfera onde a vida média é da ordem de semanas ou meses. Desta maneira, uma significativa fração do aerossol carbonáceo na troposfera livre pode ser de origem tropical. Por outro lado, o transporte de hidrocarbonetos pela convecção profunda pode levar a produção fotoquímica de aerossol orgânico na troposfera livre (Andreae e Crutzen, 1997).

1.6 Queimadas e Desmatamentos na Amazônia

Análises de imagens de satélites realizadas pelo INPE estimam que 587.727 km² da área da Amazônia Brasileira foram desmatadas até o ano 2000 (Nobre, 2002) (Figura 1.3). O incremento na taxa de desmatamento anual nos últimos 10 anos variou de

aproximadamente 12.000 km² em 1990-92 a 16.000 – 20.000 km² em 1999-2001 (Nobre, 2002) (Figura 1.4).

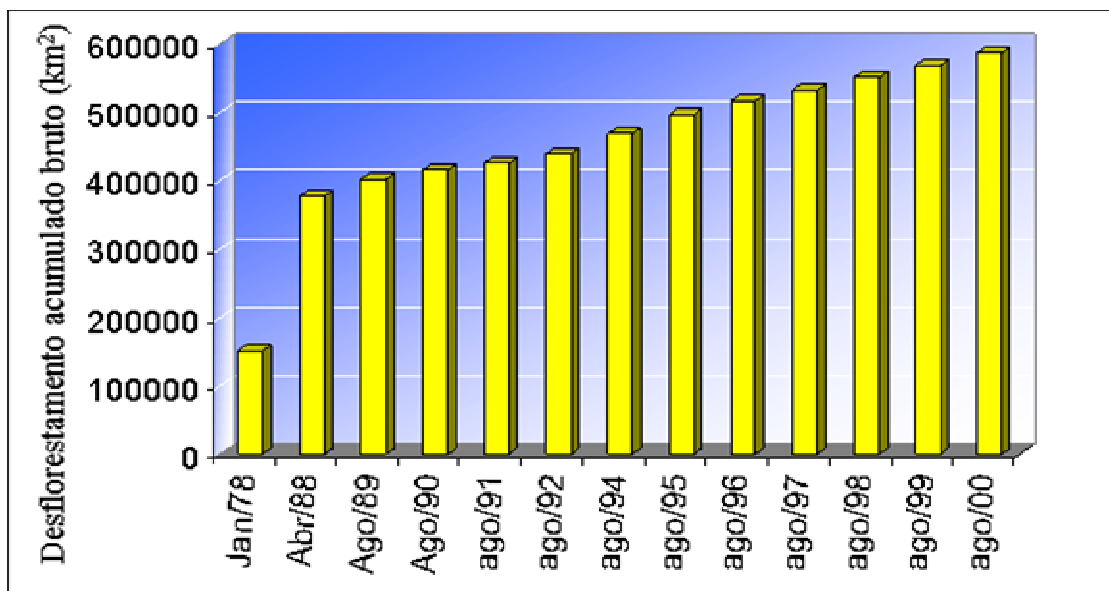


Figura 1.3– Extensão de desflorestamento acumulado bruto (em km²) de abril de 1988 a agosto de 2000. (Fonte: www.cptec.inpe.br).

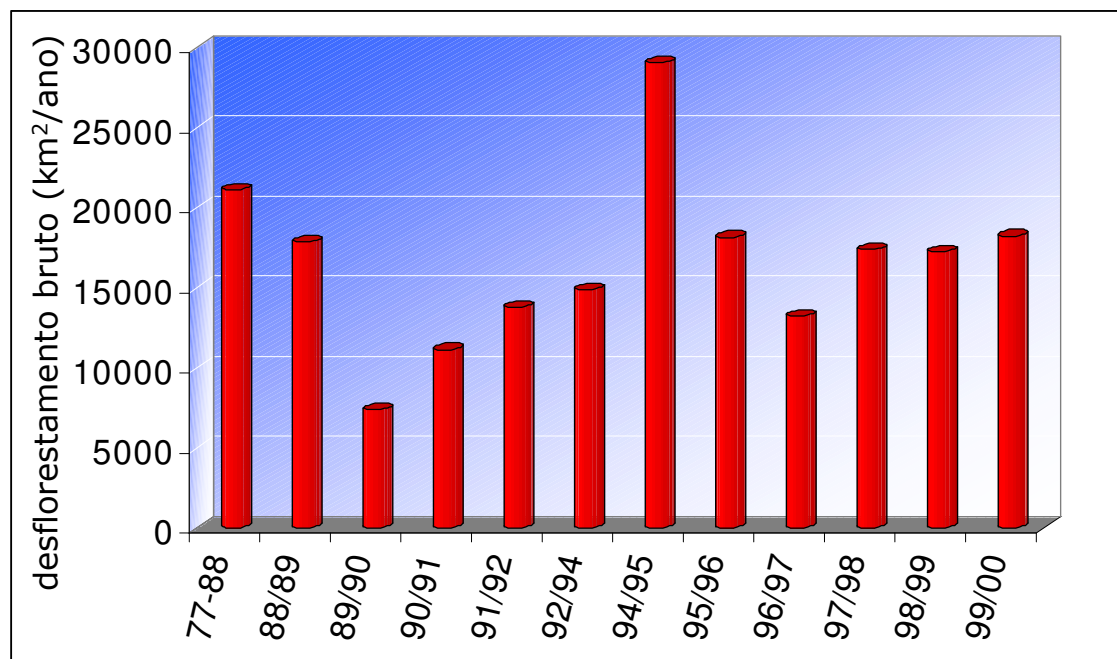


Figura 1.4 – Taxa média de desflorestamento bruto (km² ano⁻¹) de 1988 a 2000. (77-88 =média da década, 94/95=média do biênio). (Fonte: www.cptec.inpe.br).

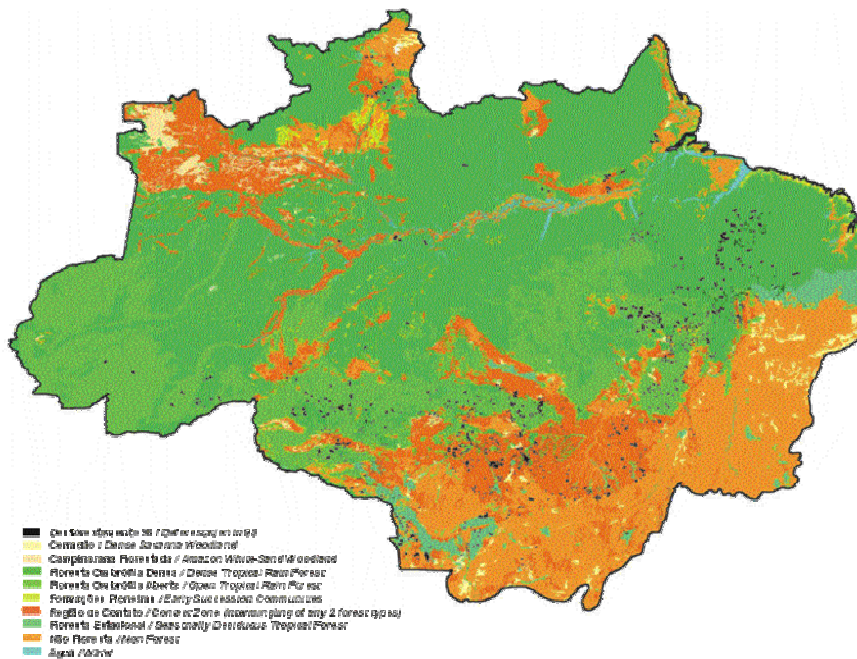


Figura 1.5 Áreas de desflorestamento da Amazônia em 1998 (fonte www.inpe.br)

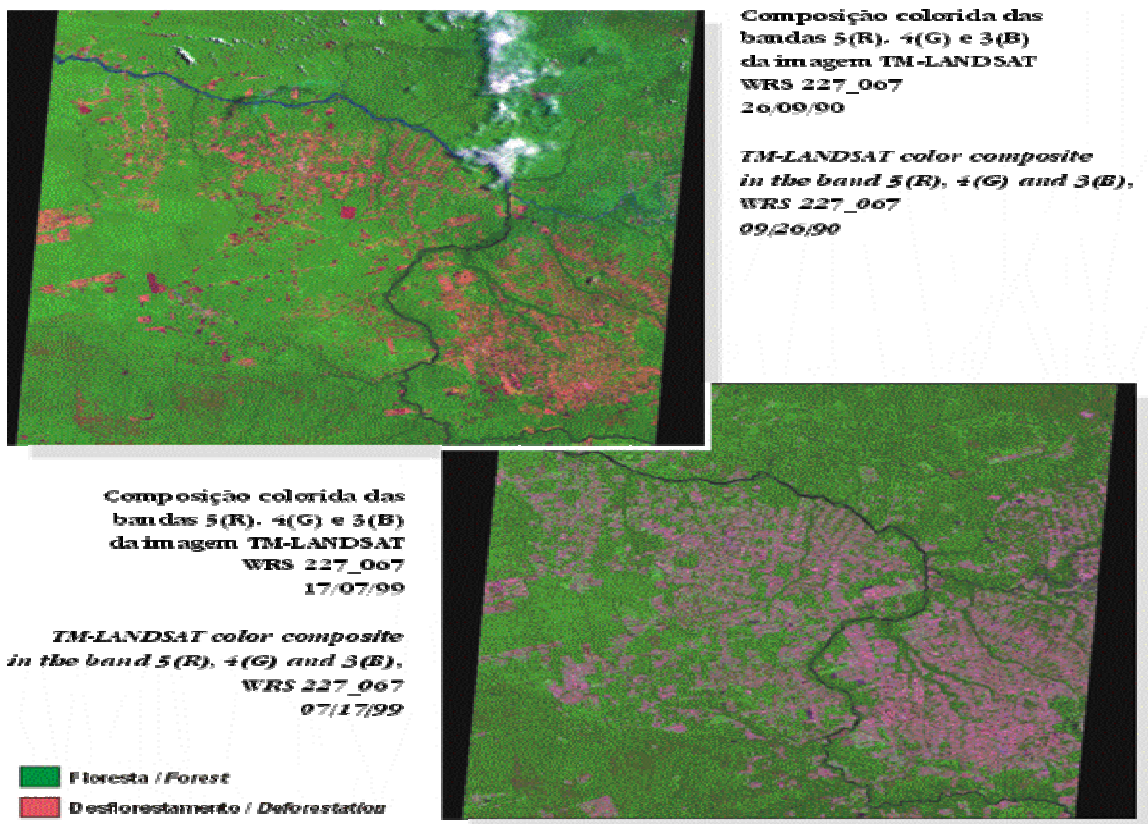


Figura 1.6 - Imagens de satélite mostrando regiões de desflorestamento da Amazônia (fonte: www.inpe.br)

As regiões que mais sofreram com o desmatamento são as partes Sul e Leste do Pará (após a construção da rodovia Belém-Brasília) e as partes norte do Mato Grosso e sul de Rondônia (devido a rodovia Cuiabá - Porto Velho) (Nobre, 2001). O chamado “arco do desmatamento” concentra a maior parte das áreas desmatadas e a conseqüente emissão de gases traço e aerossóis para a atmosfera. A Figura 1.5 mostra as regiões da Amazônia onde o desmatamento é mais acentuado no ano de 1998 e a Figura 1.6 é uma imagem de satélite para a mesma região e data só que para 10 (dez anos depois).

Os sistemas convectivos possuem um papel importante na redistribuição planetária de calor, dos trópicos para latitudes médias. Estes mesmos sistemas influenciam fortemente no processamento fotoquímico, transporte à longa distância e deposição de gases traço e de partículas de aerossóis produzidos no interior da bacia Amazônica, interferindo na composição química da atmosfera local, regional e global (Longo et al., 1999; Andreae et al., 2001, 2002).

As queimadas e o desflorestamento associado constituem uma das grandes questões ambientais que o Brasil se defronta atualmente (Figura 1.7). O fogo é utilizado pelos agricultores da Amazônia para converter florestas em áreas de plantio ou pastagens. Além disso, as queimadas são utilizadas no combate às plantas invasoras de pastagens e atua como ferramenta no controle de pragas. As queimadas na Amazônia têm também aspectos sócio-culturais relevantes para milhões de brasileiros residentes na região (Nepstad, 1999, 2002; Diaz et al., 2002).



Figura 1.7 – Queimadas e desmatamentos que ocorrem na região Amazônica.

Os incêndios florestais são a principal ameaça para a floresta Amazônica. A magnitude dessa ameaça é amplificada por diferentes tipos de retro-alimentação. O fogo promove seca, liberação de material particulado e gases na atmosfera, que pode reduzir a taxa de precipitação (Rosenfeld et al., 1999; Williams et al., 2002). A conversão, promovida pelo fogo de floresta para pastagem, também pode promover a seca por incremento do albedo na superfície e diminuição dos fluxos de vapor de água na atmosfera. O fogo aumenta a suscetibilidade das florestas às queimadas recorrentes, que permite que a luz do sol penetre até o interior da floresta, aumentando a carga combustível no solo. Os

incêndios de florestas primárias se somam às queimadas agrícolas e de florestas secundárias. A Figura 1.8, apresenta o número de focos de calor medidos entre janeiro de 1999 e maio de 2003, mostrando a variabilidade sazonal das queimadas na região Amazônica. Um aumento do número de focos é observado a partir do mês de agosto, com um pico do número de queimadas no mês de setembro. Também é possível observar que durante o ano de 2002 o número de focos de calor foi maior que nos últimos quatro anos.

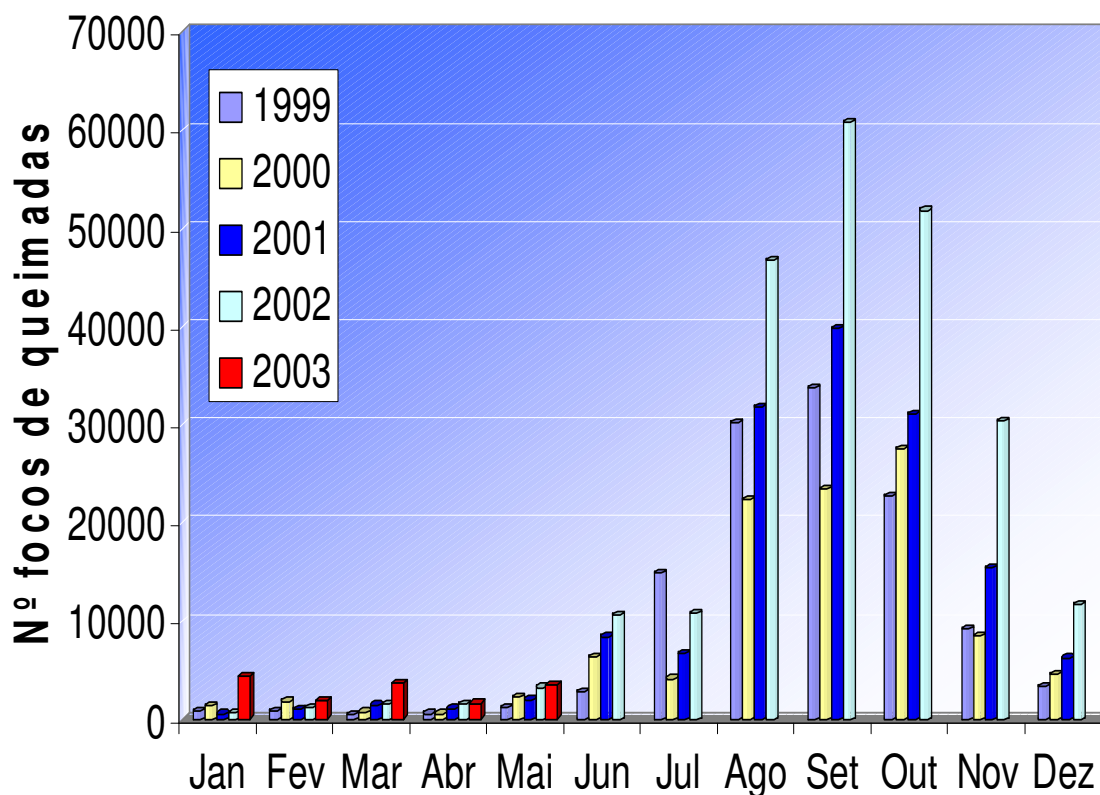


Figura 8 – Número de focos de queimadas no Brasil no período de 1999 a 2003 (Fonte PROARCO).

O corte seletivo de algumas árvores aumenta a inflamabilidade das florestas, pois abre grandes clareiras permitindo a entrada de luz solar e a acumulação de material combustível no solo (Holdsworth e Uih, 1997). Por meio do corte seletivo, uma área anual da ordem de 10.000 a 15.000 km² de floresta (Nepstad et al., 1999) é afetada, o que é

similar em escala à área de desflorestamento bruto anual de 11.000 a 30.000 km² (INPE, 2002).

A possibilidade de aplicação de sistemas agroflorestais sustentáveis para a Amazônia, tais como agro-floresta, reflorestamento, produção florestal de toras, é reduzida devido ao fato de que qualquer transformação seria um investimento de alto risco em terras susceptíveis ao fogo. O uso do fogo no sistema produtivo da Amazônia afeta a sociedade como um todo. Os principais danos, do ponto de vista socioeconômico, são os aumentos do número de casos de doenças respiratórias devido à emissão de gases e partículas de aerossóis para a atmosfera, que afetam a saúde da população. Outros prejuízos sócio-econômicos são os fechamentos de aeroportos, interrupção nas redes de energia e acidentes de trânsito pela falta de visibilidade nas estradas (Nepstad et al., 1999; Diaz et al., 2002).

2. OBJETIVOS

Este trabalho analisa os dados obtidos de experimentos que fazem parte da agenda científica da componente física e química atmosférica do “Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia” (LBA). O experimento LBA é um dos primeiros estudos integrados envolvendo a análise detalhada de mecanismos de produção de aerossóis (CCN) na Amazônia, levando em conta fatores de controle meteorológicos. Neste estudo, são analisadas também as medidas de aerossóis em alguns tipos de ecossistemas Amazônicos e em áreas com diferentes usos do solo (pasto e floresta). O estudo da variabilidade sazonal e temporal de CCN é importante, pois permite uma quantificação das alterações na concentração de aerossóis, tendo em vista, sua importância como modificadores no comportamento das nuvens da região e conseqüentemente, como possível modificador climático. O estudo dos perfis verticais, utilizando medidas em aviões, complementa o entendimento da dinâmica dos aerossóis na atmosfera.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

1. Quantificar e comparar as concentrações de CCN na atmosfera Amazônica, em condições biogênicas naturais e durante o período de queimadas;
2. Estudar a relação entre os núcleos de condensação e a microestrutura de nuvens até a interação destas com a estrutura termodinâmica do ambiente de grande escala em ambientes diferentes (limpo, poluído e fortemente poluído);

3. Utilizar a ferramenta de “Ensemble de Nuvens” para modelar a convecção atmosférica da região Amazônica, sob diferentes regimes (limpo ao altamente poluído);
4. Estudar a relação entre as queimadas na Amazônia (fator antropogênico) e possíveis mudanças climáticas em escala local, regional ou global.

É importante salientar que foi essencial a realização de experimentos integrados para que este trabalho fosse realizado. Os experimentos foram: EMfiN! (Experimento de Microfísica de Nuvens), SMOCC/LBA (SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate) e medidas acessórias tais como o sensoriamento remoto de nuvens, aerossóis e parâmetros meteorológicos. Essas medidas foram igualmente importantes para permitir uma visão de larga escala. As medidas do perfil vertical por aviões foram essenciais para o estudo de processos ligados aos transportes à longa distância de poluentes na Amazônia.

3. METODOLOGIA, CARACTERIZAÇÃO E LOCAIS DOS EXPERIMENTOS

3.1. EMfiN! – ESN-Ceará

3.1.1 Fundamentação

Um estudo prévio da microestrutura de nuvens sobre o NEB (Costa et al. 2000) sugere que diferentes fontes de aerossóis acrescentam uma outra fonte de variabilidade dos parâmetros microfísicos. Assim como foi observado por diversos autores em outras regiões, Costa e colaboradores, (2000) mostraram que, sobre o NEB, nuvens cumulus de origem marítima, costeira, continental e urbana apresentavam diferenças significativas em suas microestruturas (por exemplo, na concentração e diâmetro de gotículas e na forma da função-distribuição). De acordo com Costa e colaboradores (2000), os quatro diferentes regimes microfísicos sobre o Ceará podem ser representados conforme a Figura 3.1: sobre o Oceano Atlântico, representando nuvens com características tipicamente marítimas (indicada pelo algarismo 1 na Figura 3.1); ao longo da costa do Ceará, que é uma zona de transição mar-continente (indicada pelo algarismo 2 na Figura3.1); no interior do estado, em que se espera encontrar nuvens tipicamente continentais (indicado pelo algarismo 3 na Figura 3.1) e sobre a cidade de Fortaleza, em que são esperados efeitos antropogênicos próprios de uma metrópole (indicado pelo algarismo 4 na Figura 3.1).

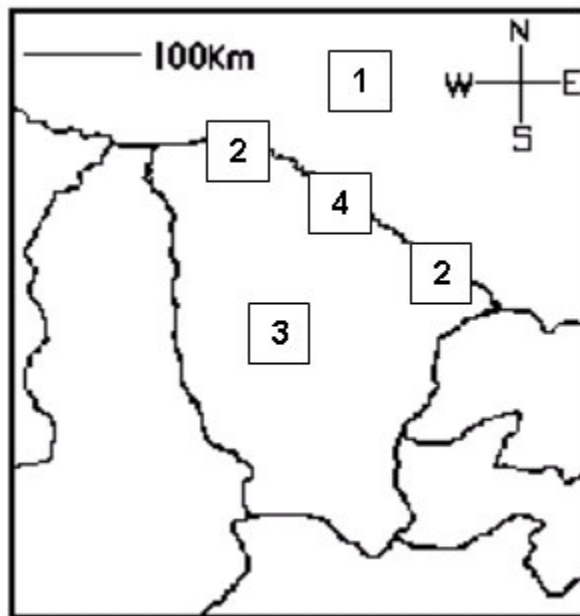


Figura 3.1 - Mapa indicando as regiões em que se concentraram os esforços do experimento EMfiN!-ESN. Os números correspondem a regiões com diferentes regimes microfísicos (Costa et al., 2000), a saber: marítimo (1), costeiro (2), continental (3) e urbano (4).

O experimento EMfiN!-ESN-Ceará foi uma campanha financiada pelo CNPq e pela FUNCAP, e realizada durante o mês de Abril/2001 e contou com a participação conjunta de pesquisadores da Universidade Estadual do Ceará (UECE), Universidade Federal do Ceará (UFC), Centro Técnico Aeroespacial (CTA) e Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME).

3.1.2 Instrumentação

A instrumentação utilizada no EMfiN!-ESN-Ceará inclui uma aeronave com instrumentação para realizar medidas em microfísica de nuvens, um radar meteorológico e uma estação de radiossondagem. Os dados complementares aos obtidos por estas três

plataformas incluem análises de grande escala, imagens de satélite e observações de pluviômetros e de uma estação meteorológica automática de superfície.

3.1.3 O Avião Laboratório

A aeronave instrumentada utilizada neste experimento é o Avião-Laboratório para Pesquisas Atmosféricas (ALPA), da UECE. Trata-se de um avião Bandeirante modificado para pesquisa, mostrado na Figura 3.2. O ALPA está equipado com um sistema de posicionamento global (Global Positioning System, GPS), sensores de pressão estática e dinâmica, temperatura, temperatura do ponto de orvalho e água líquida, um contador de núcleos de condensação de nuvens (Cloud Condensation Nucleous Counter, CCNC), e três sondas espectrométricas (Forward-Scattering Spectrometer Probe FSSP-100, Optical Array Probe OAP-200X, and Optical Array Probe OAP-200Y). A Tabela 3.1 mostra uma lista detalhada da instrumentação instalada no ALPA.



Figura 3.2 – Fotografia do Avião Laboratório para Pesquisas Atmosféricas da Universidade Estadual do Ceará (ALPA/UECE)

Tabela 3.1-Instrumentação instalada no ALPA/UECE

Parâmetro Medido	Sensor (ES)
Temperatura	Rosemount 102AU1AF
Pressão Estática	Rosemount 1201F
Pressão Dinâmica	Rosemount 1221F
Latitude e Longitude	Trimble GPS
Temperatura do Ponto de Orvalho	EG&G 137-C3-S3
Água Líquida	CSIRO-King LWC, Johnson Williams CT43
Aerossóis	CCNC UW 83-1
Hidrometeoros	FSSP-100, OAP-200X, OAP-200Y
Radiação de Onda Curta	EPPLEY PEP
Radiação de Onda Longa	EPPLEY PEP

3.1.4 O Radar Meteorológico

Juntamente com o avião instrumentado, outra plataforma de grande relevância para os estudos em Física de Nuvens envolvidos no EMfiN!-ESN-Ceará é o radar meteorológico banda X da FUNCEME. O radar está localizado na cidade de Fortaleza, Estado do Ceará e opera no Campus do Itaperi da Universidade Estadual do Ceará (UECE). Suas instalações e sua área de cobertura são mostradas na Figura 3.3.

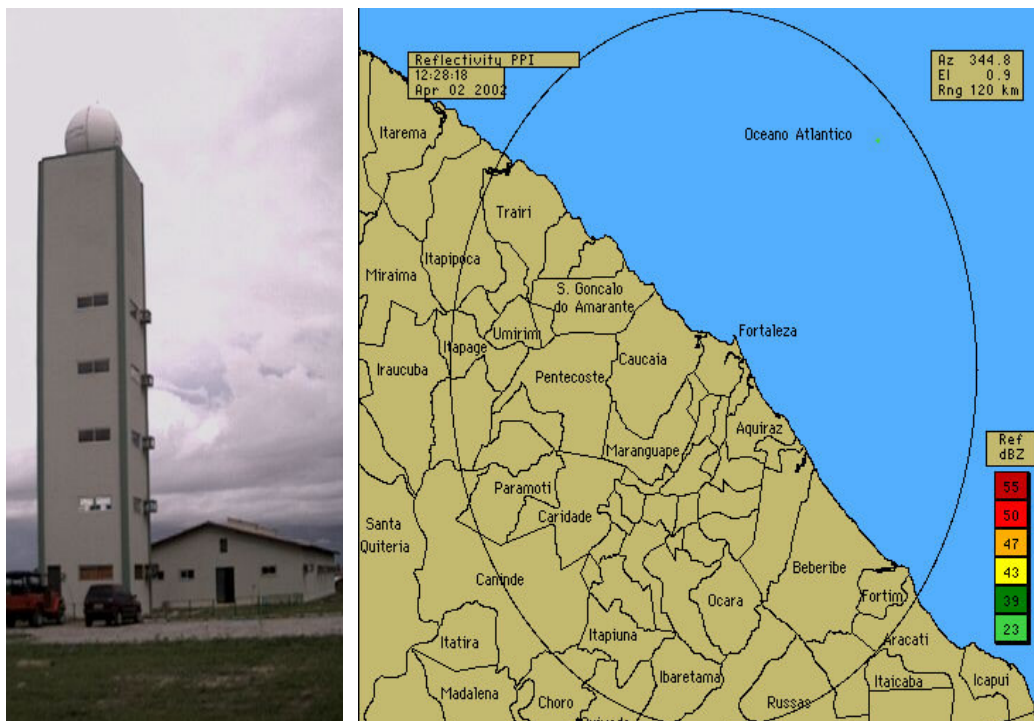


Figura 3.3 – À esquerda, radar meteorológico banda X da FUNCEME, instalado no Campus do Itaperi, da UECE; à direita, área de cobertura do radar, no “range” de 120 km.

3.1.5 Estação de Radiossondagem

Com o objetivo de se obter as características da estrutura vertical da atmosfera e de seu escoamento, um ponto de radiossondagem foi estabelecido no campus do Itaperi da UECE, utilizando-se a instrumentação do CTA (estação Marwin-Vaisala e sondas RS-90). A Figura 3.4 mostra o sistema de recepção da estação de radiossondagem, montado no Campus do Itaperi durante o EMfiN!-ESN-Ceará.



Figura 3.4 - Sistema de recepção da estação de radiossondagem Marwin-Vaisala do CTA, montado no Campus do Itaperi durante o EMfin!-ESN-Ceará.

3.1.6 A Campanha

Uma variedade de tipos de vôo foi utilizada durante a campanha experimental com o objetivo de amostrar diferentes tipos de formações de nuvens. A Figura 3.5 mostra três dentre os possíveis procedimentos usados para amostrar nuvens e sistemas de nuvens: “pernas” em altitudes diferentes, usada para amostrar formações em linha (Figura 3.5a), espiral, adequada para amostrar células isoladas (Figura 3.5b) e “gravata borboleta”, útil quando se trata de acompanhar a evolução temporal de nuvens ou sistemas de nuvens (Figura 3.5c).

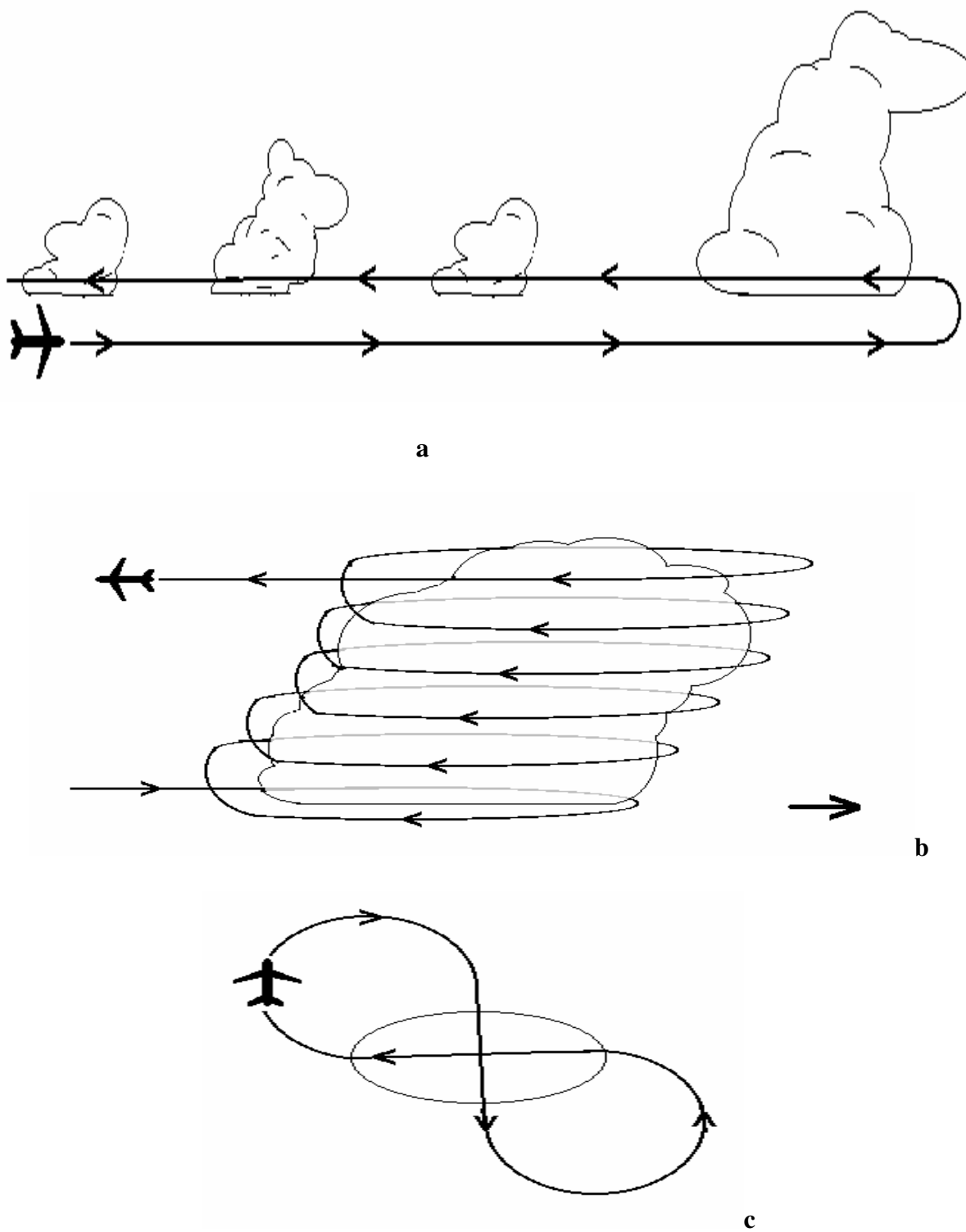


Figura 3.5 – Procedimentos de vôo para amostragem de nuvens adotados no EMfiN! (a) vôo em "pernas", espiral (ascendente ou descendente) e (c) "gravata-borboleta".

Durante a campanha, a operação do radar meteorológico combinou a tradicional cobertura em PPI de baixa elevação no “range” de 120 km, com varreduras em diferentes elevações e varreduras em RHI. Estas diferentes rotinas de operação permitiram a amostragem simultânea de nuvens pelo avião-laboratório (*in situ*) e pelo radar (remotamente). Além das nuvens estudadas com o avião-laboratório, o radar também amostrou outras nuvens e sistemas de nuvens em sua área de ação (por exemplo, sistemas convectivos profundos, em dias em que não havia segurança para vôo). As radiossondas foram lançadas sistematicamente antes e depois de cada vôo, bem como em outros horários selecionados (por exemplo, para amostrar as condições que antecederam e/ou sucederam a ocorrência de um evento de tempo severo).

Um total de 6 vôos e 28 lançamentos de radiossondas foram efetuados. Juntamente com a operação de radar, estudos de casos diferenciados foram possíveis no período. Um sumário dos vôos e do lançamento de radiossonda durante a campanha é apresentado na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Descrição dos vôos e lançamentos de radiossonda durante a campanha. Todos os horários são universais.

Data	Vôos	Lançamentos de radiossonda	Observações
02/04/2002	18:59:50 20:01:25	19:30, 20:48	Nuvens cumulus de pequena e média extensão vertical amostradas.
03/04/2002	-	18:09	Evento de tempo severo.
04/04/2002	16:46:45 17:57:51	12:37, 13:50, 18:28	Conjunto de células amostradas em “pernas” nas proximidades de Ocara.
05/04/2002	15:21:41 16:35:53	12:50, 15:23, 16:50, 18:28	Célula convectiva isolada amostrada em Caucaia (espiral). Cumulonimbus amostrado em Pentecoste (pernas)
06/04/2002	-	10:36, 13:30, 14:50, 18:10, 18:56	Precipitação intensa, particularmente durante a manhã
07/04/2002	-	-	Folga da equipe de campo

08/04/2002	12:53:25a14:33:31	13:48, 19:00	17:20,	Célula convectiva isolada amostrada nas proximidades de Aquiraz. Banda estratiforme amostrada ao sul de Beberibe (remanescente de linhas de instabilidade). Teste do equipamento de sementeira artificial
09/04/2002	12:39:13,14:20:13 19:20:20, 20:42:00	12:25, 17:26, 21:01	14:38, 19:59,	Pequenas células amostradas ao norte de São Gonçalo do Amarante. Células isoladas amostradas sobre o Oceano, ao norte de Fortaleza. Experimentos exploratórios de sementeira efetuados.
10/04/2002	-	11:43, 18:05	12:52,	Evento de tempo severo
11/04/2002	-	11:12		Encerramento da campanha

3.1.7 O Projeto LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia.

O Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) é uma iniciativa internacional de pesquisa, liderada pelo Brasil, que está sendo desenvolvida desde 1999. O LBA foi planejado para gerar novos conhecimentos necessários à compreensão do funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, do impacto das mudanças do uso do solo nesse funcionamento e das interações entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global. O LBA está sendo executado em parceria com diversas universidades e centros de pesquisas americanos, europeus e brasileiros. O LBA está centrado em torno de duas questões principais abordadas através de pesquisa multidisciplinar, integrando estudos de Ciências Físicas, Químicas, Biológicas e Humanas.

O LBA aborda uma grande gama de questões com ênfase em observações e análises que ampliarão a base de conhecimentos sobre a Amazônia em cinco áreas estudadas de maneira integrada: Sistema Climático, Armazenamento e Trocas de Carbono, Biogeoquímico, Química e Física Atmosférica e Hidrologia. Além dessas cinco áreas, o LBA tem uma sexta área de concentração de estudos: Modelagem da Atmosfera, Hidrológica, Ciclo de Carbono e Transportes Atmosféricos de Gases Traço e Aerossóis. O LBA tem como um de seus objetivos proporcionar uma base de conhecimentos voltada ao uso sustentável do solo na Amazônia. Para tal, medidas e análises realizadas são utilizadas para definir o estado presente do sistema Amazônico e sua resposta às perturbações atuais, complementados com resultados de modelos para possibilitar um entendimento quanto a possíveis mudanças no futuro. Neste trabalho são mostrados alguns resultados obtidos dentro do componente de química atmosférica do projeto LBA.

3.2.1 O SMMOC/LBA

O SMOCC-LBA (Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate – Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia), componente de microfísica de nuvens da campanha “dry-to-wet” do LBA, se propôs a: 1. Determinar a concentração e a distribuição de tamanhos dos principais tipos de aerossóis como uma função da altitude e da variabilidade temporal sazonal; 2. Determinar a influência da concentração e distribuição de tamanhos de CCN na formação e ciclos de vida de nuvens precipitantes e não-precipitantes; 3. Avaliar a importância das emissões de queimadas tropicais como uma fonte de aerossóis atmosféricos antropogênicos; 4. Quantificar as intensidades, distribuições geográficas e advecção de emissões de aerossóis antropogênicos resultantes

de queimadas na região Amazônica do Brasil (o país de maior fonte de emissão de combustão de biomassa); 5. Avaliar o impacto do particulado de fumaça sobre a concentração e distribuição de tamanho das gotículas de nuvens e também sobre o seu albedo; 6. Estimar a advecção de particulado paralelo e perpendicular ao campo de vento da região ambiente.

3.2.2. Instrumentação

As medidas foram obtidas utilizando-se a aeronave Avião Laboratório para Pesquisas Atmosféricas (ALPA) (Almeida et al. 1992), cuja descrição detalhada foi apresentada na seção 3.2.1. Ressalte-se que alguns equipamentos foram modificados/incluídos para esta campanha. De forma sumarizada, destacamos os seguintes equipamentos:

1. Sensor para estimar a concentração e a distribuição de tamanhos de gotículas FSSP-100 (Sonda Espectrométrica de Espalhamento para Frente; FSSP Forward Scattering Spectrometer Probe), modificada pela DMT (Droplet Measurement Technology), para eliminar os erros concernentes ao tempo morto e minimizar os erros de coincidência;
2. Sensores de variáveis meteorológicas padrões características (pressão atmosférica, temperatura ambiente, umidade relativa, etc.), conforme Tabela 3.1;
3. Global Positioning System (GPS)
4. Medida do conteúdo de água líquida (Csiro-King);

5. Contador de Núcleos de Condensação de Nuvens (CCNC - Cloud Condensation Nuclei Counter);
6. Sondas Espectrométricas Ópticas 200-X e 200-Y (classificação das gotas em 15 categorias, nos intervalos de 30 μm a 450 μm de diâmetro, e 300 μm a 4,5 mm de diâmetro, respectivamente);
7. Contador de Núcleos de Condensação (CNC Condensation Nuclei Counter) (concentração total de aerossóis atmosféricos)
8. Aetelômetro (medidas de particulados)
9. Nefelômetro (medidas de particulados)

3.2.3 A Campanha

Uma combinação de diferentes estratégias de vôo foi adotada, visando uma descrição dos aerossóis e da microfísica de nuvens durante a campanha. Dentre eles, destacam-se:

3.2.4 Estudo da Distribuição Vertical de Aerossóis

As sondagens atmosféricas em espiral foram utilizadas para investigar como os aerossóis atmosféricos se distribuem com a altura e como os mesmos são transportados verticalmente. A estratégia de vôo correspondente é indicada na Figura 3.6.

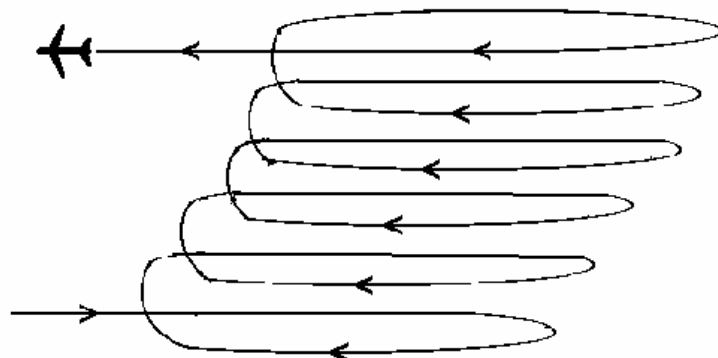


Figura 3.6 Diagrama de estratégia de voo utilizada para estudar a distribuição vertical de aerossóis. Vista lateral

3.2.5 Verificação do processo de formação de gotas em cumulus de bom tempo

O objetivo deste procedimento é verificar, dentro dos diferentes regimes microfísicos, a relação entre a concentração de núcleos de condensação existentes e de gotículas formadas no interior de nuvens cúmulos.

Este procedimento foi realizado quando a atmosfera estava sendo dominada por cúmulos não-precipitantes. Neste tipo de voo (ver Figura 3.7), a aeronave ALPA alternou grandes passagens com altitude constante um pouco abaixo da base das nuvens (trajetória inferior) visando à amostragem dos CCN, com penetrações no conjunto de nuvens pela base, para amostrar a concentração e distribuição de tamanhos de gotículas durante o processo de condensação (trajetória superior).

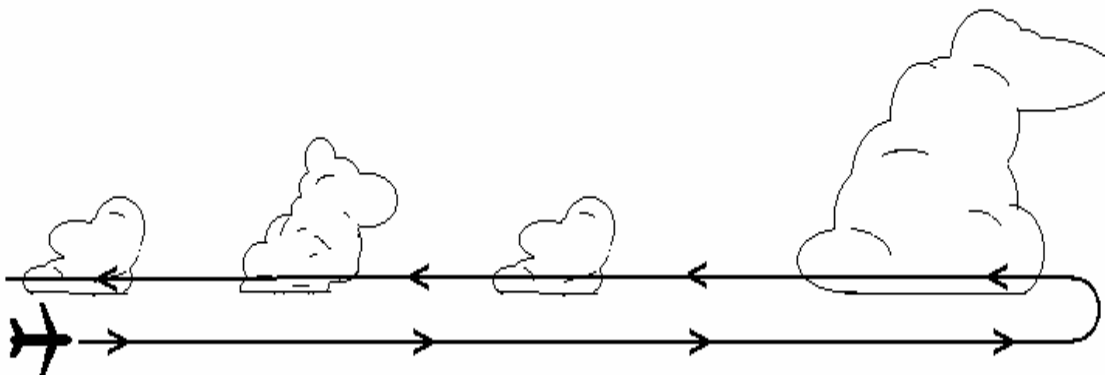


Figura 3.7 Diagrama da estratégia de voo utilizada para estudar o processo de formação de gotículas em nuvens. Vista lateral

3.2.6 Caracterização da microfísica de nuvens convectivas

Este procedimento experimental foi adotado quando houve a formação de um campo de cúmulos de pequena a média profundidade (*cumulus mediocris* a *cumulus congestus*), geralmente em preparação para convecção profunda. O objetivo é caracterizar a microestrutura dessas nuvens, ao longo de seu perfil vertical, contribuindo para o entendimento da formação de precipitação.

O plano de voo, neste caso, deve envolver diversas passagens em níveis diferentes no interior das várias nuvens, ou sistema de nuvens, conforme as alternativas indicadas nas Figuras 3.8. A estratégia exposta na Figura 3.8 deve ser utilizada quando as nuvens apresentam um grande espaçamento entre si. Neste caso, existe a possibilidade de o avião, penetrando uma nuvem por vez, amostrar um perfil vertical de distribuição de gotículas.

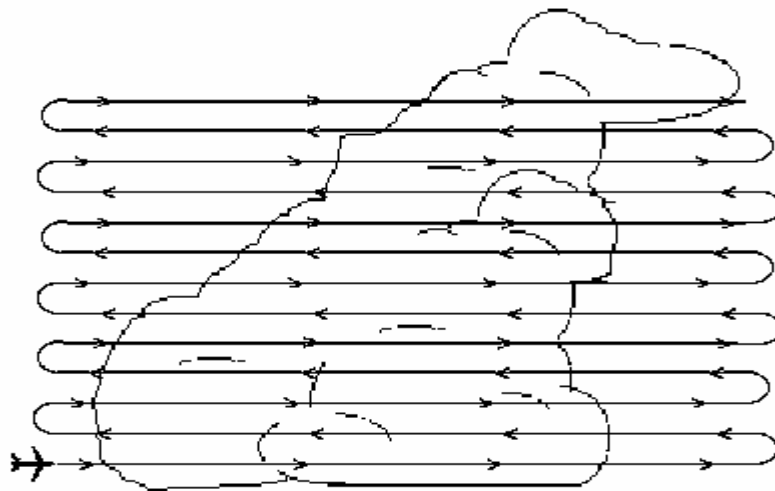


Figura 3.8 - Diagrama de estratégia de voo utilizada para estudar perfis verticais de funções-distribuição em nuvens, no caso em que a separação entre elas é relativamente grande

A campanha do ALPA totalizou 32 vôos, em 72 horas de vôo, um esquema mostrando a campanha pode ser visualizado na Figura 3.9 e também é descrito na Tabela 3.3.



Figura 3.9 - Vôos realizado pelo alpa durante a campanha do SMOCC/LBA

Tabela 3.3 - Descrição dos vôos durante a campanha

Vôo (s)	Descrição
20020921-1 20020921-2 20020921-3 20020921-4	Trânsito Fortaleza a Ji-Paraná (passando por Teresina, Marabá e Alta Floresta), Medidas de CCN.
20020923-1 20020924-1 20020926-1 20020927-1 20020928-1	Estudos em base de nuvens, perfis verticais de nuvens, estudo de aerossóis, intercomparação da instrumentação de aerossóis em Ji-Paraná – condições de muita fumaça (poluição)
20020930-1 20020930-2 20021001-1 20021001-2	Estudos em base de nuvens, perfis verticais de nuvens de Vilhena e Alta Floresta.
20021004-1 20021004-2 20021004-3 20021005-1 20021005-2 20021006-1 20021006-2	Perfis verticais de nuvens, estudos de base de nuvens de Ji-Paraná para o Norte de Cruzeiro do Sul, passando por Porto Velho e Rio Branco – o gradiente espacial de condições poluídas a limpos foi investigado.
20021008-1 20021009-1 20021011-1 20021011-2 20021012-1 20021013-1 20021014-1	Perfis verticais de nuvens, estudo de base de nuvens de Ji-Paraná – condição limpa, presumivelmente típica da transição entre as estações seca e chuvosa, foram encontradas.
20021015-1 20021015-2 20021016-1 20021016-2	Retorno a Fortaleza, medidas de CCN.
20021018-1	Estudo de CCN, estudo de base de nuvens, perfis vertical de nuvens sobre o Oceano Atlântico na costa de Fortaleza.

4 RESULTADOS EXPERIMENTAIS E DISCUSSÕES

4.1 Espectros de CCN

Espectros de CCN em função da superstauração mostram uma significativa variabilidade, associada às diferentes fontes de aerossóis. Em geral, equações do tipo

$$N = CS^k \quad (4.1)$$

são usadas para descrever como a concentração total de CCN ativados varia em função da supersaturação. É conhecido valores reduzidos (elevados) de C estão via de regra, relacionados a massas de ar marítimas (continentais ou poluídas) (costa 2002).

Dados de CCN observados junto à costa do Nordeste vôo 20021018 -1 representam dados típicos de uma região marítima, de ar limpo, em que se inicia a transição para um regime continental, de maiores concentrações. O vôo 20021018 -1 foi realizado no Oceano Atlântico costa de Fortaleza, com o objetivo de validar os dados da sonda FSSP e obter amostras de condições marítimas, que são consideradas de uma atmosfera limpa. Não havia nuvens de desenvolvimento vertical acentuado, sendo amostrado o campo de nuvens rasas com ênfase em pequenas torres que dele se sobressaíam. Nessas nuvens, o desenvolvimento de chuva quente era evidente, como se podia perceber pelas contagens na sonda 200X e observações visuais de dentro da aeronave. A Figura 4.1 mostra as observações e o respectivo ajuste para o vôo acima citado. Dos dados obtidos são evidentes os pequenos valores de k , sugerindo que, em sua maioria, os CCN são ativados em baixas supersaturações.

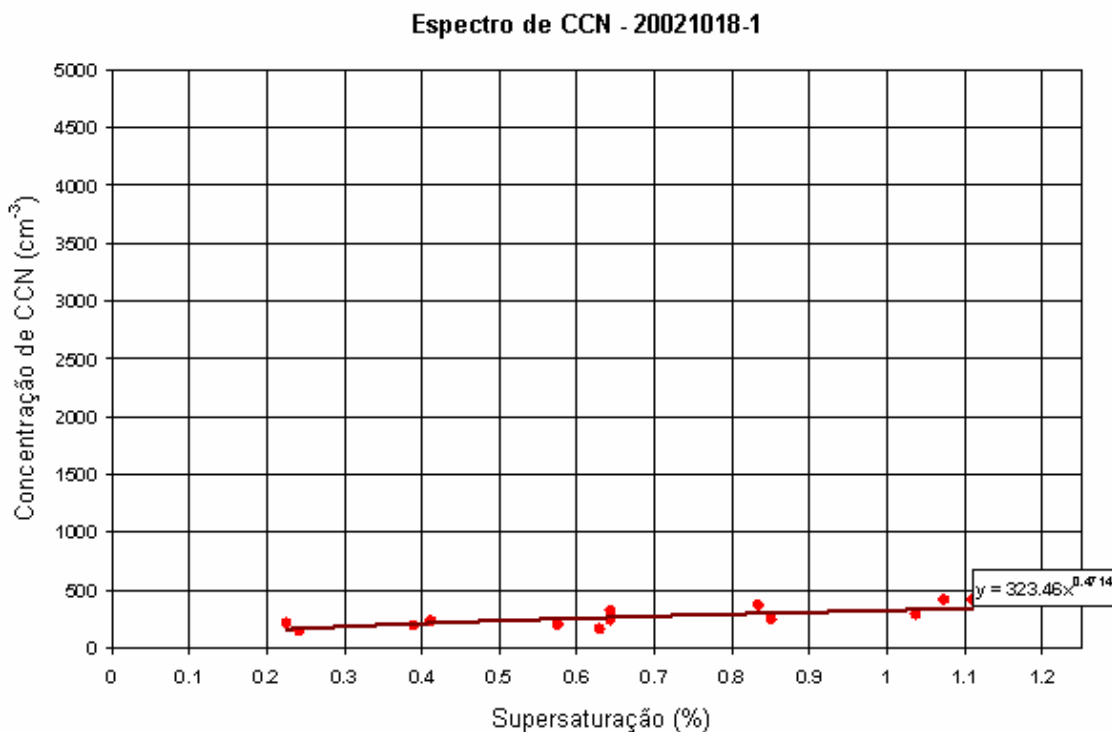


Figura 4.1 – Espectro de CCN medidos no voo 20021018-1, Fortaleza

Os vãos 20020921-1, 200020921-2, 20020921-3, e 20020921-4 foram de trânsito a Ji-Paraná, dividido em 04 “pernas” (Fortaleza-Teresina, Teresina-Marabá, Marabá-Alta-Floresta e Alta-Floresta-Ji-Paraná); todos os equipamentos estavam ligados, sendo efetuadas medidas meteorológicas gerais e de aerossóis, realizando-se penetrações eventuais em nuvens para medidas de microfísica. Medidas de aerossóis realizadas ao longo dessas pernas de trânsito revelam um gradiente significativo na concentração de CCN entre o ar limpo encontrado entre Fortaleza e Teresina e o ar poluído devido à presença de queimadas entre Alta-Floresta e Ji-Paraná. As Figuras 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5 mostram as

observações e os respectivos ajustes para os vôos citados. Um pequeno valor para a concentração foi encontrado no vôo 20020921-1 devido ao ambiente limpo encontrado entre Fortaleza e Teresina, enquanto o valor mais elevado na concentração foi encontrado no vôo 20020921-4, devido ao ambiente poluído, em consequência de grandes queimadas localizadas entre Alta-Floresta e Ji-Paraná.

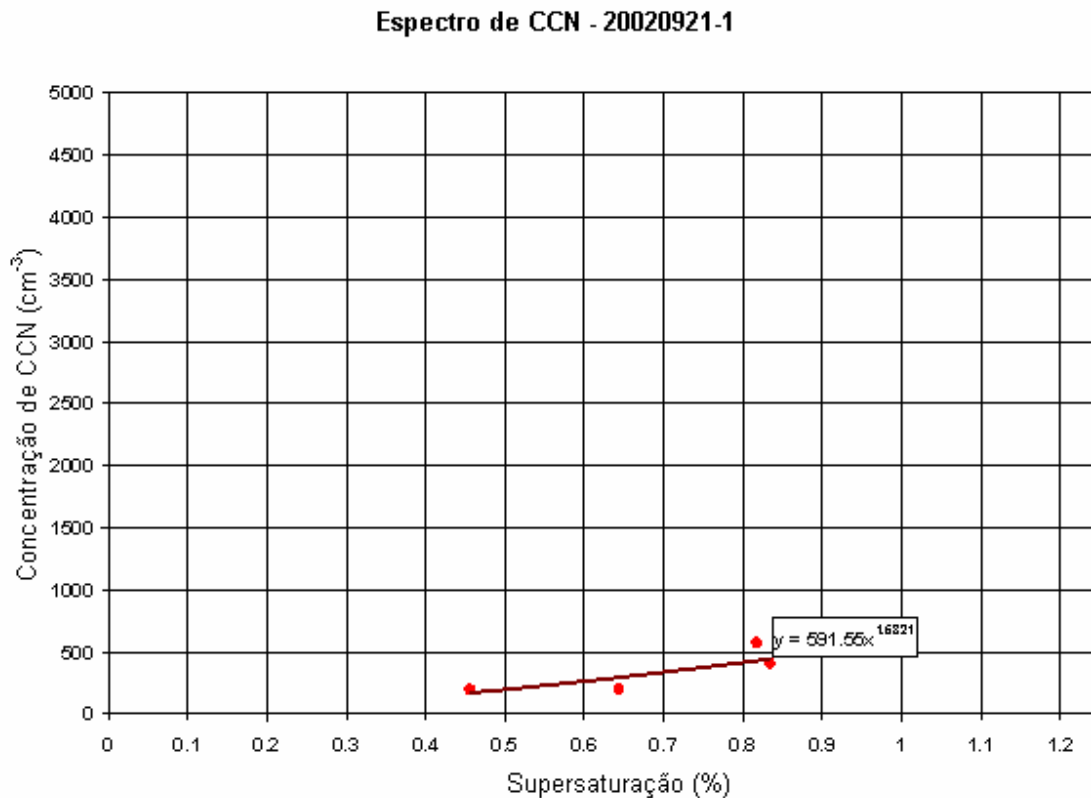


Figura 4.2 Espectro de CCN medido no vôo 20020921-1, Fortaleza - Teresina

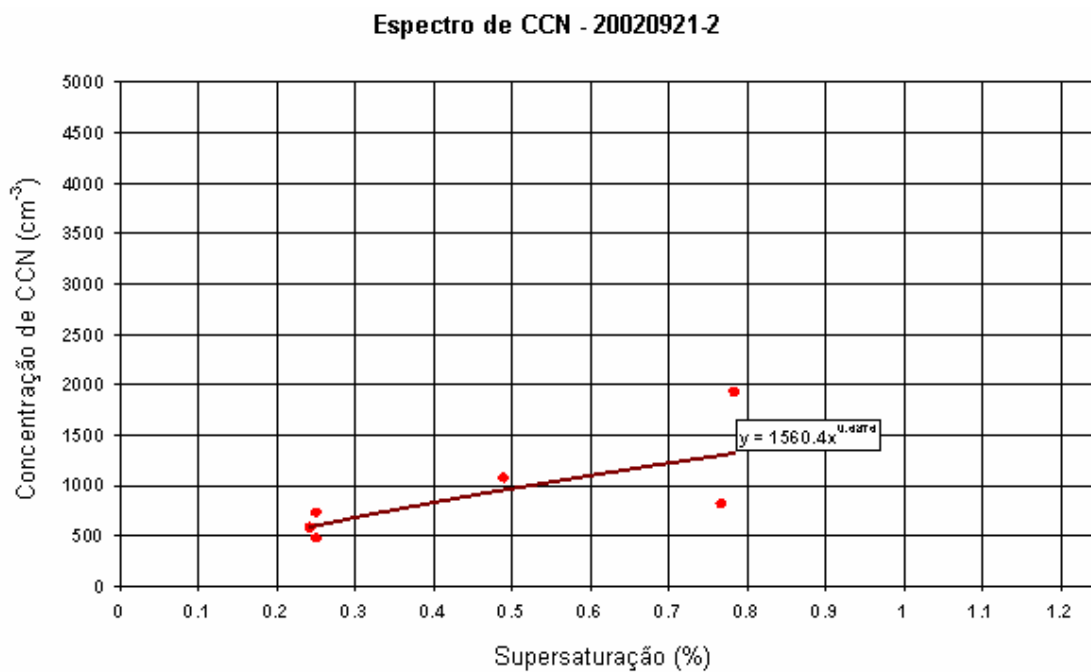


Figura 4.3 Espectro de CCN medido no vôo 20020921-2, Teresina - Marabá

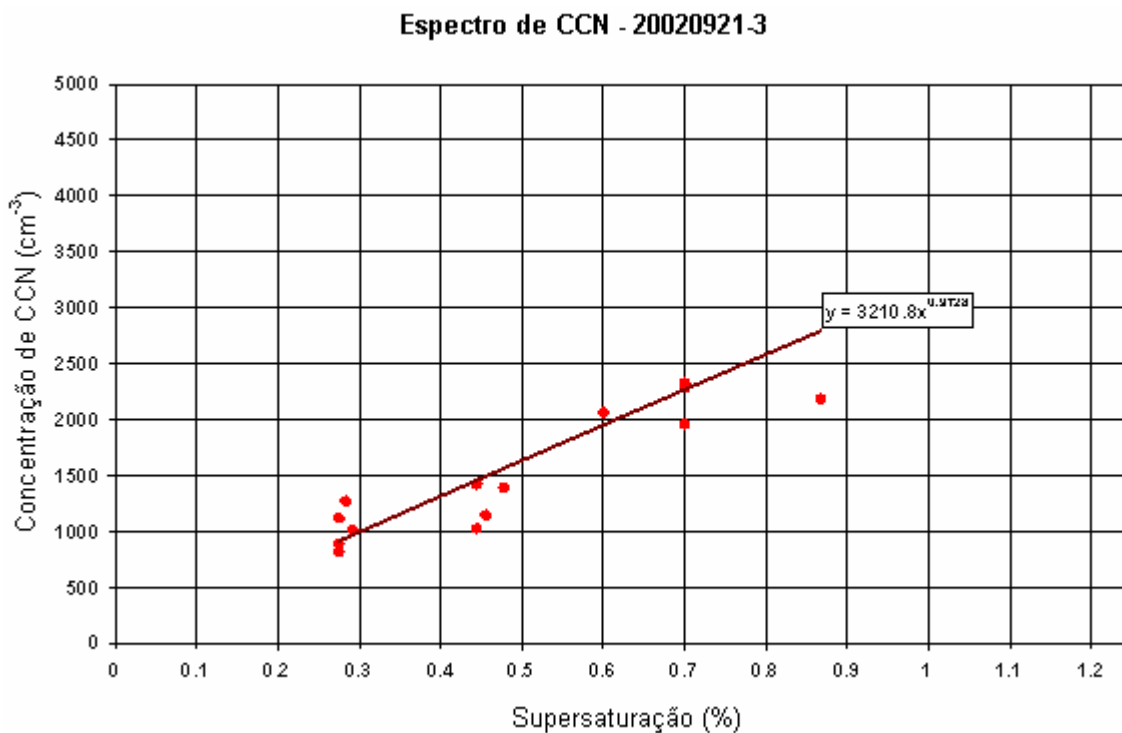


Figura 4.4 Espectro de CCN medido no vôo 20020921-3, Marabá – Alta Floresta

Espectro de CCN - 20020921-4

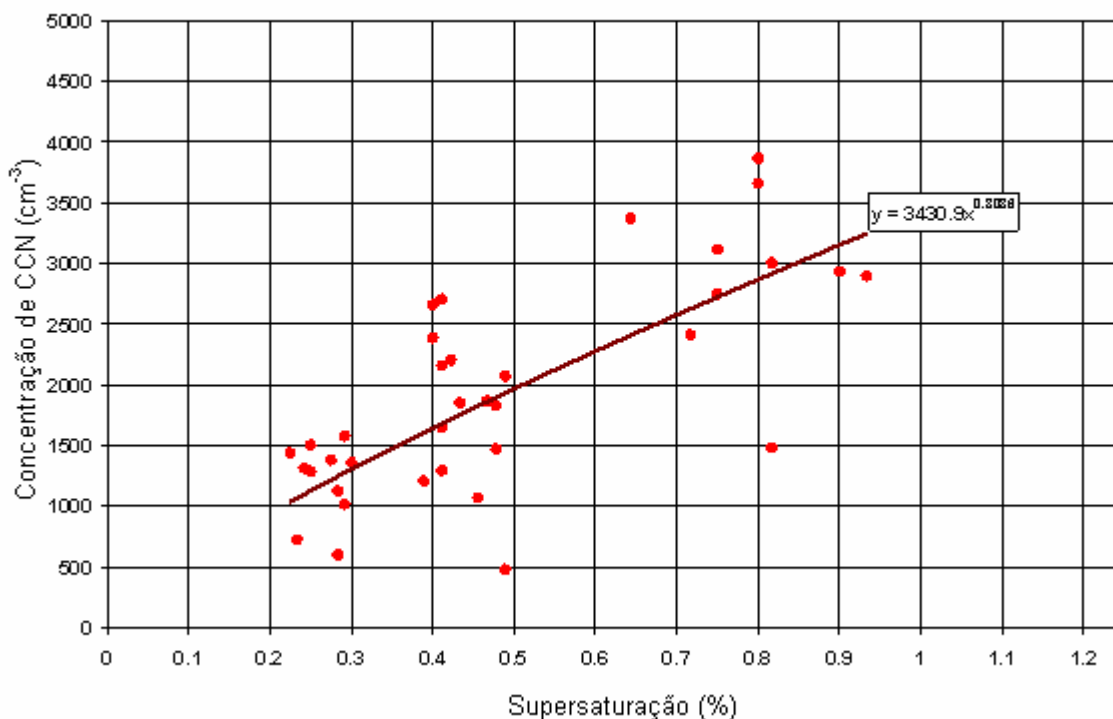


Figura 4.5 Espectro de CCN medido no vôo 20020921-4, Alta Floresta – Jí Paraná.

O vôo 20020923-1 foi realizado nas vizinhanças de Ji-Paraná. Foram efetuadas medidas de aerossóis (sondagem vertical em espiral) e microfisica de nuvens em condi es extremamente poluídas. Verificou-se que, devido   redu o de radia o solar incidente   superfície causada pela presença de fumaça, a turbulência na camada limite era relativamente pequena. As nuvens continham gotículas em concentra o em torno de 3000 cm⁻³, com espectros estreitos, refletindo as altas concentra es de CCN medidas. Em condi es fortemente poluídas, como esperado, a concentra o de núcleos de condens o cresce significativamente, sendo evidente a ativa o de um grande número de partículas em supersatura es mais elevadas, o que sugere a existência de um grande número de

aerossóis de dimensões pequenas. A Figura 4.6 mostra as medidas efetuadas no vôo acima citado, a concentração em supersaturação de 1% é extremamente alta com valor superior a 2600 cm^{-3} .

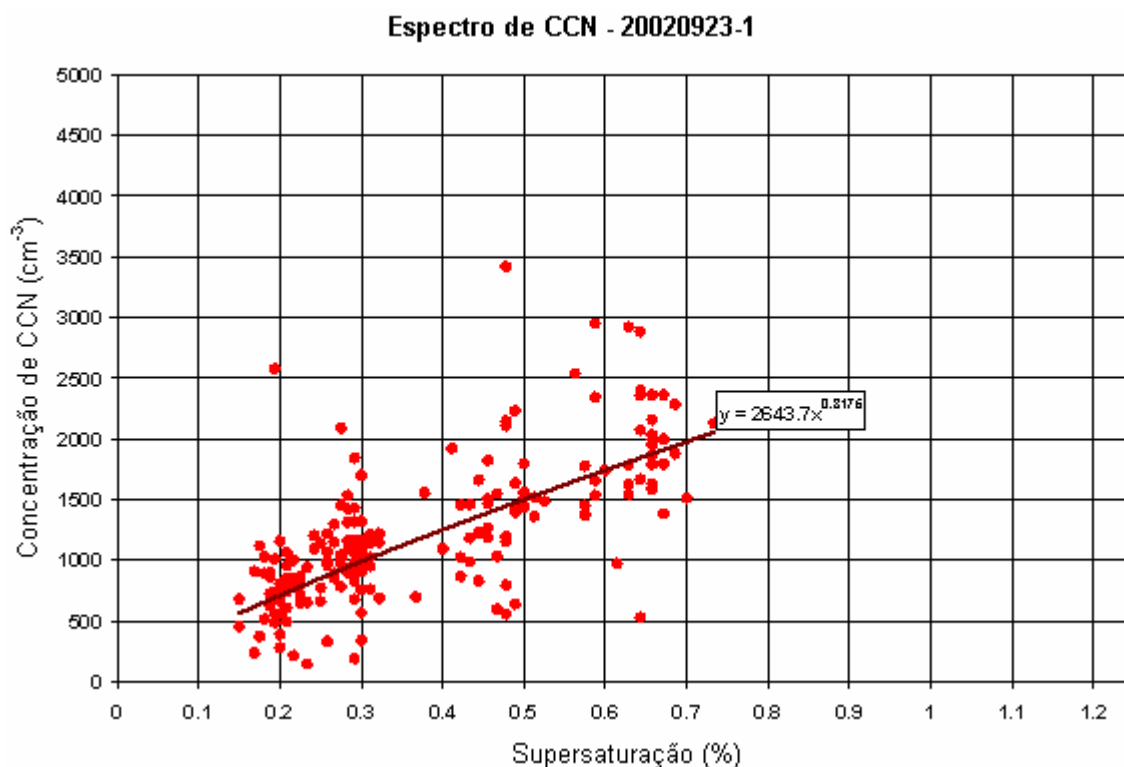


Figura 4.6 Espectro de CCN medido no vôo 20020923-1, proximidades de Jí-Paraná

O vôo 20020924-1 foi realizado nas vizinhanças de Ji-Paraná. Nuvens rasas e de extensão média foram amostradas em meio a fumaça de moderada a intensa. As concentrações de gotículas observadas eram ligeiramente menores que no dia anterior. A base das nuvens se apresentava mal definida em meio à fumaça. O aspecto obtido, junto com a pequena intensidade da turbulência na camada-limite e a nítida intensificação das correntes ascendentes nas nuvens com a altura sugere que a absorção de radiação solar pela fumaça pode ter um papel significativo na dinâmica dos sistemas de nuvens na região. Os espectros de gotículas foram geralmente muito estreitos. Em associação com os diferentes

regimes de concentração de núcleos de condensação, valores característicos de concentração de gotículas foram observados, a depender do ambiente. As concentrações observadas em função da altura para cinco vôos são mostradas na Figura 4.7.

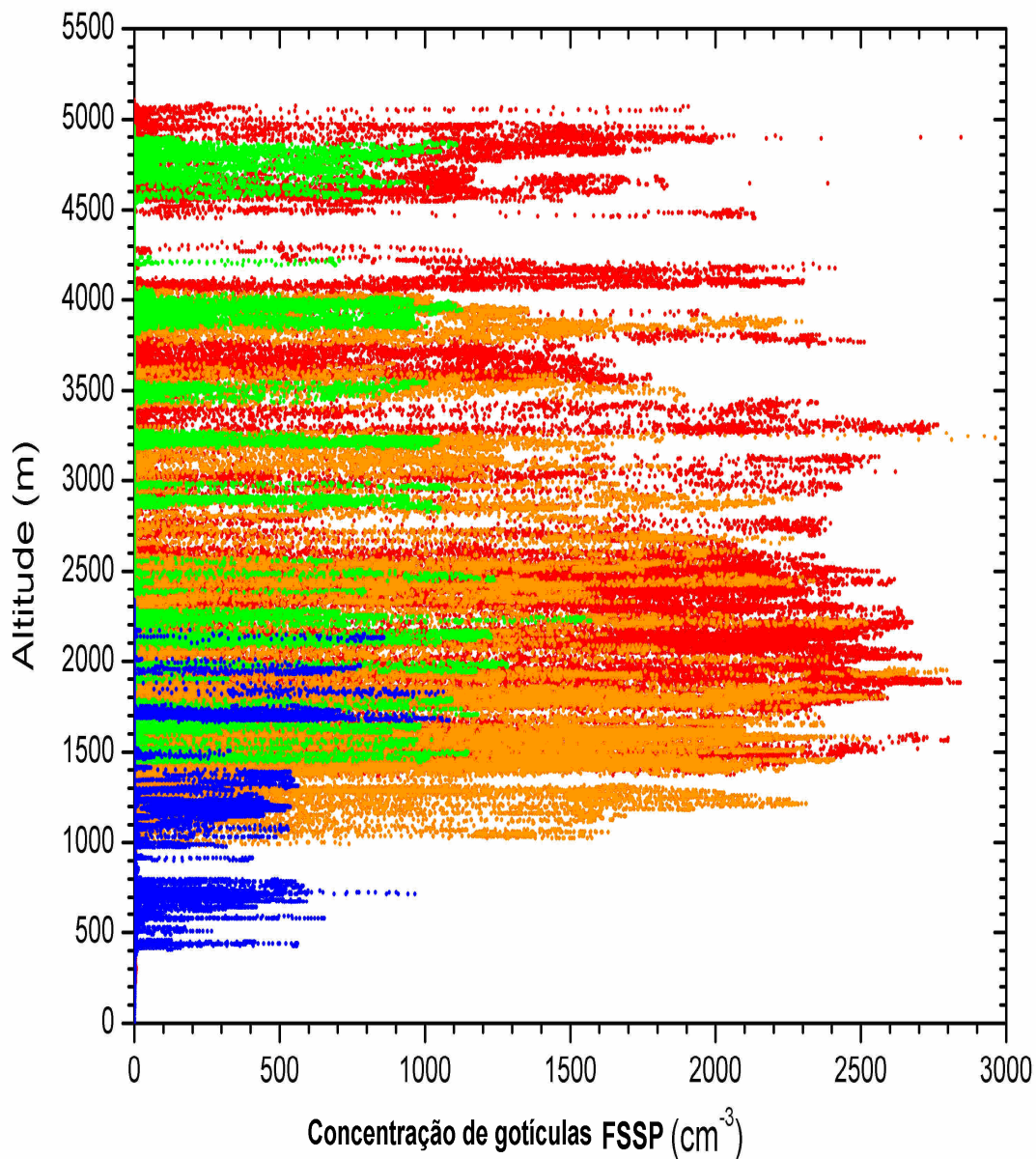


Figura 4.7 Concentração de gotículas em função da altitude (vôos indicados).

A Figura 4.8 mostra os valores medidos para o vôo 20020924-1

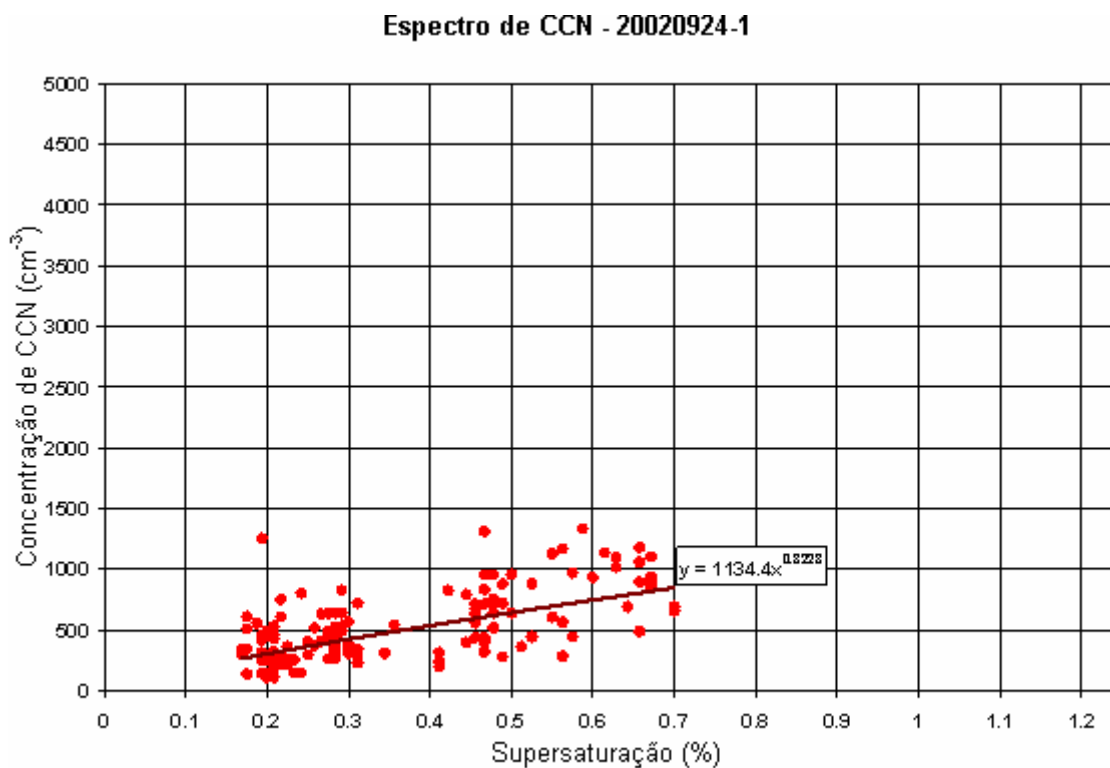


Figura 4.8 Espectro de CCN medido no vôo 20020924-1, proximidades de Ji-paraná.

No vôo 20020926-1, as bases de nuvens foram amostradas, a partir de Ji-Paraná. A visibilidade novamente foi prejudicada pela presença persistente de fumaça. As concentrações de gotículas excederam 2500 cm⁻³, novamente os espectros de gotículas estreitos dominaram, e um comportamento semelhante ao observado no vôo 20020924-1 foi constatado, como pode ser visto na Figura 4.9.

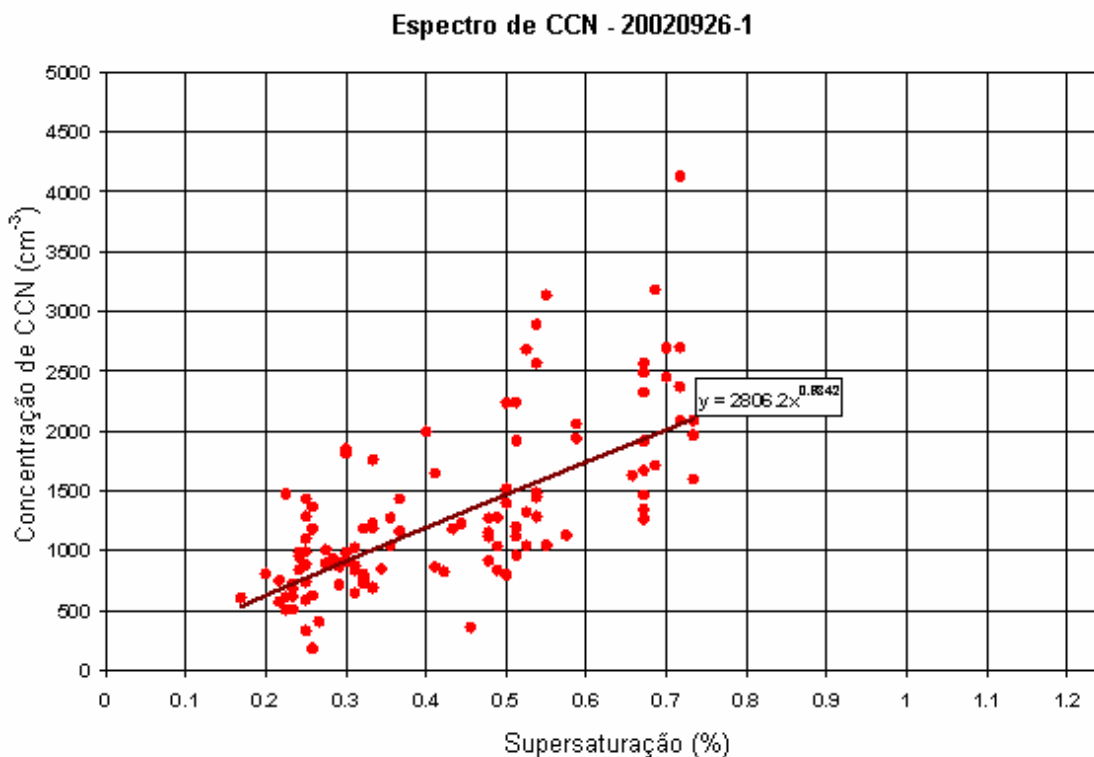


Figura 4.9 Espectro de CCN medido no vôo 20020926-1, proximidades de Ji-paraná.

O vôo 20020930-2 foi realizado a partir de Vilhena em direção a Ji-paraná e teve como objetivo estudar condições fortemente poluídas, em missão conjunta com a aeronave do INPE. Para fins de comparação diversos piro-cumulus foram amostrados, assim como cumulus de dimensões semelhantes, que não foram formados diretamente de uma queimada, mas num ambiente enfumaçado. Os valores de concentração medidos neste vôo foram elevados o que já era esperado devido ao ambiente bastante poluído, a concentração ficou em torno de 2500 cm⁻³, valores típicos de ambientes com bastante fumaça. A figura 4.10 mostra os valores medidos durante o vôo acima descrito.

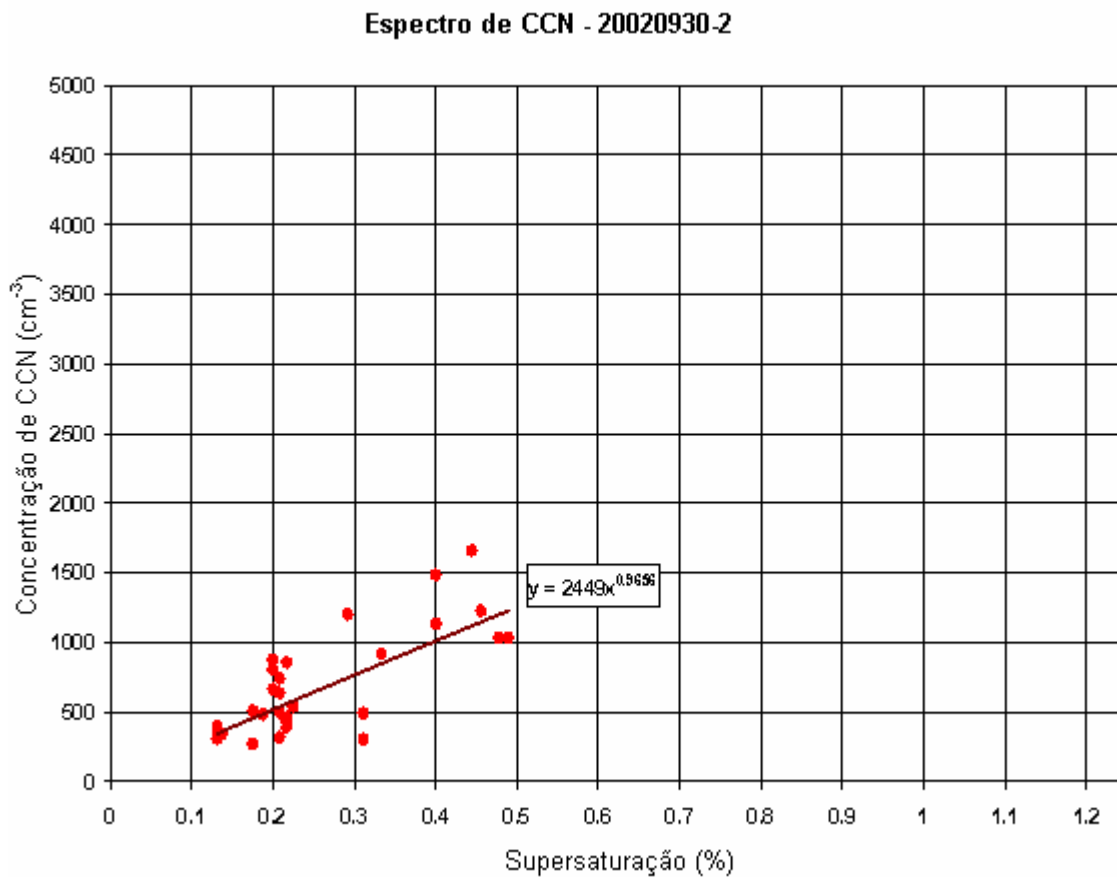


Figura 4.10 Espectro de CCN medido no vôo 20020930-2, Vilhena – Ji-paraná.

O vôo 20021005-2 foi realizado a partir de Cruzeiro do Sul, em direção Nordeste até a fronteira com o Peru. Foram efetuadas penetrações no nível da base das nuvens. A figura 4.11 mostra os valores medidos de concentração, que ficou em torno de 1200 cm⁻³, o que mostra valores intermediários, para regiões de moderada poluição.

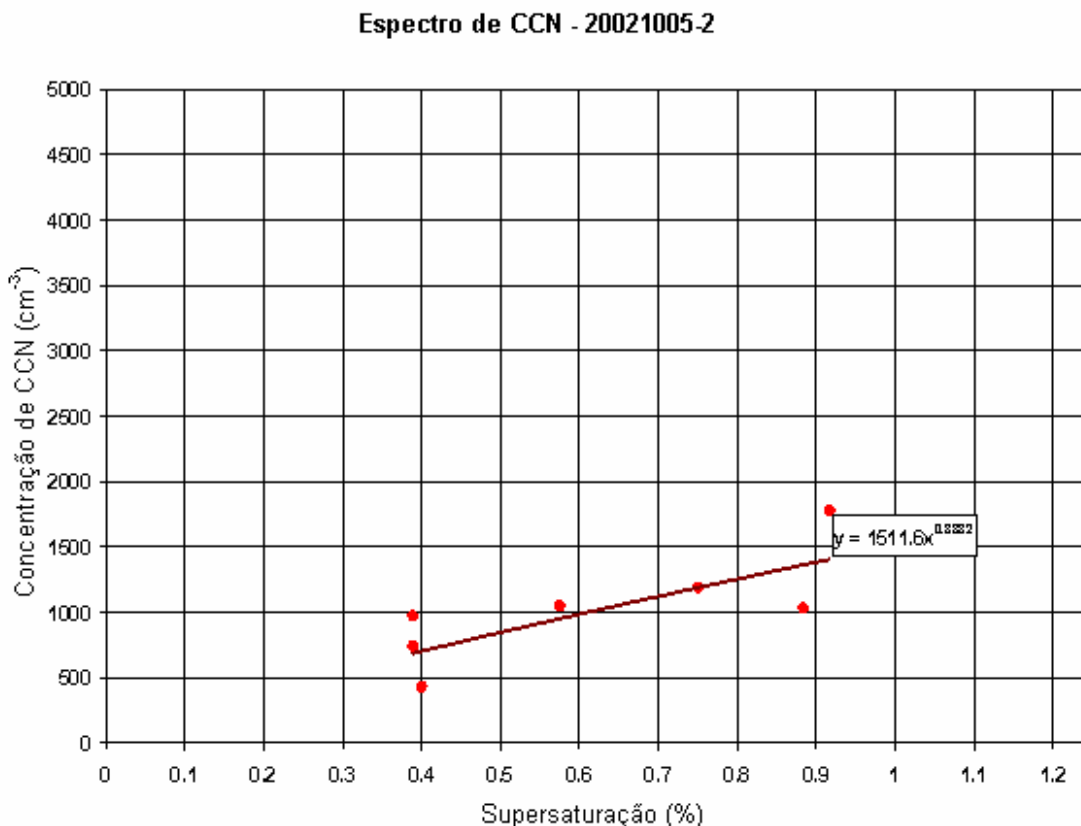


Figura 4.11 – Espectro de CCN medido no vôo 20021005-2, Cruzeiro do Sul – Fronteira com o Peru.

Observa-se que em vôos em ambientes poluídos como 20020921-3, 20020921-4, 20020923-1, 20020924-1, 20020926-1, 20020930-2 as concentrações são tipicamente elevadas, freqüentemente excedendo 2500 cm^{-3} . Valores tão altos de concentração sugerem uma significativa inibição de chuva quando a nuvem se encontra em baixas altitudes e com temperaturas acima de 0° Celsius (chuva quente), tendo em vista que o vapor disponibilizado pela circulação atmosférica, ao se condensar, se distribui em uma grande quantidade de pequenas partículas, cuja probabilidade de coagulação, bem como, o processo de colisão-coalescência são bastante reduzidos. Valores de concentração tipicamente em torno e abaixo de 1000 cm^{-3} foram encontrados durante os vôos realizados

sobre a costa de Fortaleza, como exemplo o voo 20021005-2, onde foi encontrado o menor valor da concentração, da ordem de poucas centenas de partículas por cm^3 . Nestes casos, o vapor disponível se condensa em um número menor de partículas maiores, permitindo que os processos de colisão-coalescência atuem.

4.2 Funções-Distribuição observadas

As funções-distribuição de hidrometeoros (em particular gotículas e gotas de precipitação) observadas são fortemente determinadas pelas características dos CCN. Espectros largos foram encontrados em vôos cujo ambiente estava muito limpo (sobre o oceano), limpo ou parcialmente limpo. Em contrapartida, espectros estreitos (apesar da existência freqüente de um modo de grandes partículas) foram comumente observados em condições de ambientes poluídos.

A Figura 4.13 mostra um exemplo típico de funções-distribuição da massa de água líquida em função do diâmetro médio. Ela corresponde aos espectros médios observados na costa de Fortaleza no voo 20021018-1. Nesse voo verifica-se a presença de espectros largos, com desenvolvimento rápido de um modo de partículas precipitantes (diâmetros compreendidos entre $100\mu\text{m}$ e $500\mu\text{m}$), que compreendem uma função bastante significativa da massa de água líquida em baixas altitudes (um pouco superior a 2000 m). Na Figura 4.13 estão representadas as diferentes altitudes indicadas na legenda, na mesma figura também constam os totais de medidas realizadas em cada faixa de altitude.

Função Densidade Espectral de Massa de Água Líquida - 20021018-1

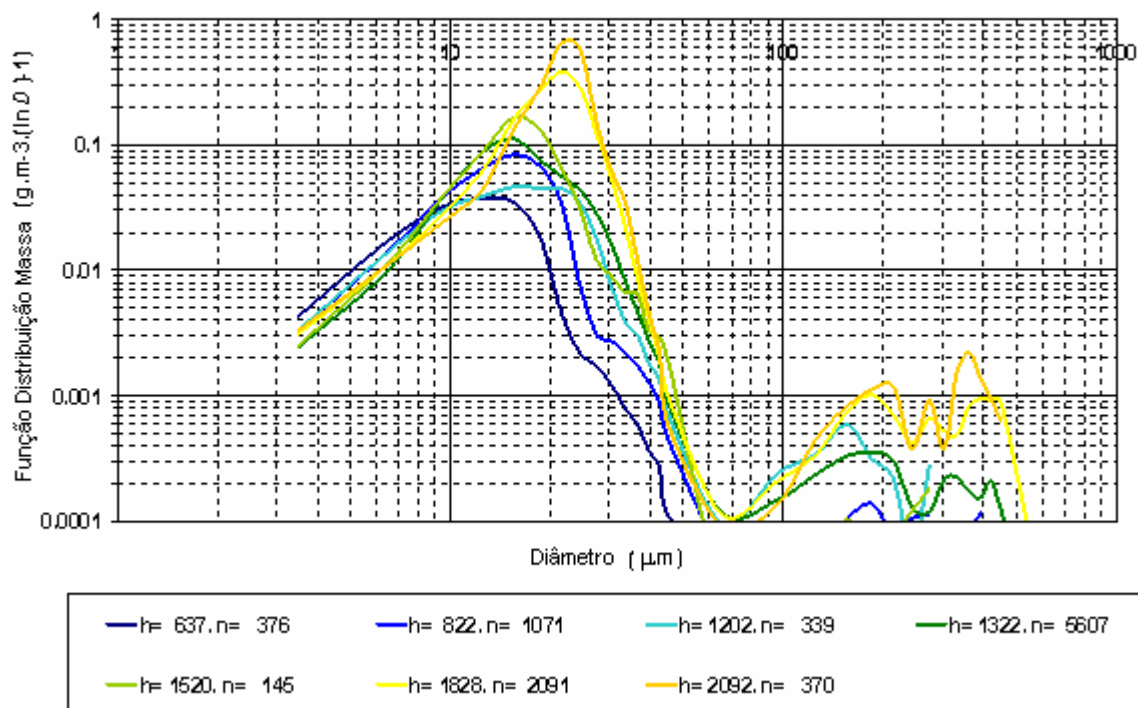


Figura 4.13 – Espectros em massa de água líquida em função dos diâmetros médios para o voo 20021018-1 (ambiente limpo). Os gráficos representam diferentes altitudes, indicadas na legenda. Na legenda, também constam os totais de medidas realizadas em cada faixa de altitude.

Na Figura 4.14, em que são mostrados espectros coletados em vôos no oeste da Amazônia 20021005-1, percebe-se o alargamento do espectro com a altura e o surgimento de um modo de hidrometeoros precipitantes (partículas entre 80 μ m e 200 μ m), próximo a 5000 m de altitude. Os espectros mostrados nas Figuras 4.13 e 4.14 mostram um evidente desenvolvimento da precipitação na fase líquida, tendo em vista que, os processos de colisão-coalescência estão atuando de maneira bastante eficiente nestes casos. No voo 20021018-1, o ambiente é bastante limpo com concentração pequena de aerossóis. Já no voo 20021005-1, o ambiente estava parcialmente limpo, em virtude disto o comportamento destes dois vôos apresentam semelhanças.

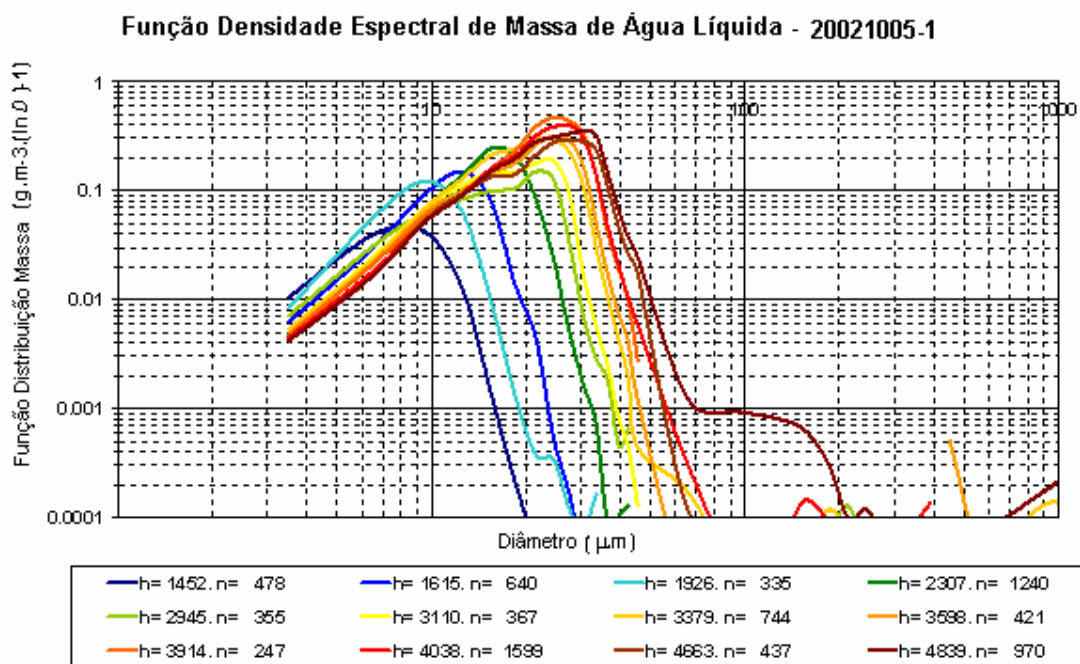


Figura 4.14 – Espectros em massa de água líquida em função dos diâmetros médios para o voo 20021005-1 (ambiente parcialmente limpo). Os gráficos representam diferentes altitudes, indicadas na legenda. Na legenda, também constam os totais de medidas realizadas em cada faixa de altitude.

Uma situação oposta aparece nos espectros de vôos realizados em um ambiente poluído, como exemplo o voo 20020930-2, representado na Figura 4.15, onde espectros estreitos predominam o diâmetro modal próximo ao nível de congelamento em pouco excede $20\mu\text{m}$ e o modo de partículas grandes (possivelmente associado a núcleos de condensação gigantes e ou ultragigantes) não crescem de maneira significativa em massa. O processo de colisão-coalescência neste caso não atua, provavelmente devido um número bastante reduzido de partículas ativadas. A figura 4.15 mostra estes espectros de água líquida em função dos diâmetros médios, bem como as altitudes e os totais de medidas para o voo, acima citado.

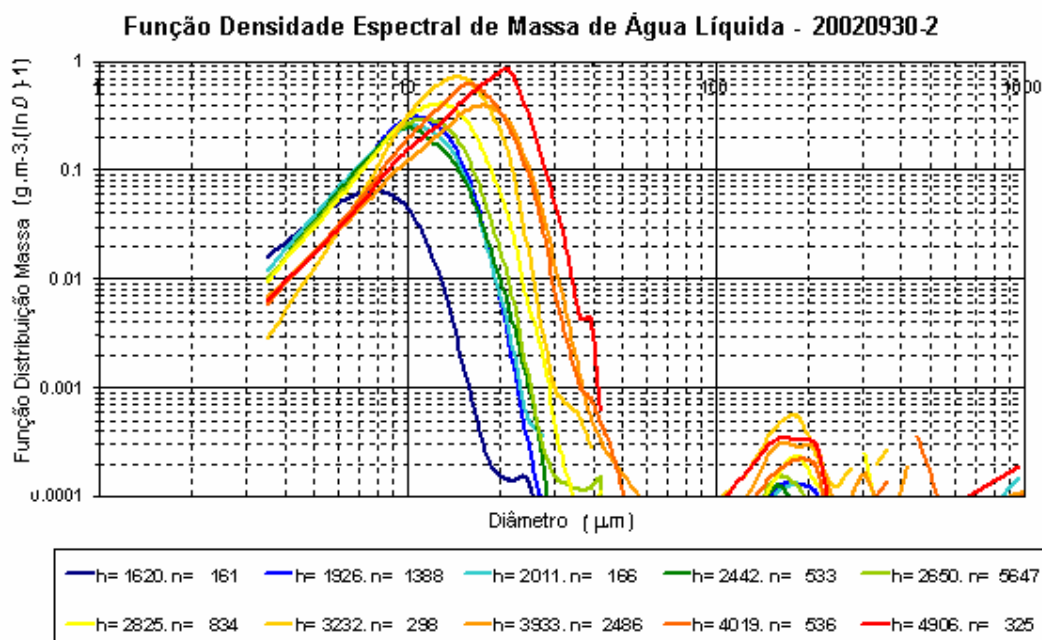


Figura 4.15 – Espectros em massa de água líquida em função dos diâmetros médios para o voo 20020930-2 (ambiente poluído). Os gráficos representam diferentes altitudes, indicadas na legenda. Na legenda, também constam os totais de medidas realizadas em cada faixa de altitude.

Nas condições entre a estação das queimadas e a estação chuvosa (transição), o ambiente apresenta uma concentração ainda elevada de aerossóis, mas em quantidade inferior àquela encontrada no período das queimadas. O ambiente encontra-se, parcialmente poluído. Uma consequência deste fato é que a massa das partículas precipitantes cresce em taxa bem mais significativa do que no caso poluído, como pode ser observado no voo 20021009-1, representado pela Figura 4.16, que mostra os espectros de água líquida em função dos diâmetros médios, bem como as altitudes e os totais de medidas para o voo, acima citado. Nessa figura verifica-se que a massa de água precipitante (diâmetros entre 100 μm e 500 μm) cresce significativamente se comparada com os casos limpo e parcialmente limpo (Figuras 4.13 e 4.14).

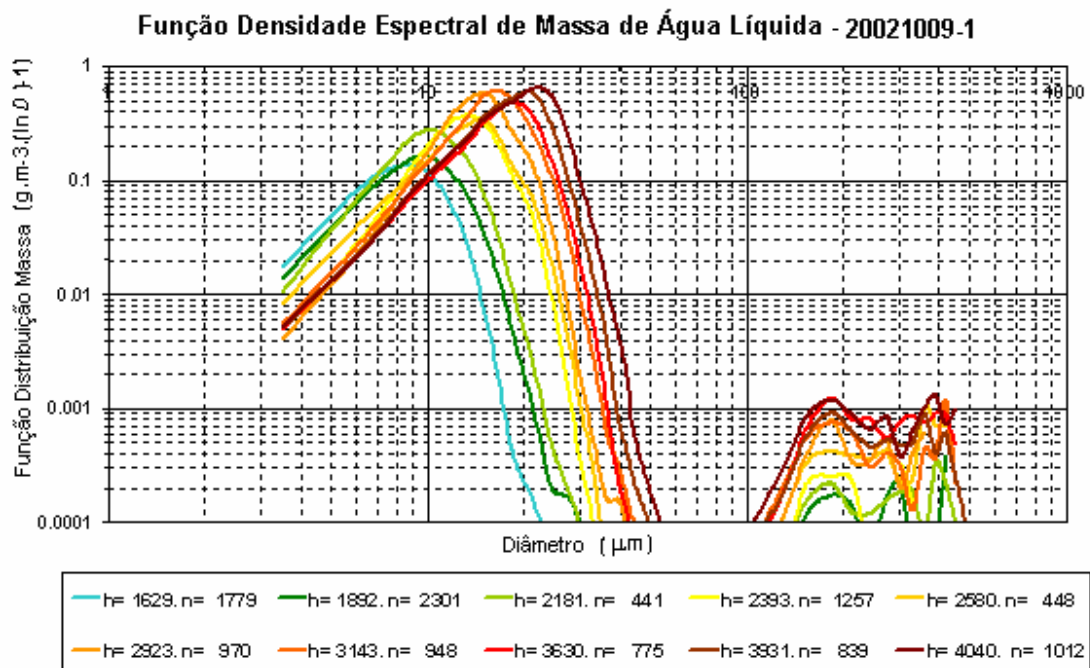


Figura 4.16 – Espectros em massa de água líquida em função dos diâmetros médios para o voo 20021009-1 (ambiente parcialmente poluído). Os gráficos representam diferentes altitudes, indicadas na legenda. Na legenda, também constam os totais de medidas realizadas em cada faixa de altitude.

4.3 Influência das Queimadas sobre o Desenvolvimento da Precipitação

Como sugerido por trabalhos anteriores utilizando dados de satélite e radar (Rosenfeld, et al 1999), o efeito geral da poluição na microestrutura das nuvens é o de reduzir o diâmetro efetivo (definido como a razão entre o terceiro e o segundo momentos da função-distribuição) e, em consequência, inibir o processo de colisão-coalescência responsável fundamental pela formação da “chuva quente”, ou seja, a precipitação da fase líquida, sem a presença da fase de gelo. Rosenfeld et al (1994) propuseram ser necessário que o diâmetro efetivo (D_{eff}) das gotículas atinja o valor de cerca de 28 μm (ou

equivalente a um raio efetivo de $14\mu\text{m}$) para que a precipitação se desenvolva na fase quente. A esse valor de raio efetivo denominou-se de “limiar de Rosenfeld” ($R_e = 14\mu\text{m}$).

Como se sabe, as gotículas crescem com a altitude, no interior de uma nuvem convectiva, como resultado, principalmente, do crescimento por condensação de vapor d'água. A altitude na qual uma parcela no interior de uma nuvem convectiva atinge o limiar de Rosenfeld será denominada de “altitude de chuva quente”, (ζ).

Usando essas definições, as observações de R_e calculadas a partir das funções-distribuição mostradas anteriormente estimaram-se, em cada vôo, o valor de ζ , ou seja, a altitude a partir da qual a formação de chuva quente é provável. A Figura 4.17 mostra um sumário destes resultados.

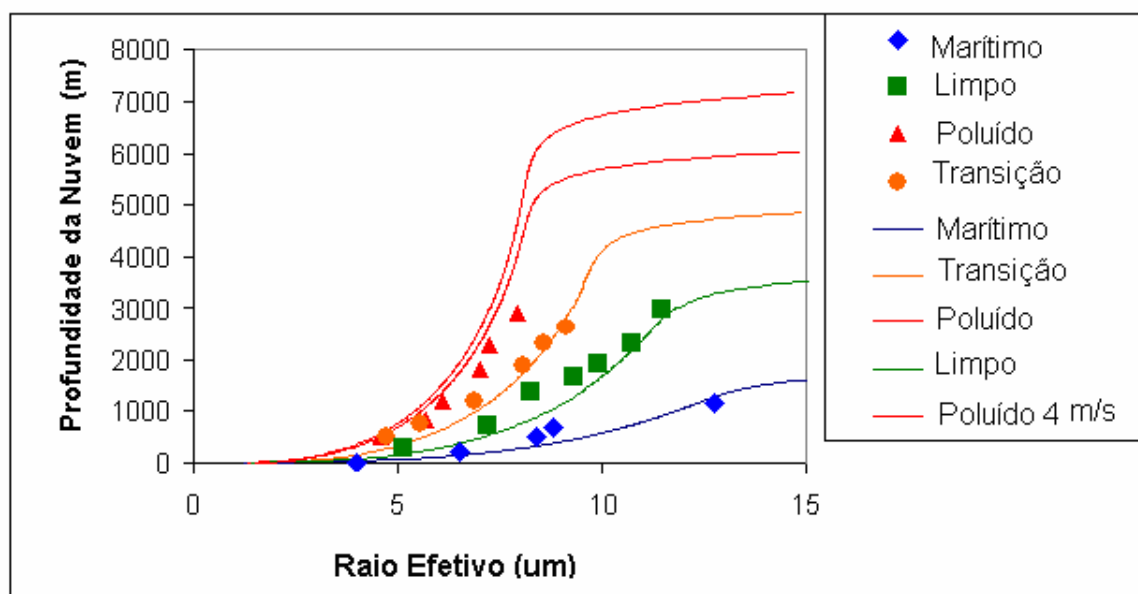


Figura 4.17 – Raio efetivo em função da altitude, para os vôos 20021018-1, 20021009-1, 20021005-2 e 20020930-2. As observações correspondem aos dados discretos, com as curvas representando cada regime. Os valores de chuva quente são indicados para cada caso.

Percebe-se que, para o caso do vôo 20021018-1, representado pela linha azul, o limiar de Rosenfeld é atingido em altitudes relativamente baixas (abaixo de 1500 m). Esse

resultado reforça as observações por meio de radar meteorológico obtidas durante o EMfIN!, que mostra ecos de precipitação em nuvens cujo topo se encontra abaixo de 3000 m. É evidente que tais nuvens têm elevada eficiência de precipitação, com chuva quente sendo facilmente produzida pelo processo de colisão-coalescência.

No caso do vôo 20021005-2, representado pela linha verde, a altitude de chuva quente corresponde a um valor muito abaixo do nível de congelamento, o que sugere que, assim como no caso do vôo 20021018-1, o desenvolvimento de precipitação a partir da fase líquida é um fenômeno comum.

Em condições intermediárias como o caso do vôo 20021009-1, representado pela linha amarela, a redução significativa da altitude de chuva quente reflete o crescimento do modo de partículas precipitantes, como na função-distribuição mostrada na Figura 4.16. Os valores de ζ inferiores a 5000 m, altitudes em que, nos trópicos, o predomínio de gotículas super-resfriadas é esperado, sugerem que, neste caso, o desenvolvimento de precipitação a partir da fase líquida é eventualmente possível.

Uma situação bastante distinta é o que se verifica em condições poluídas, como no caso do vôo 20020930-2. O raio efetivo é atingido a uma altitude próximo a 7000m, o que, evidentemente, impede o desenvolvimento de chuva quente. Nessa altitude é de se esperar que a fase de gelo já passe a ser o componente determinante no desenvolvimento da precipitação. Espera-se, evidentemente, que a altitude de chuva quente, como uma medida da eficiência de precipitação, dependa fortemente da concentração de gotículas nas nuvens. As altas concentrações, como as encontradas em ambientes poluídos, tendem a elevar os valores de ζ até tornarem virtualmente impossível o desenvolvimento de precipitação na fase líquida em tais condições. Na Figura 4.18 pode ser observado a altitude de chuva

quente em função da concentração média observada em diversos vôos. Nessa figura fica evidente a hierarquização dos regimes em ordem crescente de concentração de gotículas e de altitude de chuva quente (regime marítimo, regime limpo, regime de transição, regime poluído).

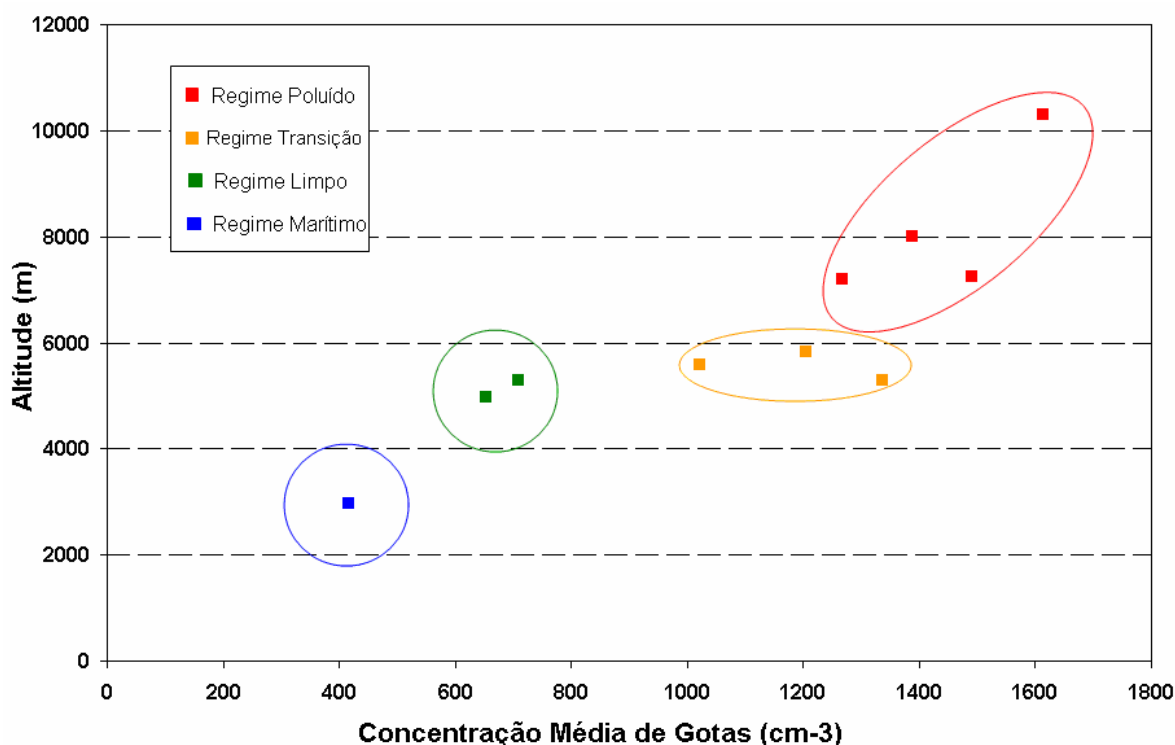


Figura 4.18 - Altitude de chuva quente em função da concentração média de gotas para 10 vôos selecionados, segundo o regime de concentração de CCN.

Não obstante, como a dependência na Figura 4.18 não é linear, evidencia-se que a concentração de gotículas, que depende diretamente da quantidade de núcleos de condensação em suspensão na atmosfera, não é o único fator relevante para explicar os valores observados de ζ . A Figura 4.17, mostra que as concentrações de gotículas nos regimes de transição e poluído são similares, mas o valor da altitude de chuva quente é tipicamente 2000 m a mais do que no caso poluído. Ao mesmo tempo, as Figuras 4.16 e 4.17 sugerem que a altitude de chuva quente no regime de transição se aproxima daquele do

regime limpo, ainda que as concentrações de gotículas neste último caso sejam da ordem da metade ou menos do que naquele.

5. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

5.1 Simulações com Modelo de Parcela

Com vistas a entender o papel de outros fatores além das concentrações de gotículas, simulações numéricas com um modelo unidimensional de parcela (versão do modelo com microfísica detalhada de Costa et al, 2000) foram efetuadas. O modelo conta com uma representação detalhada dos seguintes processos microfísicos na fase líquida: nucleação, condensação, evaporação, colisão-coalescência, ruptura colisional e ruptura espontânea. Para este estudo, o modelo foi modificado, passando a conter até 178 categorias de partículas de aerossóis de acordo com as necessidades em se representar CCN de diferentes tamanhos incluindo partículas gigantes e ou ultragigantes. Também foi introduzido um intervalo de raios de CCN secos de aproximadamente 0,006 a 7,59 μ m, correspondendo a supersaturações críticas de 3,0 % (núcleos pequenos) até aproximadamente zero (núcleos grandes). Os hidrometeoros na fase líquida são divididos em um conjunto de 100 raios discretos, que variam exponencialmente de 1 μ m a 5 mm. O esquema de Kogan (1991) foi usado para redistribuição da massa de água. As probabilidades de colisão, seguida por coalescência ou quebra são calculadas de acordo com Low e List (1982 a, b). As funções-distribuição de fragmentos e quebra colisional são calculadas de acordo com Low e List (1982 b). Como as gotas grandes de chuva são instáveis, a quebra espontâneo foi incluído com base em dados experimentais de Kamra et al. (1991).

O modelo é iniciado como uma parcela de nuvem livre a uma dada temperatura, pressão e umidade. A parcela é então forçada a subir com uma velocidade vertical, que também é especificada. Com a elevação da parcela, a pressão é reduzida de acordo com uma suposição hidrostática e sua temperatura varia devido à expansão adiabática e libera calor latente em virtude da condensação.

As condições iniciais correspondem às observações de campo obtidas durante os experimentos LBA/ SMOCC-EMfiN! e engloba diferentes tipos de ambientes, indo do tipo oceânico/costeiro, observado no Norte do Nordeste do Brasil (onde as temperaturas de ponto de orvalho mais baixas provém de um baixo nível de condensação), até as condições quente e seca observadas sobre o centro do Brasil e o sul da Amazônia (onde as bases das nuvens são observadas em altitudes mais elevadas).

5.1.2 O Conjunto de Simulações

Para mostrar a capacidade do modelo numérico em reproduzir qualitativamente as características microfísicas de nuvens, formadas em diferentes regimes, foram realizadas várias simulações. O primeiro conjunto de simulações teve como objetivo comparar as funções-distribuição observadas em um ambiente limpo com as funções-distribuição simuladas. (modelo iniciado com as condições de ambiente limpo, com base em medidas realizadas durante o experimento LBA/SMOCC-EMfiN!). Um outro conjunto de simulação objetivou comparar as funções-distribuição observadas em um ambiente parcialmente poluído com as funções-distribuição simuladas (modelo iniciado com condições de um ambiente parcialmente poluído, com base em medidas realizadas durante o experimento LBA/SMOCC-EMfiN!). Em seguida foram feitas simulações para avaliar o papel dos CCN gigantes e ultragigantes na inicialização e desenvolvimento de chuva quente, por último

foram feitas simulações com o objetivo de verificar a importância da umidade disponível no ambiente e a influência da velocidade vertical no desenvolvimento de chuva quente.

A Figura 5.1 mostra a simulação de um ambiente continental limpo, semelhante às condições encontradas na Figura 4.13 (função-distribuição, obtida com dados observacionais). Assim como nas observações realizadas, em tais condições a precipitação se desenvolve a partir da coagulação de gotículas, sem que as presenças de CCN gigantes e ultragigantes sejam relevantes. De fato, na Figura 5.1, assim como na Figura 4.13, o modo de partículas precipitantes se desenvolve a partir do modo principal de gotículas e dele se destaca em maiores altitudes.

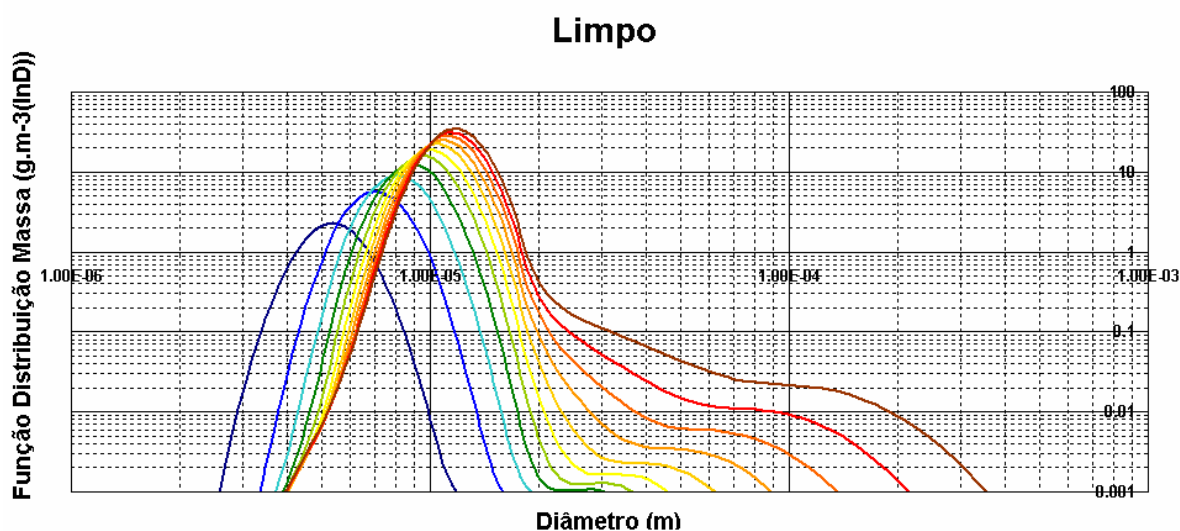


Figura 5.1 – Simulações das funções-distribuição da massa de água líquida, para um ambiente continental limpo.

No caso de um ambiente moderadamente poluído, como pode ser caracterizada a transição das queimadas para a estação chuvosa na Amazônia, o modo de partículas precipitantes não surge do modo principal, sendo desenvolvido, como foi observado. Esse modo surge de um conjunto inicial de partículas maiores, o que reforça, através dos resultados do modelo numérico, que CCN gigantes e ultragigantes podem de fato, colaborar

com o aumento da eficiência de precipitação das nuvens no período de transição para estação chuvosa. A Figura 5.3 mostra o resultado da simulação para um ambiente moderadamente poluído.

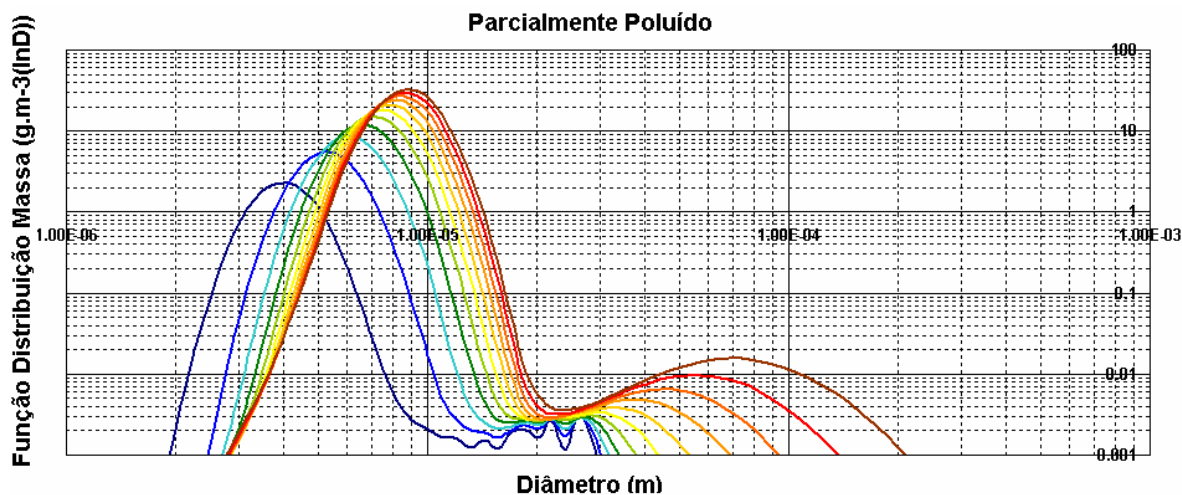


Figura 5.2 – simulações das funções-distribuição da massa de água líquida, para um ambiente moderadamente poluído.

5.1.3 O Papel dos CCN Gigantes e Ultragigantes

Resultados anteriores apontam um papel relevante dos CCN gigantes e ultragigantes presentes em ambientes poluídos (mesmo naqueles ambientes moderadamente poluídos, como em alguns regimes aqui caracterizados como de “transição”) que dão origem a gotículas grandes, que servem como eventuais embriões de precipitação, reduzindo a altitude necessária para que o processo de colisão-coalescência possa se iniciar. Yin et al. (2000) mostraram através de um estudo numérico que os efeitos mais significativos da introdução de CCN gigantes na base das nuvens ocorrem quando a concentração inicial de CCN pequenos é alta, como no caso de nuvens continentais. Sob

essas condições, a coalescência entre as gotas de água aumenta devida inclusão de CCN gigantes, resultando em um desenvolvimento rápido de gotas grandes nas partes mais baixas das nuvens. Também conduz à formação de grandes partículas de *graupel* e aumenta a refletividade de radar. Quando a concentração inicial de CCN pequenos é baixa, como no caso de nuvens marítimas, o efeito dos CCN gigantes é pouco significativo e o desenvolvimento da precipitação é dominado pelas gotas formadas a partir de CCN grandes.

Um conjunto de simulações foi realizado com o objetivo de avaliar a importância dos CCN gigantes e ultragigantes.

A Figura 5.3 mostra a altitude da chuva quente como função da concentração de CCN para simulação com uma grande concentração de CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha preta), com uma concentração reduzida de CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha azul), sem CCN ultragigantes (representado pela linha verde), e sem CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha vermelha).

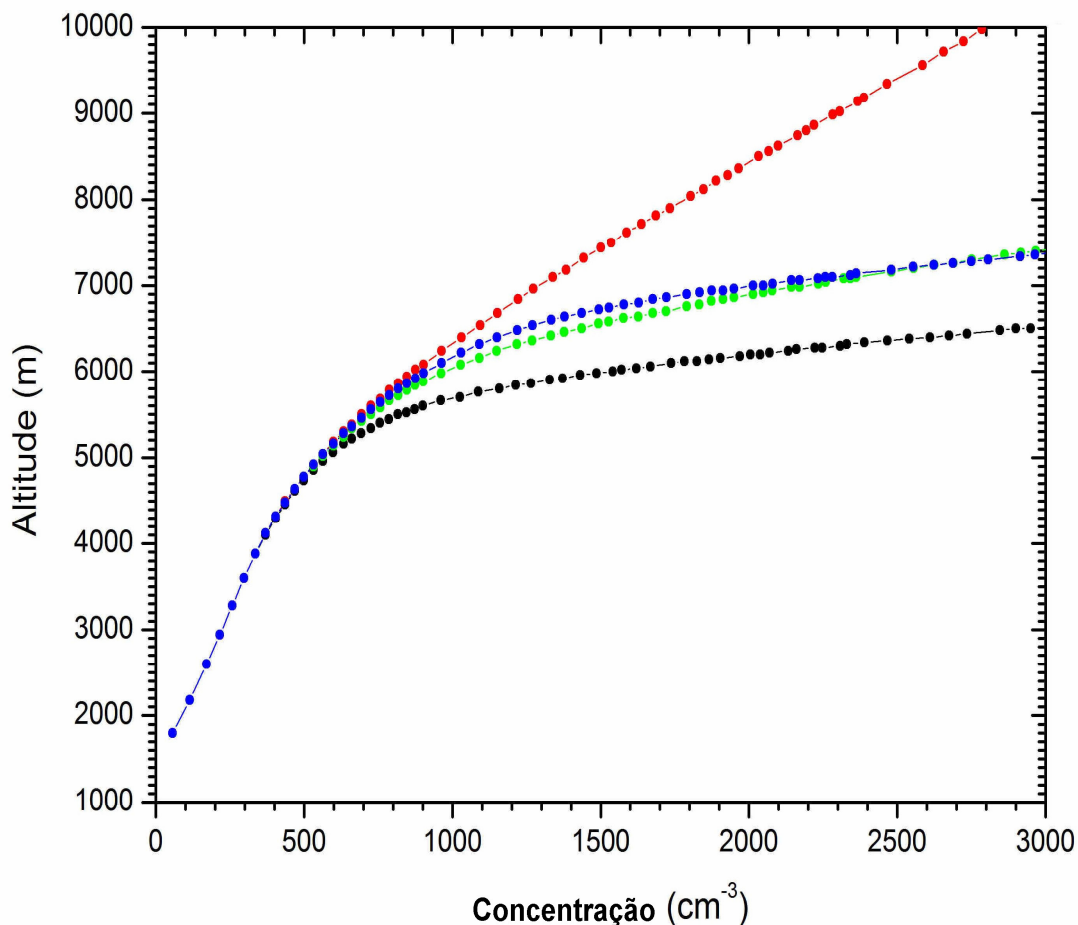


Figura 5.3 – Altitude de chuva quente como função da concentração de CCN. Para simulação com uma grande concentração de CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha preta), com uma concentração reduzida de CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha azul), sem CCN ultragigantes (representado pela linha verde), e sem CCN gigantes e ultragigantes (representado pela linha vermelha).

Os resultados apresentados na Figura 5.3 deixam claro que, para baixas concentrações, o papel dos CCN gigantes no desenvolvimento da precipitação é pequeno. Especialmente para concentrações maiores que 1000 cm⁻³, os mesmos se tornam fundamentais para produzir os embriões de precipitação (gotículas que nascem maiores, desde a nucleação e que podem capturar as partículas menores).

5.1.4 Os Efeitos da Umidade do Ar

Outras simulações apontam que a mudança nas condições de grande escala, com uma maior disponibilidade de vapor d'água no ambiente, pode contribuir significativamente para a redução da altitude da chuva quente.

A Figura 5.4 mostra a comparação de 3 simulações (onde o espectro com alta concentração de CCN gigantes e ultragigantes foi mantido), mas a umidade relativa inicial da parcela foi alterada. A altura da base das nuvens evidentemente tende a diminuir com o aumento da umidade relativa inicial, mas o efeito de uma maior umidade sobre a altitude da chuva quente é ainda mais significativo. É o que se pode observar na Figura 5.4, especialmente para concentrações de gotículas acima de 1000 cm^{-3} , sendo que, para concentrações da ordem de 2000 cm^{-3} , como as encontradas nos regimes poluídos e de transição, uma redução de 10% na umidade relativa ocasiona uma elevação da altitude de chuva quente de mais de 1000 m.

A Figura 5.4 representa a altitude de chuva quente modelada em função da concentração de gotículas para três simulações com alta concentração de CCN gigantes e ultragigantes incluídos e diferentes umidades relativas iniciais: 70% (representada curva verde), 80% (representada pela curva azul laranja), e 90% (representada pela curva vermelha).

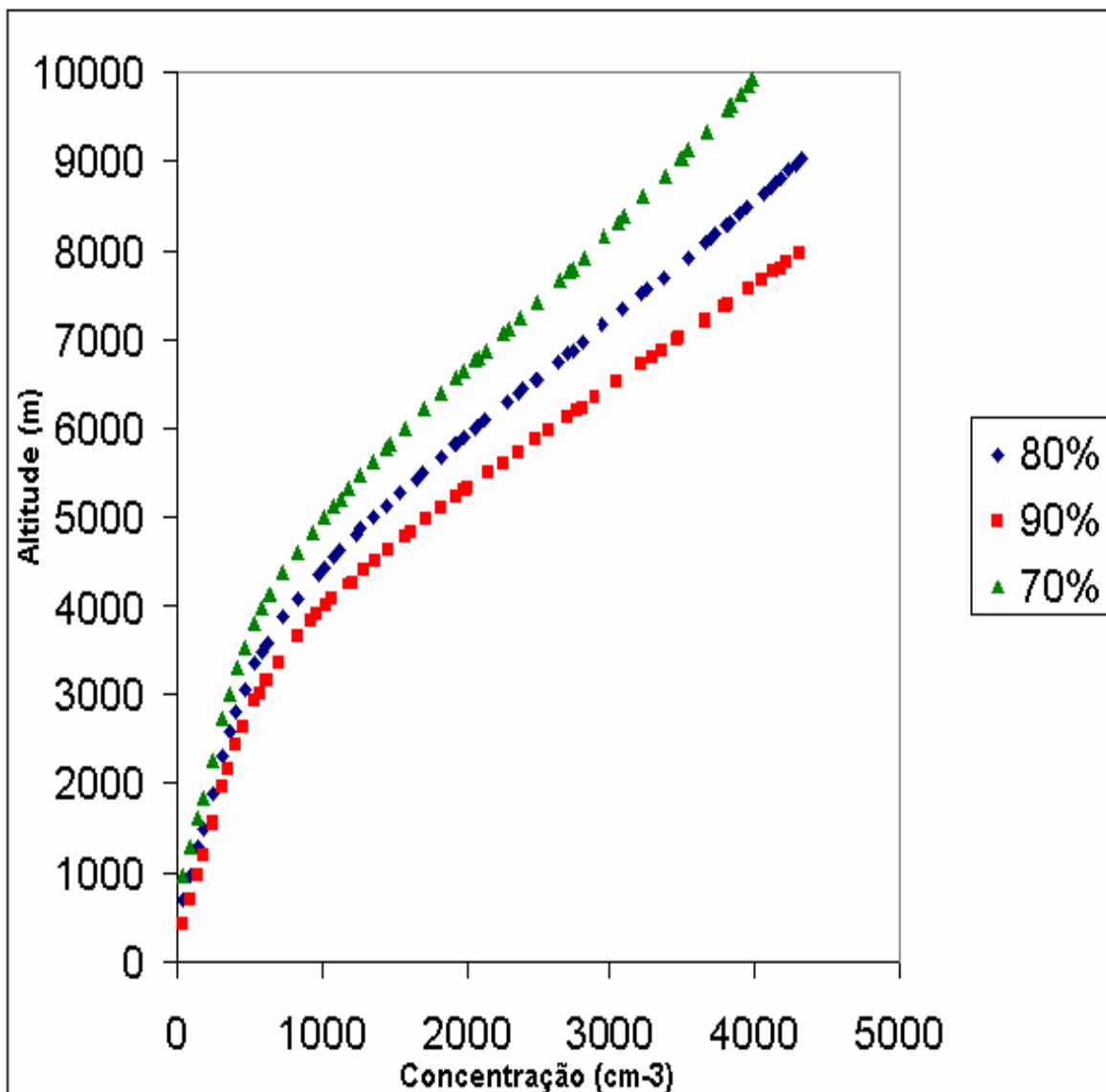


Figura 5.4 – Altitude da chuva quente modelada em função da concentração de CCN para três diferentes valores da umidade relativa inicial

O resultado acima descrito sugere que o crescimento da quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera ao se aproximar a estação chuvosa também é um fator importante para permitir a ocorrência de chuva quente.

5.1.5 Efeitos da Velocidade Vertical

A Figura 5.5 mostra a altitude da chuva quente modelada em função da concentração de gotas, para diferentes valores da velocidade vertical dos ventos ascendentes: 0,2; 0,3; 0,5; 1; 2,0; 3,0 e 5,0 m/s. Os resultados mostram que para pequenos valores da velocidade vertical 0,2; 0,3; e 0,5m/s a altitude de formação da chuva quente não sofre mudança significativa ficando em torno de 2000 m, ao contrario do que ocorre quando valores maiores da velocidade são impostos ao modelo. Esse comportamento provavelmente significa que, para velocidades baixas, a umidade disponível no ar permite ativar somente uma pequena fração de CCN, certamente os núcleos maiores do espectro. Quando é imposta uma velocidade maior à parcela de ar, uma fração maior de CCN é ativada, levando a concentrações maiores que, na realidade, conduz a supressão da chuva quente.

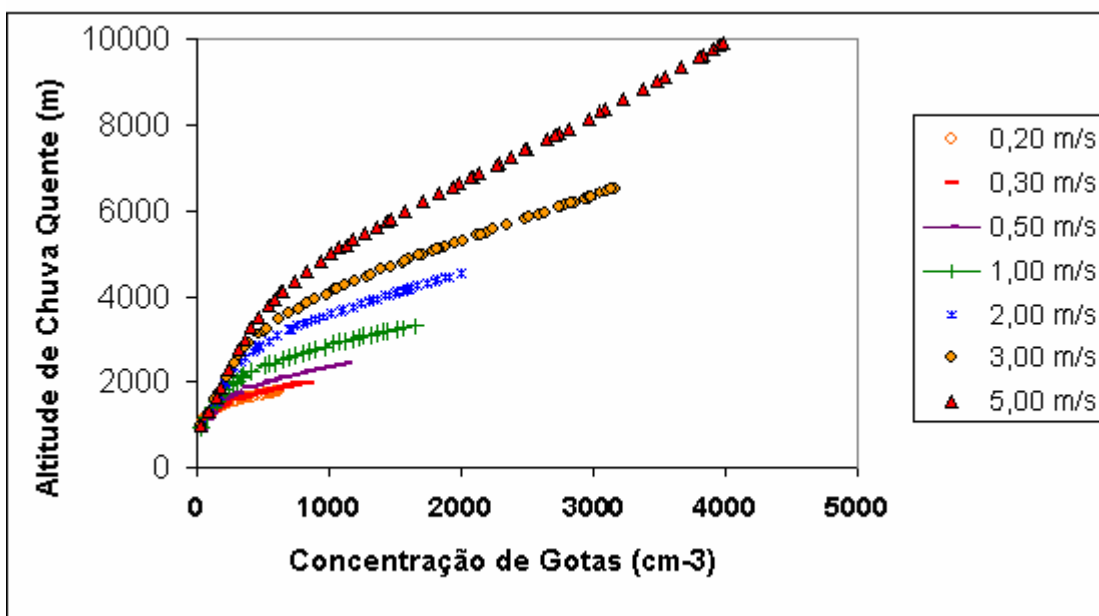


Figura 5.5 Altitude de chuva quente em função da concentração de CCN, para diferentes velocidades verticais.

5.2 SIMULAÇÕES COM MODELO AXI-SIMÉTRICO BIDIMENSIONAL

5.2.1 O Modelo Axi-Simétrico Bidimensional

O modelo axi-simétrico bidimensional é o mesmo descrito em Costa et al. (2000), sendo composto de equações prognósticas para a vorticidade azimutal, perturbação na temperatura potencial, perturbação na razão de mistura de vapor d'água, 178 categorias de núcleos de condensação de nuvens e 100 categorias de hidrometeoros na fase líquida.

O conjunto de equações básicas a seguir compreende uma equação diagnóstica para a função corrente equação (5.1), e equações prognósticas para a vorticidade azimutal equação (5.5) a perturbação na temperatura potencial equação (5.6), perturbação na razão de mistura de vapor d'água equação (5.7), 178 categorias de núcleos de condensação de nuvens equação (5.8) e 100 categorias de hidrometeoros na fase líquida. Todos os símbolos estão listados na Tabela 5.1

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \zeta \quad (5.1)$$

onde,

$$\zeta = \frac{\partial(\rho_0 u)}{\partial z} - \frac{\partial(\rho_0 w)}{\partial r}, \quad (5.2)$$

$$u = \frac{\partial \psi}{\rho_0 r \partial z}, w = -\frac{\partial \psi}{\rho_0 r \partial r}, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial(\rho_0 r u)}{\partial r} + \frac{\partial(\rho_0 r w)}{\partial z} = 0; \quad (5.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \zeta}{\partial r} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \left(\frac{2w}{\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz} + \frac{u}{r} \right) \left(\zeta - u \frac{d\rho_0}{dz} \right) + uw \frac{d^2 \rho_0}{dz^2} \\ & - g \rho_0 \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.608 q'_v - q_l \right) + \tau_\zeta; \end{aligned} \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta'}{\partial r} - w \frac{\partial \theta'}{\partial z} - w \frac{d\theta_0}{dz} + \frac{L}{C_p} (C - E) + \tau_{\theta'}; \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial q'_v}{\partial t} = -u \frac{\partial q'_v}{\partial r} - w \frac{\partial q'_v}{\partial z} - w \frac{dq_{v0}}{dz} - C + E + \tau_{q'_v}; \quad (5.7)$$

$$\frac{\partial n_j}{\partial t} = -u \frac{\partial n_j}{\partial x} - w \frac{\partial n_j}{\partial z} - \left(\frac{\partial n_j}{\partial t} \right)_{nuc} + \tau_{n_j}; \quad (5.8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial f_i}{\partial t} = & -u \frac{\partial f_i}{\partial x} - w \frac{\partial f_i}{\partial z} + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{nuc} + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{con} + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{coa} + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{cbrk} \\ & + \left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{sbrk} + \tau_{n_j}; \end{aligned} \quad (5.9)$$

onde $j = 1, \dots, 178$ e $i = 1, \dots, 100$, e τ representa os termos turbulentos.

Os processos microfísicos são representados como fonte/sumidouro nas equações prognósticas para a temperatura, vapor d'água, distribuição de gotas e CCN. A função distribuição de CCN é obtida para CCN com raios de aproximadamente $0,006\mu\text{m}$

até 8,76 μm , que correspondem a supersaturações de aproximadamente 3% até quase zero.

A concentração por categorias de CCN é obtida somando-se relações do tipo

$$f_i = A_i \left(\frac{r}{r_0} \right)^\alpha \exp(-\beta r)$$

com diferentes valores de A_i , r_0 , α e β . O resultado da soma é então forçado a seguir a relação $N = cS^k$ com c e k variando desde os valores representativos de ambientes limpos até valores representativos de ambientes poluídos, conforme as observações.

No modelo os CCN são ativados quando a supersaturação excede o valor crítico determinado pela curva de Köhler tendo em vista que, somente os núcleos pequenos alcançam rapidamente o equilíbrio em seus tamanhos (Mordy, 1959). O procedimento proposto por Kogan (1991) é usado para determinar o tamanho dos CCN na base da nuvem, sendo que se supõem que somente as pequenas partículas de CCN podem atingir tamanhos de equilíbrio.

O crescimento por condensação é calculado de acordo com Mordy (1959). O termo soluto é calculado somente para um passo de tempo na microfísica e o termo de curvatura é negligenciado para gotas de chuva (raios maiores que 50 μm). A quantidade de água condensada/evaporada (termo C-E nas equações 5.6 e 5.7) e o calor latente liberado é calculado baseado em $\frac{dr_i}{dt}$.

Na presente versão deste modelo de nuvens, a advecção é usualmente avaliada usando o esquema de Bott (1989a, b). Um fechamento simples de primeira ordem (Smagorinsky, 1963) é usado na parametrização da turbulência, com os coeficientes calculados como em Soong e Ogura (1973). Os mesmos valores desses coeficientes foram usados para os transportes de momentum e escalares (com exceção da função distribuição

de gotas). Os processos microfísicos (crescimento por condensação, colisão-coalescência e ruptura) modificam a função distribuição de massa das gotas, que é redistribuída em diversas categorias de gotas conforme o método utilizado por Kovetz e Olund (1969).

Tabela 5.1 Lista de símbolos.

Símbolo	Significado
u	Velocidade radial
w	Velocidade vertical
ψ	Função corrente
ρ_0	Densidade do ar
t	Tempo
r	Coordenada radial
z	Altura
ζ	Vorticidade azimutal
g	Gravidade
θ	Perturbação na temperatura potencial
θ_0	Temperatura potencial do estado básico
L	Calor latente de evaporação
q'_v	Perturbação razão de mistura vapor d'água
q_{v0}	Razão de mistura no estado básico do vapor d'água
n_j	Categorias de núcleos de condensação de nuvens
f_i	Categorias de hidrometeoros na fase líquida

τ_i	Termos de mistura turbulenta
C	Razão de condensação
E	Razão de evaporação
$\left(\frac{\partial n_j}{\partial t}\right)_{nuc}$	Mudanças em n_j própria para nucleação.
$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{nuc}$	Mudanças em f_i própria para nucleação.
$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{con}$	Mudanças em f_i própria para condensação/evaporação
$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{coa}$	Mudanças em f_i própria para coalescência
$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{cbrk}$	Mudanças em f_i própria para ruptura colisional
$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t}\right)_{sbrk}$	Mudanças em f_i própria para ruptura espontânea

5.2.2 O Conjunto de Simulações

O domínio de integração contém uma grade de 80 x 80 pontos com espaçamento de 80 m nas direções horizontal e vertical e um passo de tempo de 5 s. Um total de 32 camadas de absorção foi usado em ambas as direções e um tempo total de integração de uma hora (60 minutos).

Nas simulações foi utilizada uma sondagem horizontalmente homogênea, com os estados básicos de temperatura, temperatura de ponto de orvalho e umidade relativa

obtidos dos dados coletados de um experimento de campo (Ceará experiment, Costa et al., 2000). Os CCN são assumidos como sendo composto de sulfato de amônia $(NH_4)_2SO_4$, e os espectros de CCN utilizadas seguem uma relação de $400(cm^{-3})s^{0,4}$ para representar o caso do ambiente limpo e uma relação $3500(cm^{-3})s^{0,8}$ para o caso do ambiente poluído.

5.2.3 Os Resultados

Os resultados obtidos das simulações com o modelo axi-simétrico bidimensional, estão listados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 Resultados do modelo axi-simétrico bidimensional.

Variável	Caso Limpo	Caso Poluído
Máximo valor para água de nuvem	5,37 gm^{-3}	6,59 gm^{-3}
Máximo valor para água de chuva	8,09 gm^{-3}	2,73 gm^{-3}
Máxima concentração de gotas	389,79 cm^{-3}	2292,92 cm^{-3}
Máxima concentração de CCN	1808,63 cm^{-3}	10525,75 cm^{-3}
Máxima taxa de precipitação no solo	23,09 mm/h	3,65 mm/h
Precipitação total acumulada	0,51 mm	0,08 mm

Os resultados das simulações nos mostram que no caso poluído a quantidade máxima de água de nuvem é consideravelmente maior que aquele no caso limpo. Por outro lado, para a água de chuva ocorre o contrário, ou seja, a quantidade de água de chuva é bem maior no caso limpo. As gotas formadas no ambiente poluído são pequenas e a quantidade total de CCN ativados é bem maior do que no caso de um ambiente limpo, como pode ser visto na grande diferença entre a quantidade máxima de concentração de gotas e de CCN

para os dois casos. Isso pode significar que o processo de colisão-coalescência é fortemente inibido pela poluição. As nuvens formadas nesses ambientes tornam-se mais persistentes, impedindo a passagem de parte da radiação solar, pois o céu permanece mais tempo encoberto por essas nuvens. As figuras 5.2a, b, c, d, e, f ilustram esses resultados. O resultado mostrado na figura 5.2f é de significativa importância, pois mostra o comportamento da concentração total de CCN em função da altura. Como se pode notar a concentração de CCN na base vai diminuindo com a altura e torna-se bem menor em altitudes da ordem de 3800 m fora da nuvem. Por outro lado, em altitudes próximas, só que dentro da nuvem, as concentrações são da ordem de três a quatro vezes maiores que fora dela. Esse resultado mostra que as nuvens são os responsáveis pelo transporte de partículas de poluição para altos níveis, vencendo inclusive a camada limite planetária. Uma vez superada essa camada, as nuvens se dissipam e depositam o material particulado naqueles níveis e os ventos transportam este material para outros pontos do planeta. Pode-se inferir que esse material vai provocar mudanças no clima, pelo menos em escala regional, visto que ele modifica o comportamento das nuvens e como consequência interferem na radiação solar incidente, refletida pela terra. A Figura 5.2a mostra a simulação para a razão de mistura de água de nuvem em função da altura para o caso de ambiente limpo. A Figura 5.2b é a correspondente da Figura 5.2a, só que para um ambiente poluído. A Figura 5.2c representa a razão de mistura de água de nuvem para o regime limpo, enquanto a Figura 5.2d o correspondente para o caso de um ambiente poluído. As Figuras 5.2e e 5.2f representam as concentrações total de CCN para o caso de um ambiente limpo e poluído, respectivamente.

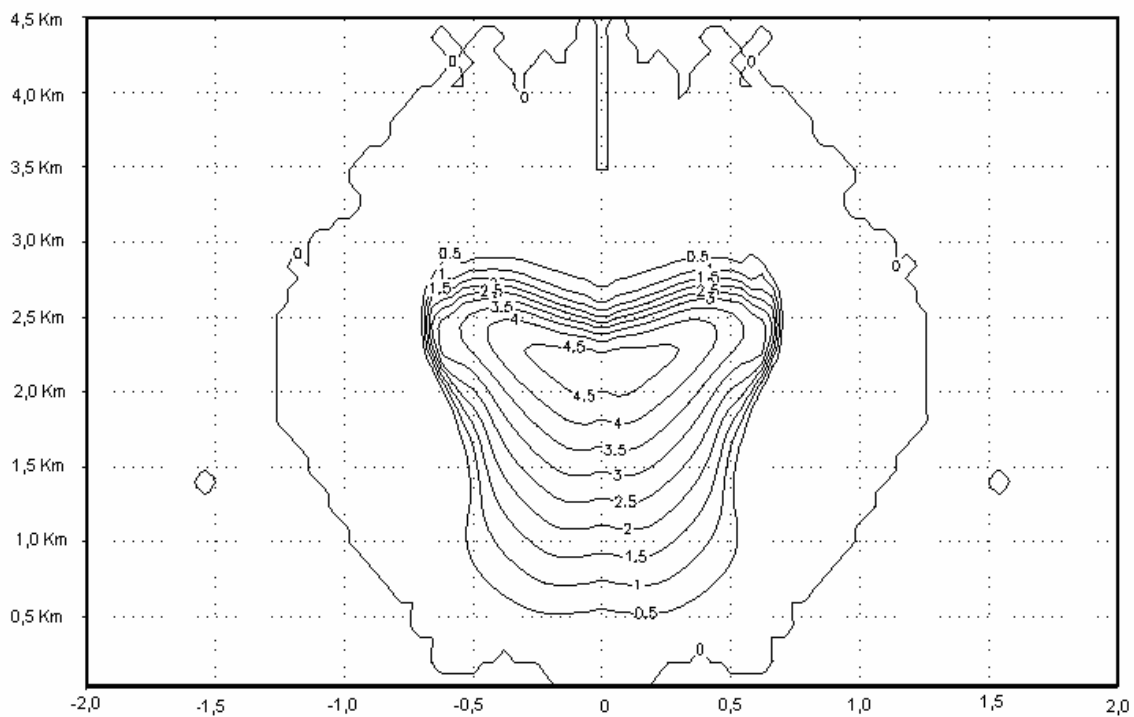


Figura 5.2a Razão de mistura de água de nuvem, regime limpo.

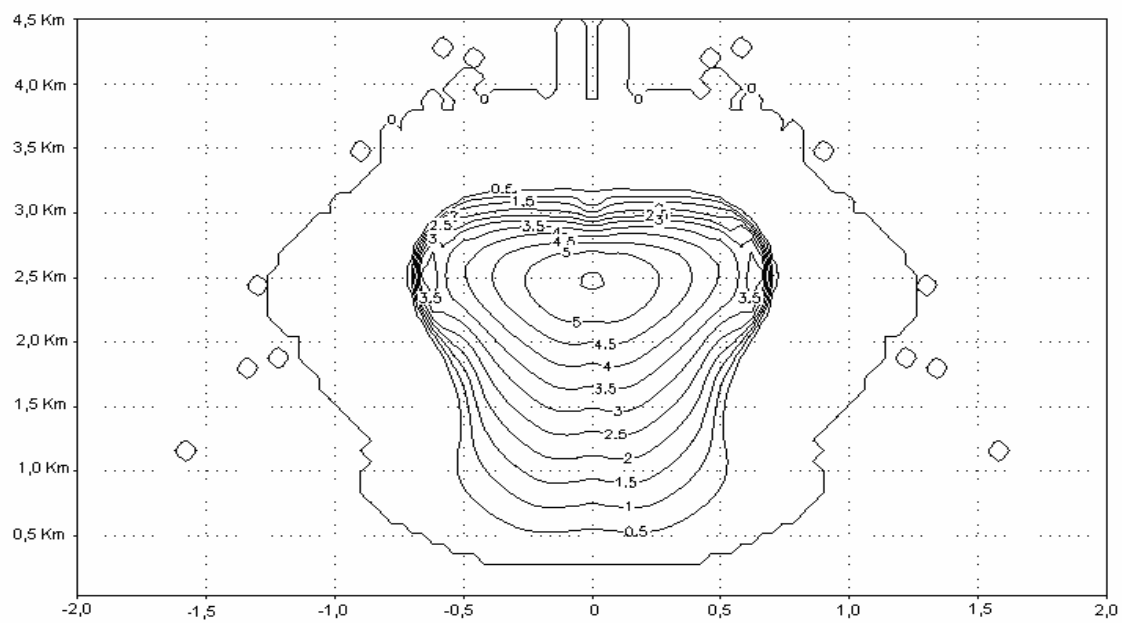


Figura 5.2b Razão de mistura de água de nuvem, regime poluído.

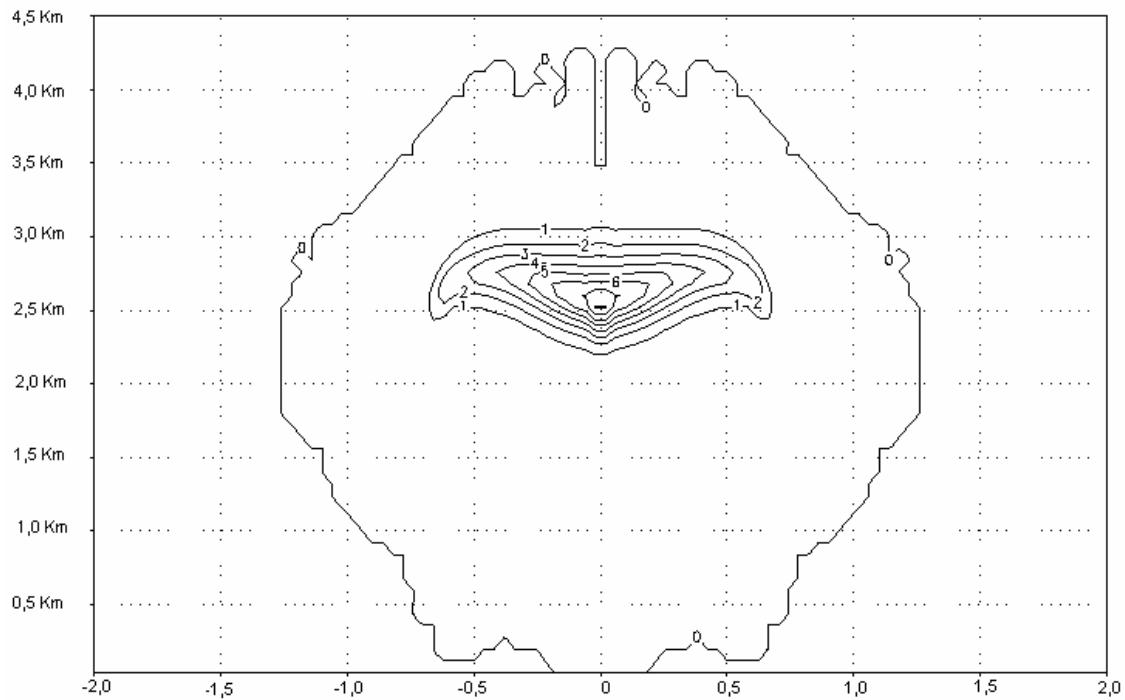


Figura 5.2c Razão de mistura de água de chuva, regime limpo.

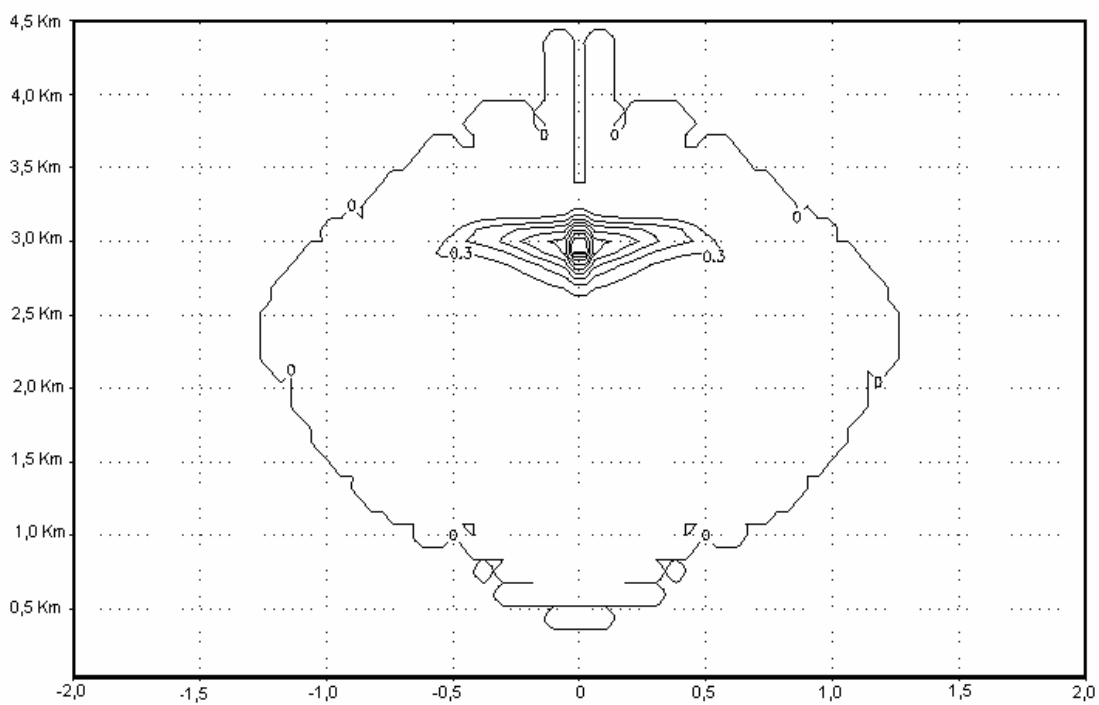


Figura 5.2d Razão de mistura de água de chuva, regime poluído.

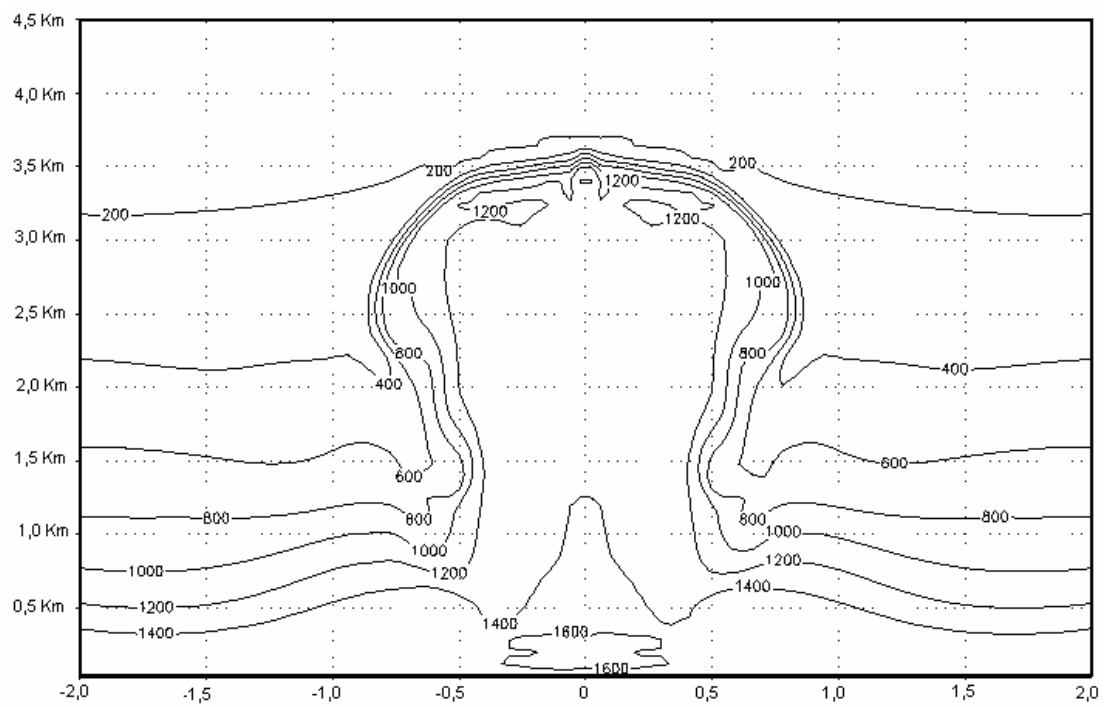


Figura 5.2e Concentração de CCN, regime limpo.

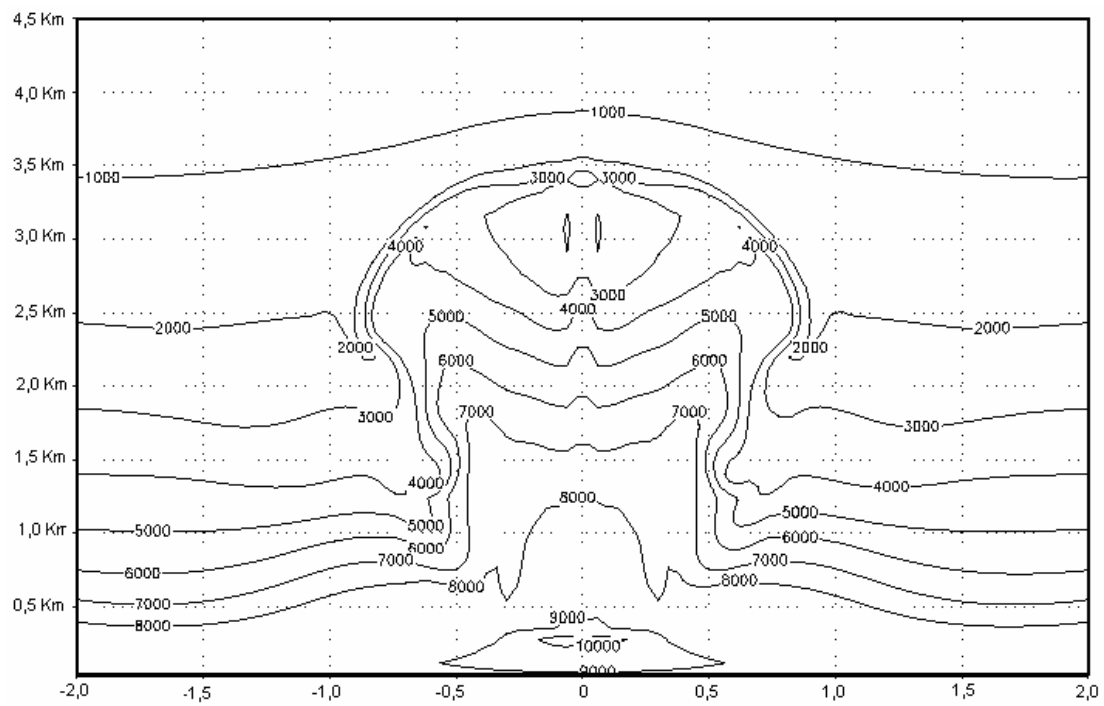


Figura 5.2d concentração de CCN, regime poluído.

5.3 SIMULAÇÕES COM O MODELO DE ENSEMBLE DE NUVENS

5.3.1 O Modelo de Ensemble de Nuvens

De acordo com a definição de Randall et al. (1996), um modelo de “ensemble” de nuvens (MEN) é um modelo atmosférico cujo espaçamento de grade é fino o suficiente para resolver, ao menos grosseiramente, circulações na escala de nuvens individuais, cujo domínio seja amplo o suficiente para conter várias nuvens e cujo tempo de execução seja longo o suficiente para conter vários ciclos de vida de nuvem. Graças a esta característica, MEN pode fornecer informações acerca do desenvolvimento de sistemas de nuvens, produzindo resultados estatisticamente mais robustos.

As aplicações utilizando o MEN, especialmente ao longo da última década, têm sido as mais variadas. Diversos pesquisadores estudaram a resposta de sistemas de nuvens a forçantes de maior escala baseados em observações de experimento de campo realizados nos trópicos como o GATE (Grabowski et al. 1996, Xu et al. 1996) e o TOGA-CORE (Wang et al. 1996, Su et al. 1999, Li et al. 1999). As interações entre nuvens e radiação foram investigadas por Liu e Moncrieff (1998), Li et al. (1999) e Wu et al. (1999). A estatística da convecção tropical em estados de “quase-equilíbrio” foi analisada por Xu e Randall (1999) e Tão et al. (1999). O modelo MEN também têm sido utilizado como base para o desenvolvimento de parametrizações físicas em modelos globais, conforme sugerido por Randall et al. (1996) e Moncrieff et al. (1997) e implementado por Alexander e Cotton (1998), dentre outros autores. A influência da superfície nas características estatísticas de

sistemas de nuvens foi estudada para o caso de convecção oceânica tropical, usando dados do TOGA-CORE sem acoplamento ou com acoplamento com um modelo oceânico, conforme Costa et al. (2000 a, b, respectivamente).

O modelo atmosférico empregado neste estudo é uma versão bidimensional de “ensemble de nuvens” do Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), Pielke et al. (1992).

5.3.2 O Modelo Atmosférico RAMS

Em todas as simulações realizadas, a modelagem atmosférica é feita utilizando-se uma versão bidimensional do Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), versão 4.4, que foi desenvolvido pelo Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade do Colorado. O modelo RAMS tem sido bastante usado em modelagem atmosférica em várias escalas espaciais e temporais e diferentes resoluções horizontais e verticais, tanto em estudos de cenários reais como idealizados. Na seção seguinte é feita uma descrição geral das equações resolvidas pelo modelo, os esquemas utilizados na resolução da microfísica de nuvens, da radiação e as parametrizações de fluxos de superfície que foram utilizadas neste trabalho.

5.3.2.1 Equações do Modelo RAMS

As equações resolvidas pelo modelo RAMS são as equações primitivas, não hidrostáticas, baseadas em leis de conservação. Como as simulações são bidimensionais o vento meridional não é considerado ($v = 0$), assim como a rotação ($f = 0$). Todos os símbolos utilizados estão descritos na Tabela 5.1

Conservação do Momento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + \nabla \cdot (K_M \nabla u) \quad (5.10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla w - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'}{\theta_0} + \nabla \cdot (K_M \nabla w) \quad (5.11)$$

Equação Termodinâmica

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla \theta_{il} + \nabla \cdot (K_H \nabla \theta_{il}) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (5.12)$$

Conservação da Razão de Mistura para Várias Categorias de Água.

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla r_n + \nabla \cdot (K_H \nabla r_n) \quad (5.13)$$

Equação da Continuidade

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (5.14)$$

Os primeiros termos do lado direito das equações 5.10, 5.11, 5.12 representam a contribuição da advecção. Os segundos representam o gradiente de pressão, que é expresso em termos de perturbações da função de Exner (π'). Os últimos termos dessas três equações definem a contribuição da difusão horizontal e vertical. A influência da flutuabilidade aparece apenas no terceiro termo da equação do momento vertical 5.12 (aproximação de Boussenesq) em termos de perturbações da temperatura potencial virtual. A equação termodinâmica está expressa em termos da temperatura potencial, θ . A conservação da massa expressa na equação 5.15, é definida em termos da função de Exner. Como a equação (5.12) é prognosticada a principal variável termodinâmica do RAMS é a temperatura potencial da água líquida, θ_{il} . O terceiro termo desta equação representa as fontes externas de calor, devido ao fluxo radiativo e é parametrizada segundo o esquema de Harrington. Nesta equação é necessário adicionar os termos de fonte e sumidouro locais de gelo e água líquida. Devido a sedimentação (Tripoli and Cotton, 1981) a temperatura potencial da água líquida se conserva na ausência de sedimentação e de fluxo radiativo.

5.3.2.2 Conservação da Água e Microfísica.

Como as nuvens desempenham um papel fundamental no clima tropical há a necessidade de parametrizações microfísicas detalhadas. A parametrização de microfísica foi inicialmente introduzida no RAMS sob a direção de Willian R. Cotton (cotton 1982, cotton 1986) e, após vários acréscimos, podem ser descritos as seguintes características do esquema atual para microfísica de nuvens do modelo:

- a) Particionamento da água na atmosfera em oito categorias: vapor, água de nuvem, água de chuva, gelo, neve, agregados, graupel e granizo;

- b) Gelo e neve aparecem em 5 formas diferentes. A massa e a velocidade de queda dependem do diâmetro de maneira diferente para cada categoria e forma;
- c) Uso da função gama generalizada para todas as classes de hidrometeoros;
- d) Balanço termodinâmico para todas as classes de hidrometeoros;
- e) Inclusão dos processos de precipitação.

No modelo RAMS, o gelo, neve e agregados são categorias congeladas. O *Graupel* e granizo são categorias mistas e podem ser formadas somente de gelo ou uma mistura de gelo e água líquida. As gotas de água de nuvem são consideradas muito pequenas para precipitarem, mas todas as outras categorias podem precipitar. A água de nuvem e gelo são nucleados a partir do vapor de água. Todas as outras categorias são formadas através de hidrometeoros preexistentes e, uma vez formadas, podem crescer com a deposição de vapor de água.

A função gama generalizada é dada por:

$$f(D) = \frac{1}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{D}{D_N} \right)^{\nu-1} \frac{1}{D_N} \exp\left(-\frac{D}{D_N}\right) \quad (5.15)$$

O diâmetro do hidrometeoro, D , varia de zero a infinito e $\Gamma(\nu)$ é uma constante de normalização que faz com que a integral de f com relação a D seja igual a 1. A densidade da distribuição para cada diâmetro D é dada por:

$$n(D) = N_T f(D) \quad (5.16)$$

onde N_T é a concentração total da categoria.

Com exceção da água de nuvem e vapor todos os hidrometeoros são governados pela equação 5.17 com termos de fonte/sumidouro e sedimentação para cada categoria de hidrometeoro:

$$\frac{\partial r}{\partial t} = Adv(r) + Turb(r) + Fonte(r) + Sedi(r) \quad (5.17)$$

onde $r = [r_{nuvem}, r_{gelo}, r_{neve}, r_{agregados}, r_{graupel}, r_{granizo}, r_{total}]$ representa, respectivamente, a razão de mistura de chuva, gelo, neve, agregados, graupel, granizo e água total que consiste da soma das razões de mistura de todas as categorias de hidrometeoros respectivamente. A água total também inclui vapor e água de nuvem. O termo fonte $Fonte(r)$ no lado direito da equação 5.17 representa a contribuição das fontes e sumidouros para todas as categorias citadas acima, o que inclui todos os tipos de conversões da água entre as diversas categorias. O termo $Sedi(r)$ representa ganhos e perdas locais devido à sedimentação gravitacional. A equação 5.17 é integrada no tempo a partir de valores iniciais da água total r_{total} para se prognosticar valores da razão de mistura em cada passo de tempo (o valor inicial das demais razões de mistura é zero). A soma das razões de mistura de nuvem e vapor ($r_{nuvem+vapor}$) é diagnosticada, de acordo com a seguinte relação

$$r_{nuvem+vapor} = r_{total} - (r_{nuvem} + r_{gelo} + r_{neve} + r_{agregado} + r_{graupel} + r_{granizo}) \quad (5.18)$$

A razão de mistura de água de nuvem é diagnosticada como:

$$r_{nuvem} = \max[0, r_{nuvem+vapor} - r_{sl}] \quad (5.19)$$

Onde r_{sl} é a razão de mistura saturada em relação à água líquida. A razão de mistura de vapor é então diagnosticada como:

$$r_v = r_{nuvem+vapor} - r_{nuvem} \quad (5.20)$$

Uma vez diagnosticado (prognosticado) todas as razões de mistura, um outro parâmetro da distribuição precisa ser especificado (prognosticado) (N_T ou N_T), enquanto, o outro é diagnosticado. Dentre as opções do modelo RAMS válidas para cada classe de hidrometeoros destacam-se a especificação (1) do diâmetro médio, D_M ($D_M = \nu D_N$), sendo N_T diagnosticado e (2) a resolução de equação prognostica semelhante à equação 5.18 para determinar N_T .

5.3.2.3 Esquema de radiação

A parametrização de radiação utilizada neste trabalho foi desenvolvida por Harrington (1997) e é o esquema de radiação mais detalhado e computacionalmente dispendioso do modelo RAMS. Este esquema leva em conta a interação da radiação com todos os tipos de hidrometeoros resolvidos pelo RAMS (seção 5.2.2.2), possibilitando um resultado mais realista do esfriamento radiativo na atmosfera e nos fluxos de superfície. A

parametrização de Harrington (1997) usa o esquema de radiação em duas direções (*two-stream*), esquema bastante usado em modelagem atmosférica. O que diferencia o esquema aqui usado de outros é o acoplamento da parametrização de radiação com a microfísica e uma eficiente computação de propriedades ópticas das nuvens como albedo de espalhamento simples (ω), espessura óptica (τ) e parâmetro de assimetria (g). Esses parâmetros são computados para cada banda do modelo de radiação e combinados com valores computados para cada tipo de hidrometeoro. O modelo de radiação de Harrington (2000) possui duas estruturas de bandas: uma estrutura de bandas largas (três solares e cinco infravermelhas) e uma estreita (seis solares e doze infravermelhas). O esquema de radiação é descrito mais detalhadamente em Harrington (1997).

5.3.2.4 Difusão

Dentre os quatro esquemas de difusão turbulenta, existentes no modelo RAMS os dois mais importantes são descritos a seguir:

a) um esquema não local (opção do RAMSIN IDIFFK=1) onde os coeficientes de difusão turbulenta vertical, K_{MV} e K_{HV} , são diagnosticados a partir da energia cinética turbulenta que, por sua vez, é prognosticada pelo modelo (Mellor e Yamada). Nesse esquema os coeficientes de difusão horizontal de momento dependem do espaçamento de grade, Δx :

$$K_{MH} = (csx.\Delta x)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)^2} \quad (5.21)$$

onde csx é especificado no RAMSIN e é usado mais para filtrar as escalas menores não resolvidas pelo modelo do que para resolver qualquer processo físico;

b) um esquema local (opção do RAMSIN IDIFFK=2) onde os coeficientes de difusão turbulenta vertical são diagnosticados usando-se o esquema de Smagorinsky que inclui um termo de estabilidade estática:

$$K_{MV} = -(csz \cdot \Delta z)^2 \left(\sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} + \sqrt{N} \right) \sqrt{1 - \frac{K_{HV}}{K_{MV}} RI} \quad (5.22)$$

onde csz é especificado no RAMSIN e N é a frequência de Brunt-Vaisala

:

$$N = -\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (5.23)$$

e RI é o número de Richardson:

$$RI = -\frac{N}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (5.24)$$

$\frac{K_{HV}}{K_{MV}}$ na equação 5.21 é especificado no RAMSIN através da variável ZKHKM. No

esquema local os coeficientes de difusão horizontal de momento são dados pela equação (5.21).

Os esquemas descritos acima são apropriados quando o espaçamento horizontal é grande comparado com o espaçamento vertical. Os coeficientes de difusão horizontais em tais casos são maiores que os verticais e, como dito acima, são mais usados para remover instabilidade numérica do que justificados fisicamente. O esquema de difusão turbulenta utilizado nesse trabalho é um esquema não local descrito acima.

Tabela 5.1 - Definições dos símbolos usados.

Símbolo	Definição
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
w	Componente vertical do vento
θ_{il}	Temperatura potencial da água líquida e do gelo
r_n	Razão de mistura das n espécies de água
π_0	Escala sinótica da função Exner
π'	Perturbação da função Exner
t	tempo
x	Distancia Leste-Oeste
y	Distancia Norte-Sul
z	Altura
f	Aceleração de Coriolis
K_m	Coeficiente de difusão do momento
K_h	Coeficiente de difusão para o calor e umidade
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_0	Temperatura potencial média
g	Aceleração da gravidade
C_v	Calor específico do ar a volume constante
R	Constante dos gases

5.3.2.5 Fluxos de Superfície.

A parametrização da radiação de onda curta e longa é feita no modelo RAMS (a partir da versão 3b) por dois esquemas diferentes, no primeiro não são levados em consideração os efeitos das interações com as nuvens. No caso da radiação de onda curta, é avaliado empiricamente o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor d'água, enquanto que no caso de onda longa o esquema avalia as quantidades de emissão no infravermelho e a absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono. Nenhum tipo de interação da radiação com nuvens é tratado (Mahrer & Pielke, 1977).

O segundo esquema leva em consideração a interação da radiação com as nuvens (Chen & Cotton, 1983; 1987); na verdade, trata-se de uma solução completa da equação de transferência radiativa. Esta parametrização propicia o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite avaliar-se a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvens e emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). A parametrização de Chen e Cotton acima possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre.

Na corrente versão 4.4 do modelo RAMS sabe-se que o LEAF-2 (Walko, 2000) representa o armazenamento e a troca de calor, bem como associação da umidade na interface terra-atmosfera. Os fluxos de calor latente são avaliados separadamente para

evaporação da terra e de água interceptada na vegetação e a transpiração realizada pelos estômatos das plantas. Tipicamente pode-se usar até 12 níveis de solos, contudo neste experimento numérico foi usado apenas sete.

Mudanças na superfície podem criar modificações consideráveis na atmosfera em trabalhos anteriores foi mostrado que a cobertura de neve sobre uma floresta boreal pode gerar fluxos de mesoescala (Taylor et al). Por outro lado, Pielke e Uliasz (1993) mostraram que a dispersão na atmosfera é influenciada pela variabilidade da paisagem de um determinado local (a exemplo dos desmatamentos ocorrido na Amazônia).

5.3.3 Conjunto de Simulações

Todas as simulações com o modelo atmosférico RAMS descritas neste capítulo são bidimensionais (2D plano xz) com resolução explícita das nuvens. A escolha de simulações 2D, em vez de 3D, é justificada somente por limitações computacionais. Uma saída seria usar um modelo de grande escala com uma resolução menor, porém, muitos processos físicos não seriam resolvidos adequadamente como a convecção, a interação da convecção com a radiação e o efeito das nuvens sobre a radiação na superfície. Ainda não está inteiramente claro como a remoção de um grau de liberdade (3D para 2D) influi sobre os campos atmosféricos em um modelo de resolução de nuvens. Embora os fluxos de calor e umidade sejam diferentes entre as simulações 2D e 3D (Donner e outros,1999), os resultados de Grabowski et. al. (1998) sugerem que simulações 2D e 3D possuem estatísticas semelhantes. Não será procurado neste trabalho o melhor ajuste entre o

simulado e o observado até porque o objetivo é entender algumas correlações e interações que não são identificadas muito claramente em estudos diagnósticos por falta de dados observacionais em quantidade e resolução suficientes e que podem ser bem representadas em modelos numéricos com uma física robusta, como é o caso do modelo RAMS.

5.3.3.1 Setup do Modelo.

Em todas as simulações um esquema de radiação acoplado com a microfísica foi utilizado, conforme descrição em (5.2.2.3) e que é encontrada com mais detalhes em Harrington (1997) e Olsson et al. (1998). A parametrização de superfície segue a de Loius (1981), também descrita anteriormente e, inclui 12 categorias de solo e 18 de vegetação.

As Propriedades de solo (difusividade para umidade, condutividade hidráulica, potencial de umidade) e vegetação (albedo, emissividade, comprimento de rugosidade, índice de área foliar, características das raízes) foram calibradas para uma representação realista.

Os perfis verticais de temperatura e umidade iniciais são os valores médios da floresta Amazônica obtidos dos dados de reanálise do NCEP nos meses de setembro, outubro e novembro, em um período de dez anos de 1961 a 1990. Em todas as simulações a atmosfera se encontra inicialmente em repouso. As fronteiras laterais são periódicas, com isso eliminamos problemas de fronteira e acelerações artificiais indesejáveis uma vez que nenhum tipo de relaxamento é usado para tentar manter as variáveis prognosticadas em concordância com os valores observados. O passo de tempo usado em todas as simulações é de 12 segundos. A variação longitudinal no ângulo solar não é considerada, porém o ciclo diurno é mantido. O parâmetro de Coriolis é zero.

Para simular os diferentes regimes foram introduzidos, inicialmente, diferentes valores de concentração de Núcleos de Condensação de Nuvens (CCN) baseados em medidas realizadas na bacia Amazônica (regimes poluídos e parcialmente poluídos), 2500 cm^{-3} e 1600 cm^{-3} , respectivamente e Fortaleza localizada no litoral do Estado do Ceará, na região Nordeste do Brasil (regime limpo) 400 cm^{-3} . Todas as outras opções foram mantidas para todas as simulações (esquema de radiação, de fluxo, tipo de solo e vegetação, tamanho e espaçamento de grade, tempo total de simulação, sondagem e etc.), a única modificação é a mudança na concentração inicial de gotículas, tendo em vista que, para cada tipo de regime, as concentrações iniciais de CCN são diferentes.

Foi utilizada em todas as simulações uma grade de 400 pontos com espaçamento de 2 quilômetros na horizontal e 22 quilômetros na vertical, com um time step de 12 segundos, bem como, um tempo total de integração de 30 dias. O tipo de cobertura vegetal escolhida foi de uma floresta e o tipo de solo considerado argila com areia.

5.3.3.2 Resultados

As figuras 5.6 a 5.20 mostram uma comparação dos resultados simulados, para nuvens formadas em diferentes ambientes (limpo, poluído e muito poluído).

A figura 5.6 mostra a razão de mistura de água de nuvem em função da altura, a linha preta representa os valores simulados, para uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} (regime limpo), enquanto que, a linha vermelha, representa os valores simulados para uma concentração de gotas de 1600 cm^{-3} (regime poluído).

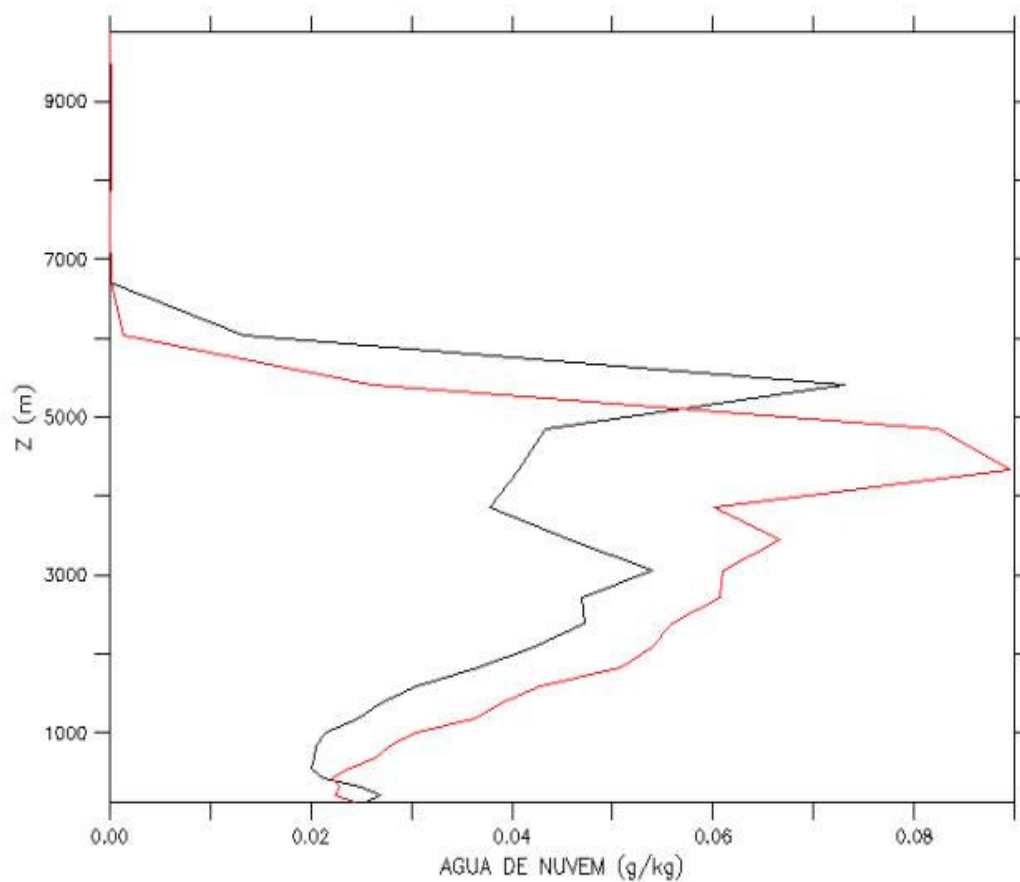


Figura 5.6 – Razão de mistura de água de nuvem em função da altura. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

A figura 5.7 mostra valores simulados para a razão de mistura de água de nuvem em função da altura, neste caso a linha preta representa os valores simulados, quando o modelo é rodado com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto que, a linha vermelha, representa valores para uma concentração de 2500 cm^{-3} (regime muito poluído).

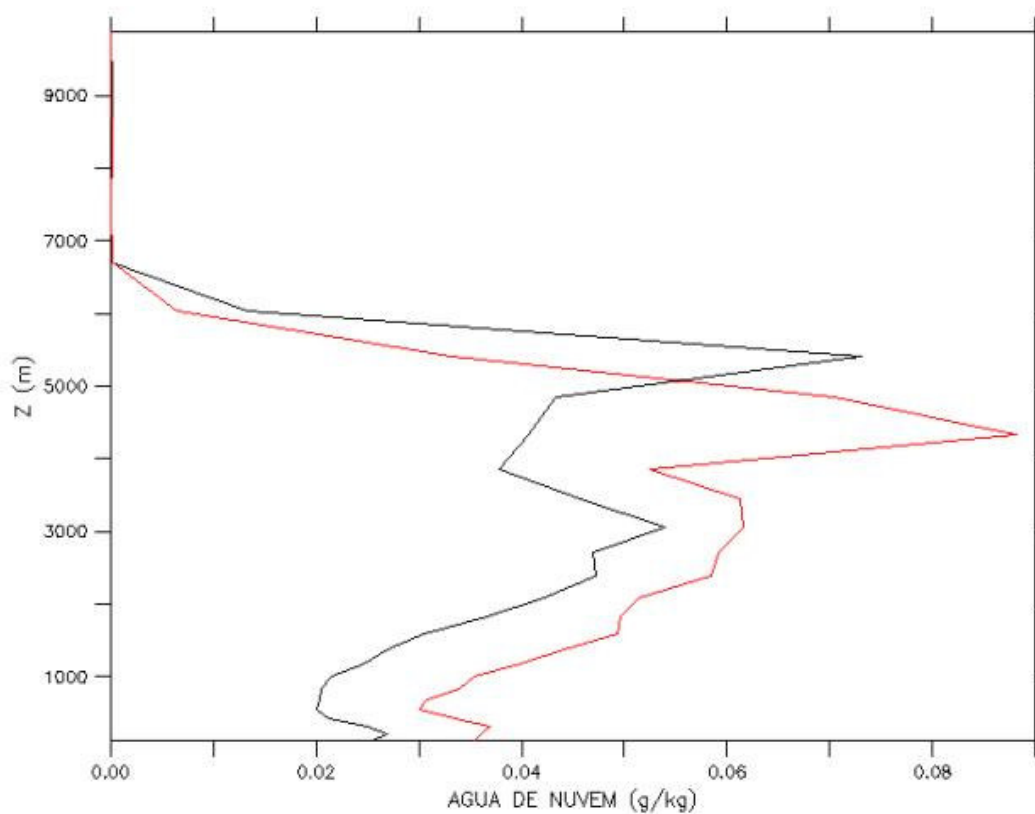


Figura 5.7 – Razão de mistura de água de nuvem em função da altura. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

Os resultados acima Figuras 5.6 e 5.7 indicam que, para nuvens formadas em ambientes poluídos, a quantidade de água de nuvem é aproximadamente 25% maior que as nuvens formadas em um ambiente limpo. Nos ambientes poluídos a formação da precipitação está limitada pela baixa taxa de autoconversão, neste caso, as nuvens tendem a ser mais persistentes, pois, as gotas formadas são pequenas e não evoluem para gotas de precipitação devido à inibição do processo de coalescência, ocorrendo aumentos no conteúdo de água líquida.

A Figura 5.8 mostra os valores simulados para razão de mistura de água de chuva em função da altura, a linha preta representa os valores, quando o modelo é rodado com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto que a linha vermelha representa os valores para uma concentração de 1600 cm^{-3} .

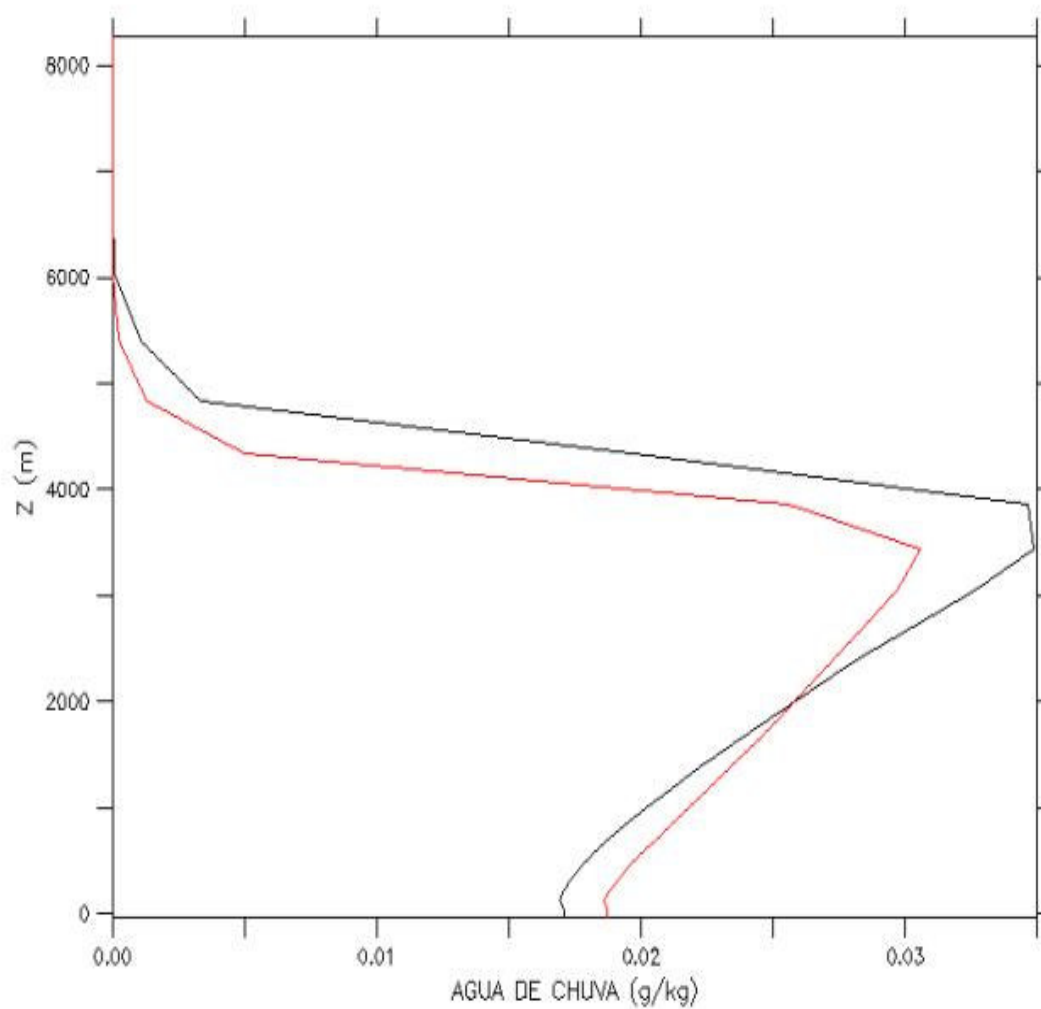


Figura 5.8 – Razão de mistura de água de chuva em função da altura. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

A figura 5.9 mostra os valores simulados para, razão de mistura de água de chuva em função da altura, a linha preta representa os valores, quando o modelo é iniciado com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto que a linha vermelha representa os valores para uma concentração de 2500 cm^{-3} .

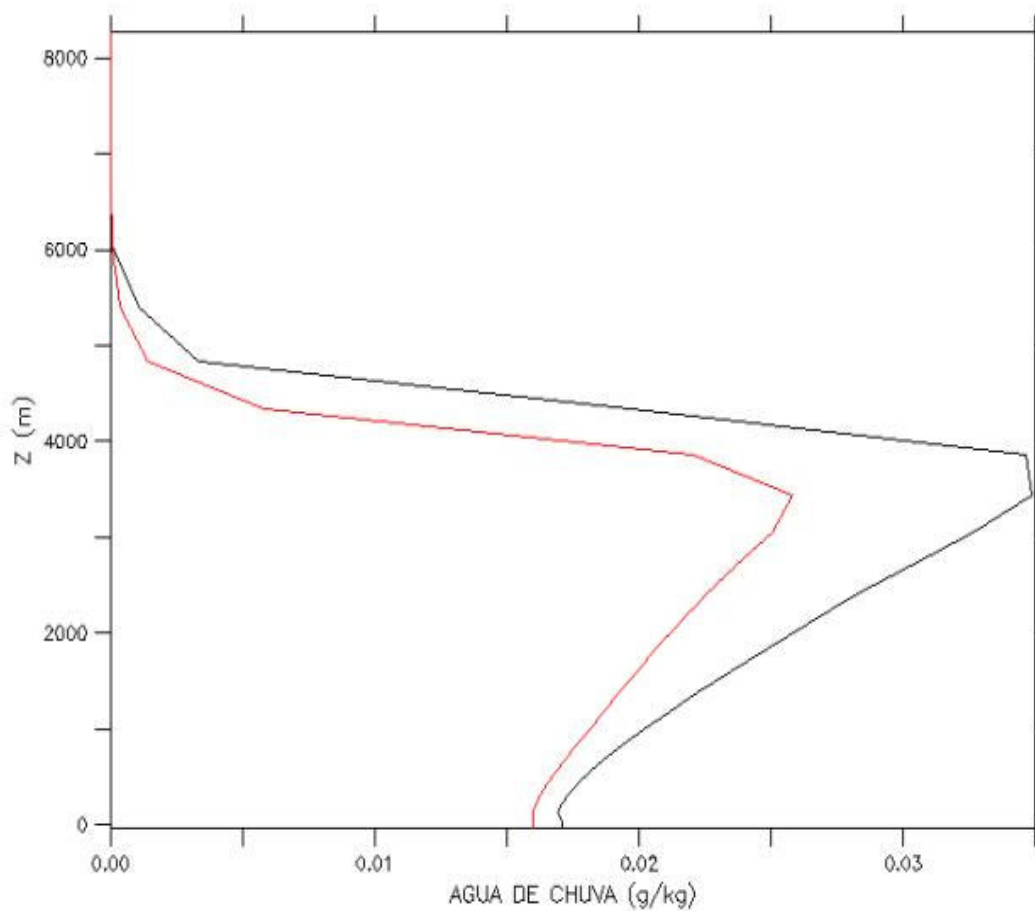


Figura 5.9 – Razão de mistura de água de chuva em função da altura. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

Os resultados apresentados nas Figuras 5.8 e 5.9 mostram que a quantidade de água de chuva é bem maior no caso limpo, pois nesse caso o processo de coalescência-coalescência é favorecido, as gotas são maiores e precipitam em altitudes mais baixas das nuvens. Outro resultado importante pode ser visto na Figura 5.8, pois mostra o resultado, quando valores intermediários na concentração de gotas são impostos ao modelo. Como resultado temos um comportamento intermediário daquele visto na Figura 5.9, indicando a evolução do comportamento da influência da poluição na microestrutura das nuvens.

A Figura 5.10 mostra os resultados simulados, para fração de cobertura de nuvens. A linha preta representa os valores para a simulação rodada com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa esses valores para uma concentração de 1600 cm^{-3} .

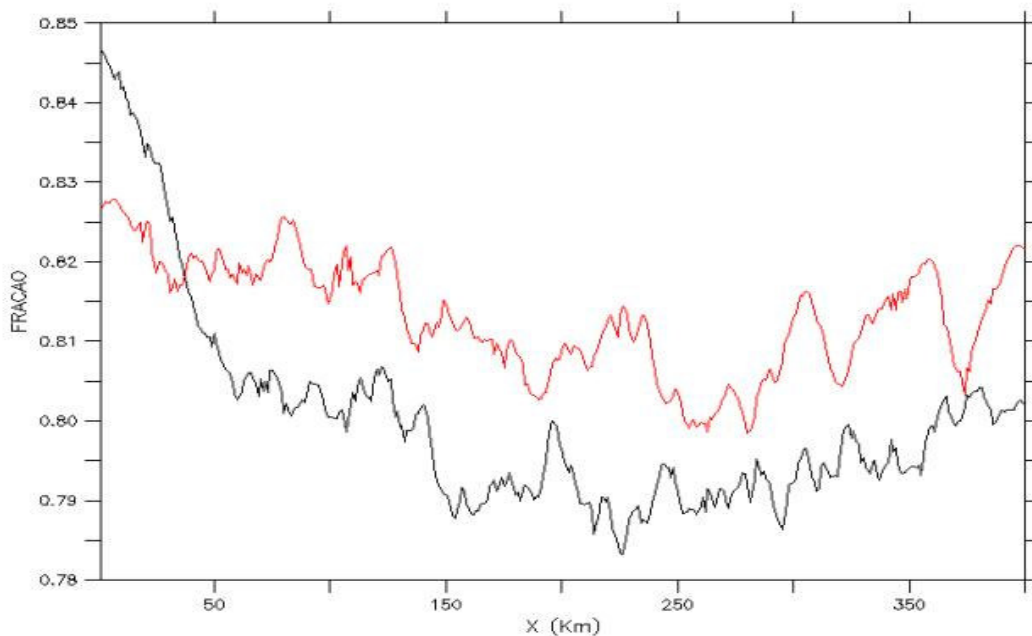


Figura 5.10 – Fração de cobertura de nuvens. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

A Figura 5.11 mostra os resultados simulados, para fração de cobertura de nuvens. A linha preta representa os valores para a simulação feita com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa esses valores para uma concentração de 2500 cm^{-3} .

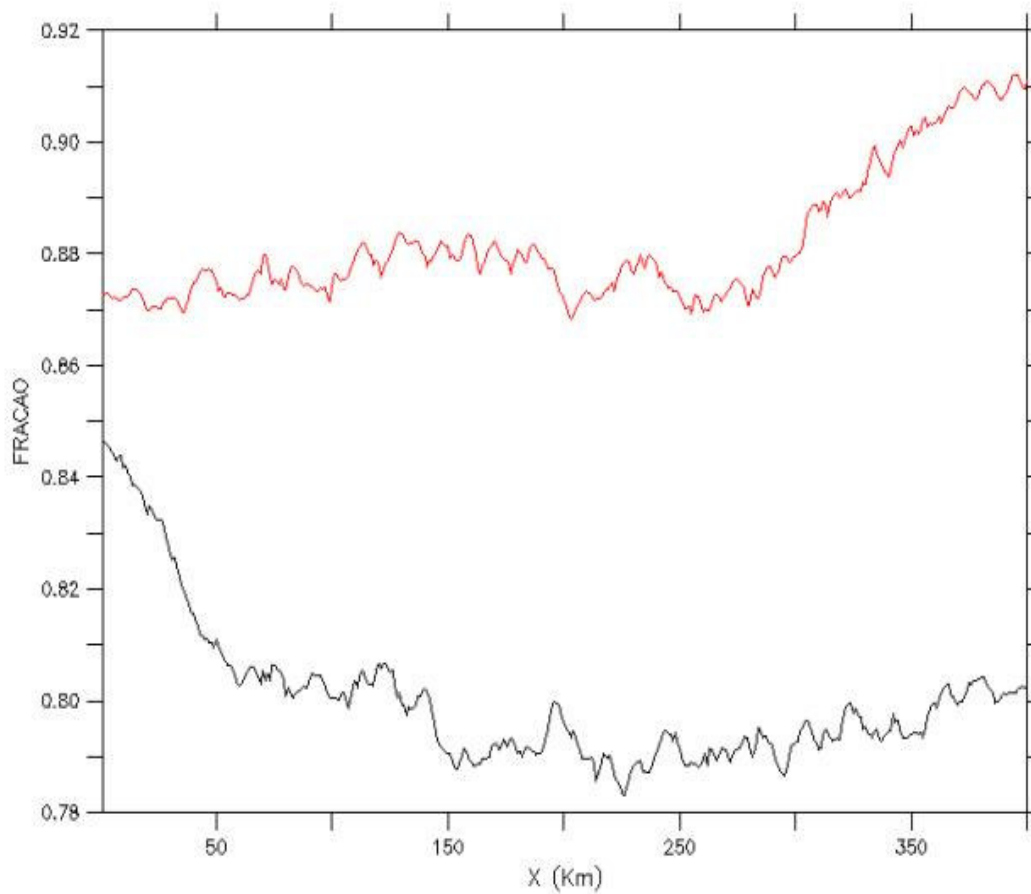


Figura 5.11 – Fração de cobertura de nuvens. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

Os resultados mostrados nas Figuras 5.10 e 5.11 reforçam os resultados anteriores, pois no caso do regime poluído e muito poluído o céu permanece com cobertura de nuvens por mais tempo, tendo em vista que nesses casos as gotas que formam essas nuvens são pequenas e não evoluem para gotas de precipitação, deixando o céu encoberto de nuvens por mais tempo.

A Figura 5.12 mostra os resultados simulados, para fração de céu claro. A linha preta representa os valores para a simulação iniciada com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa esses valores para uma concentração de 1600 cm^{-3} .

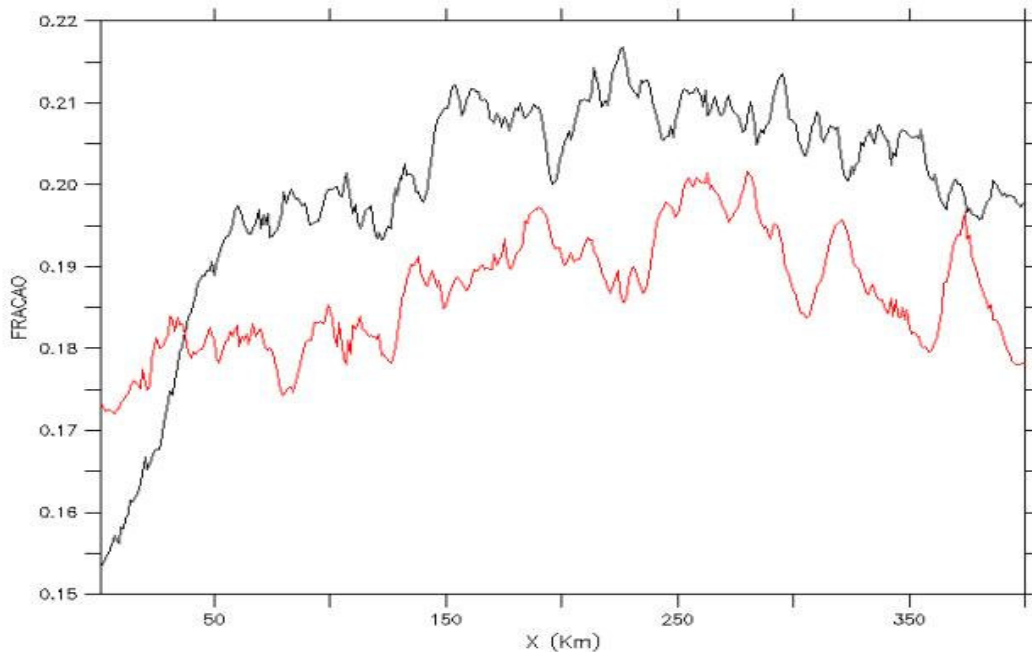


Figura 5.12 – Fração de céu claro. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

A Figura 5.13 mostra os resultados simulados, para fração de céu limpo. A linha preta representa os valores para a simulação feita com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa esses valores para uma concentração de 2500 cm^{-3} .

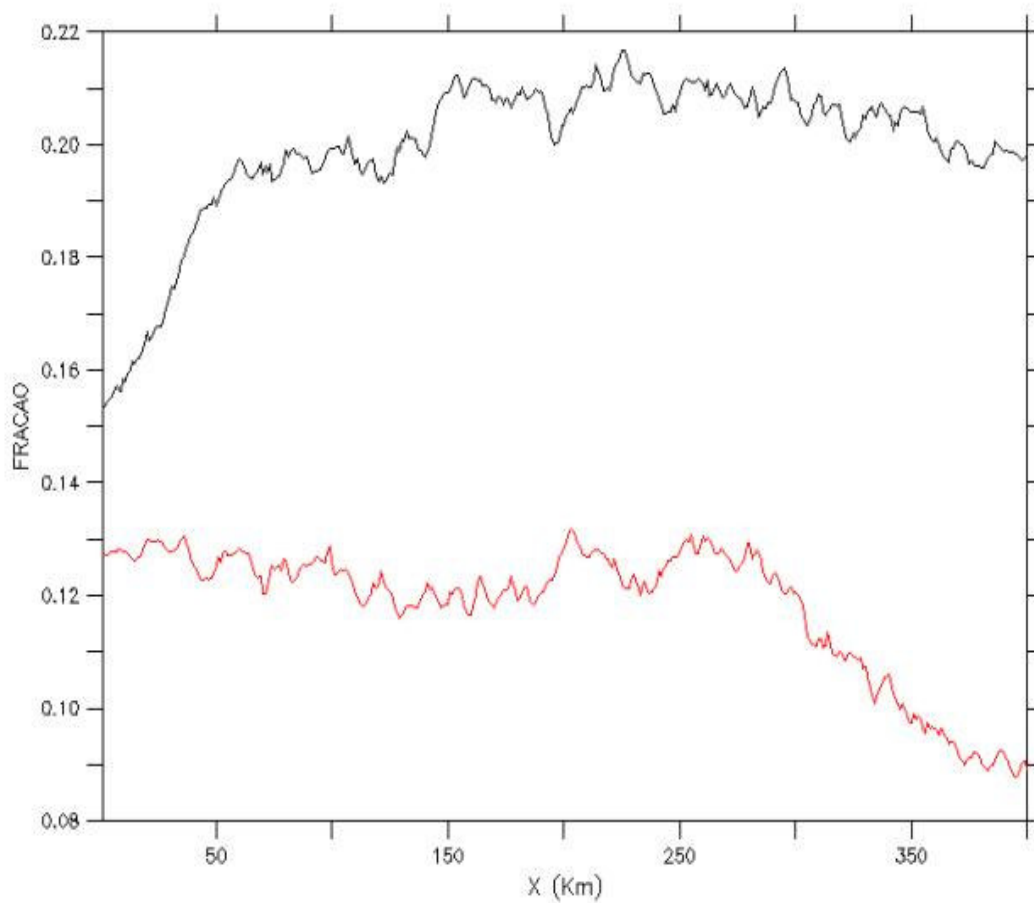


Figura 5.13 – Fração de céu claro. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

Os resultados mostrados nas Figuras 5.12 e 5.13 mostram que no regime limpo o céu permanece mais tempo claro, com pouca cobertura de nuvens. As gotas formadas nesse regime são grandes, favorecendo o processo de coalescência e levando a formação da precipitação em altitudes mais baixas, como consequência as nuvens se dissipam rapidamente, tornando o ambiente com poucas nuvens.

Os resultados acima, mostram que, em ambientes limpos a quantidade de água de chuva produzida é em média 25% maior do que em ambientes poluídos. A partir das Figuras 5.5 a 5.12, pode-se perceber que as nuvens formadas em ambientes poluídos possuem uma maior quantidade de água de nuvem e pouca água de chuva. As gotículas criadas nestas nuvens são pequenas, o que não favorece o processo de coalescência. Em consequência as nuvens têm aumentado o seu conteúdo de água líquida, o que as torna mais persistentes (maior tempo de vida). Certamente, isso interfere na quantidade de radiação que chega à superfície, como pode ser visto nas simulações de fração de cobertura de nuvens e fração de céu limpo (Figuras 5.10 a 5.13).

Nos ambientes limpos ocorre o contrário, ou seja, as nuvens possuem uma maior quantidade de água de chuva e pouca água de nuvem. Nesse caso as gotas criadas são grandes, o que favorece o processo de coalescência, fazendo ocorrer a precipitação em altitudes mais baixas e ainda na fase líquida. A cobertura de nuvens é menor, devido à produção de precipitação e a consequente dissipação das nuvens. Em média o céu é mais claro permitindo uma passagem maior da radiação solar que chega à superfície, como pode ser visto, nas Figuras 5.14 a, b, c.

A Figura 5.14 a, b, c mostram os resultados simulados para os fluxos de calor em função do tempo. A linha vermelha representa o fluxo de calor latente, enquanto, a linha

preta representa o fluxo de calor sensível, e com concentrações de gotas de 400 cm^{-3} , 1600 cm^{-3} , e 2500 cm^{-3} , respectivamente.

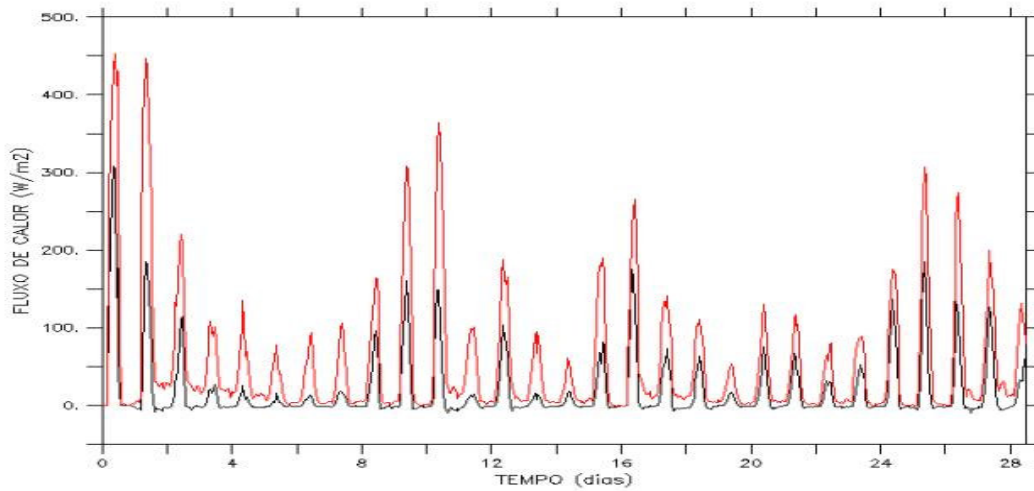


Figura 5.14a – Fluxos médios de calor, latente (linha vermelha) e sensível (linha preta), com concentração de gotas de 400 cm^{-3} .

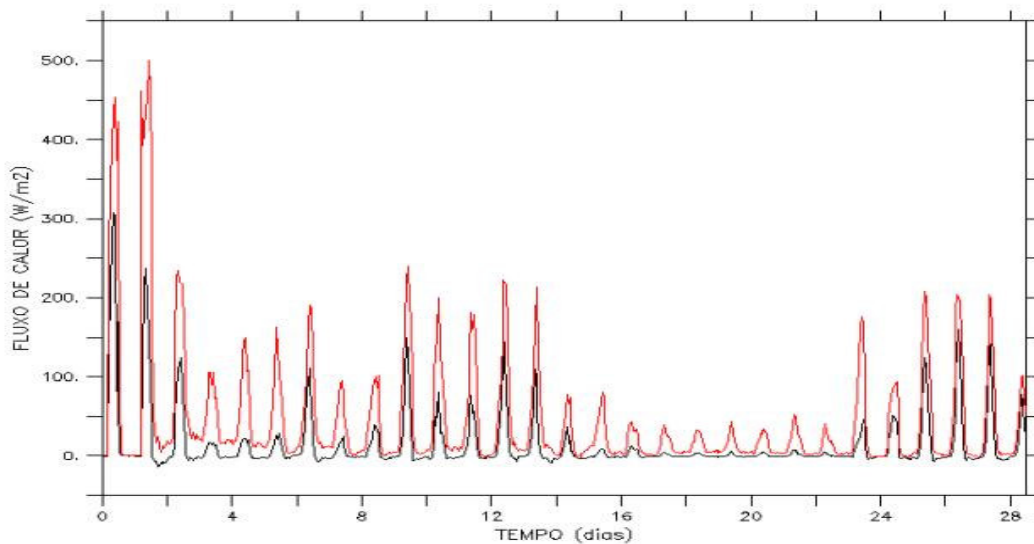


Figura 5.14b – fluxos médios de calor, latente (linha vermelha) e sensível (linha preta), concentração de gotas de 1600 cm^{-3} .

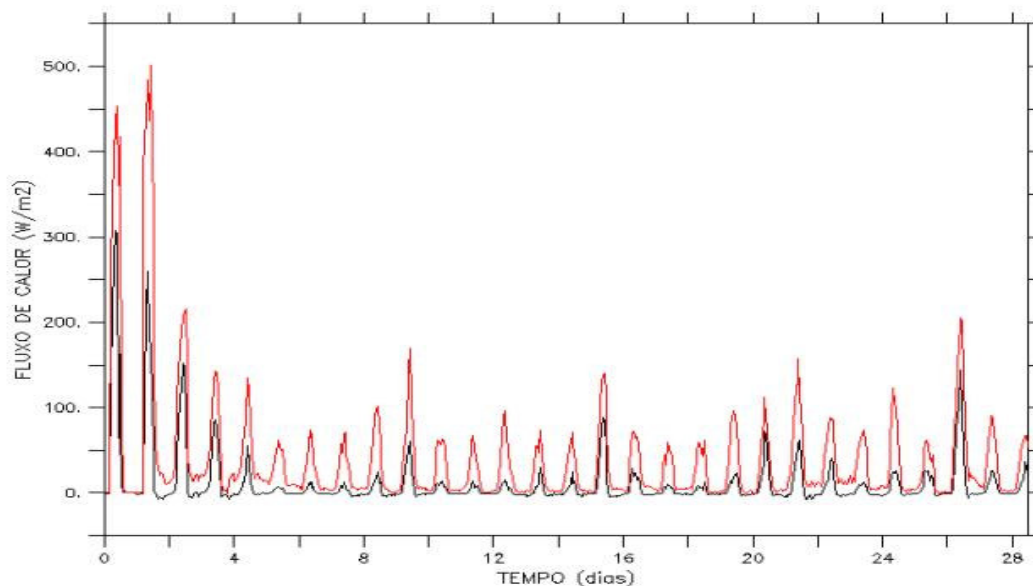


Figura 5.14c – Fluxos médios de calor, latente (linha vermelha) e sensível (linha preta), concentração de gotas de 2500 cm^{-3} .

A Figura 5.15 mostra o resultado da simulação para a quantidade de vapor em função da altura, a linha preta representa os valores simulados para uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa os valores simulados com uma concentração de 2500 cm^{-3} . Pode-se perceber que neste caso, o efeito da poluição, consiste na retirada de vapor de água da atmosfera. Como em ambientes poluídos estão presentes mais CCN uma maior quantidade de vapor é necessária para condensar esse grande número de pequenas partículas, em conseqüência à atmosfera torna-se mais seca.

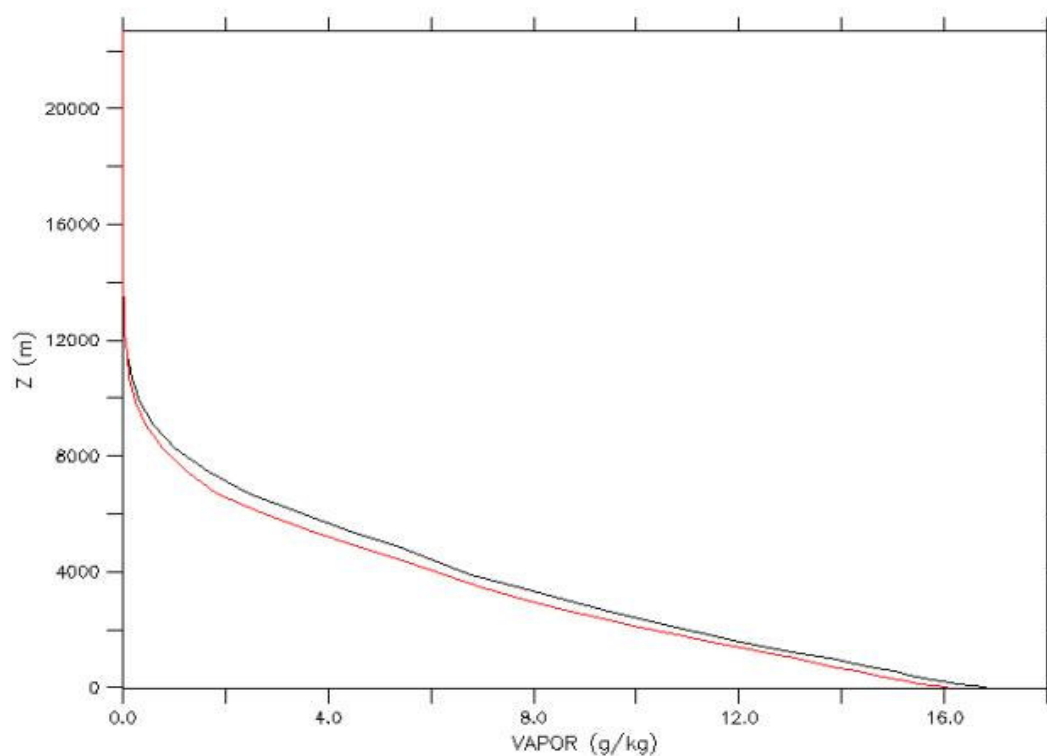


Figura 5.15 – Razão de mistura de vapor de água em função da altura. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

As Figuras 5.16 a 5.19 mostram os resultados da simulação para a quantidade de *pristine*, gelo, neve, agregados (tipos de núcleos de gelo) respectivamente, em função da altura. A linha preta representa os valores simulados para uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto, a linha vermelha representa os valores simulados com uma concentração de 2500 cm^{-3} .

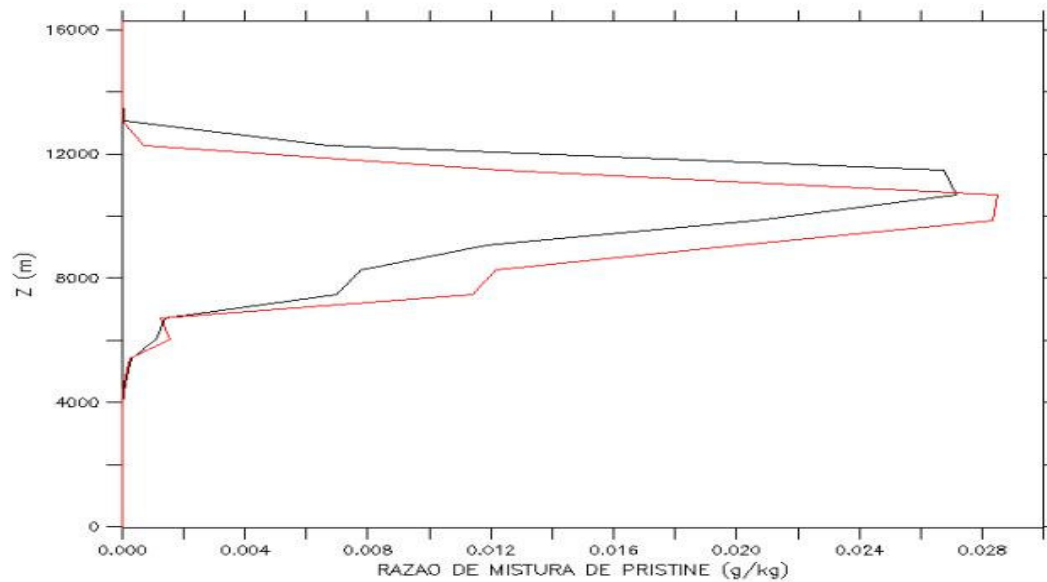


Figura 5.16 – Razão de mistura de *Pristine*. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

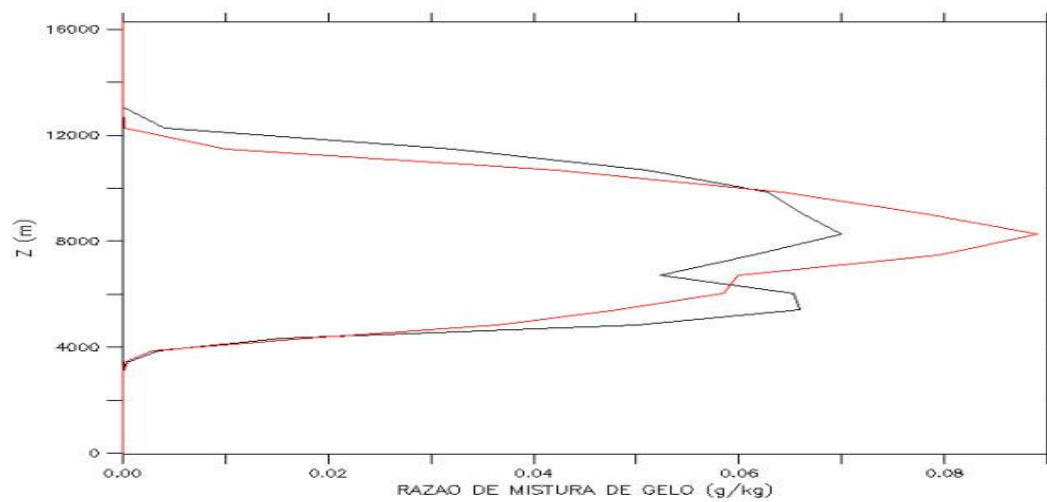


Figura 5.17 – Razão de mistura de Gelo. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

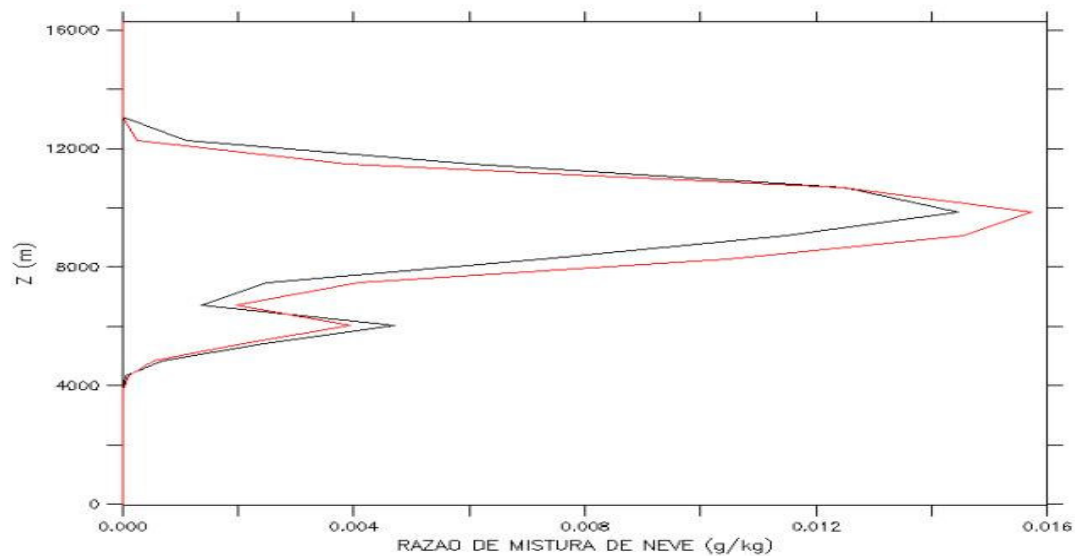


Figura 5.18 – Razão de mistura de Neve. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

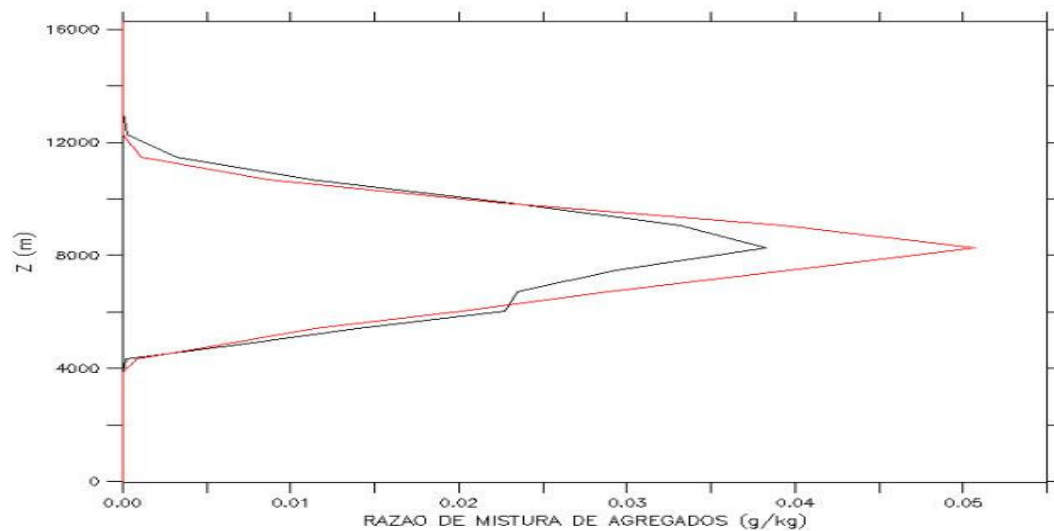


Figura 5.19 – Razão de mistura de Agregados. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

Os resultados simulados mostram que no regime poluído a quantidade de todos os núcleos de gelo (Figuras 5.16 a 5.19) formado é maior do que no caso do regime limpo, e seus picos ocorrem em altitudes um pouco menores do que no regime limpo. Esse fato reforça os resultados que mostram que a poluição afeta a precipitação na fase líquida e nesses ambientes a precipitação ocorre na fase de gelo e em altitudes mais elevadas.

A Figura 5.20 mostra o resultado da simulação para a precipitação total acumulada durante um período de 30 dias. A linha preta representa a simulação iniciada com uma concentração de gotas de 400 cm^{-3} , enquanto a linha vermelha representa a simulação com uma concentração de 2500 cm^{-3} .

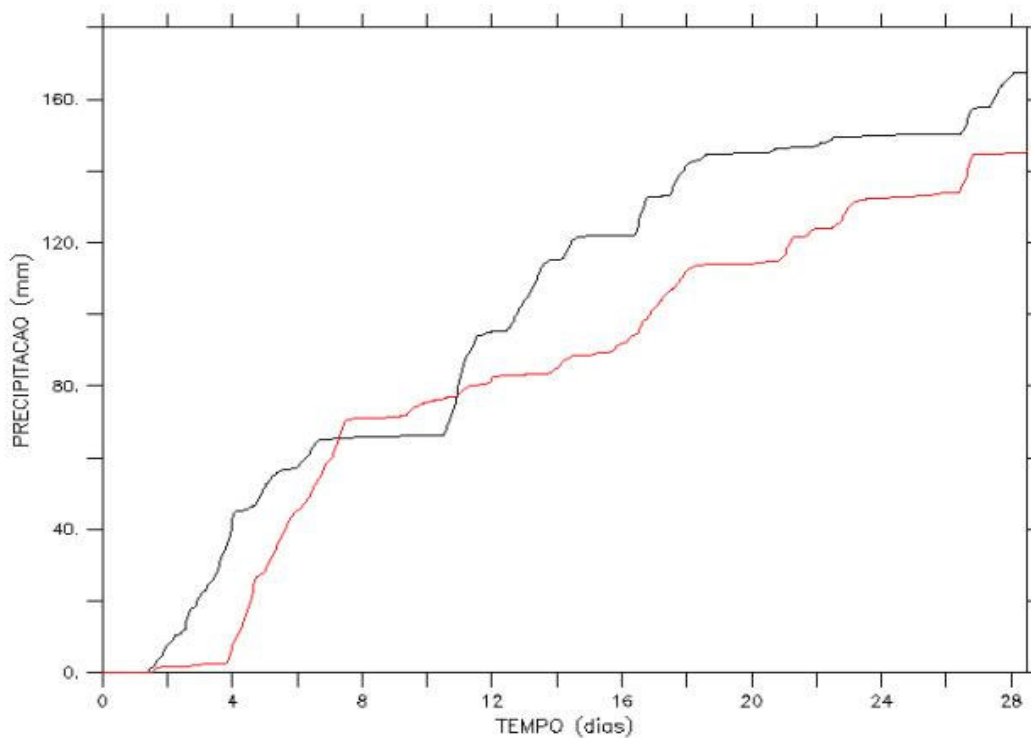


Figura 5.20 – Precipitação total acumulada em 30 dias. Regime poluído (linha vermelha) e regime limpo (Linha preta).

O resultado acima mostra que no regime limpo a quantidade da precipitação acumulada é aproximadamente 170 mm, enquanto no regime poluído essa quantidade é de aproximadamente 140 mm, ou seja, a precipitação no regime limpo é em média 20% maior que no regime poluído. No regime limpo as chuvas têm uma melhor distribuição durante o período simulado, enquanto no regime poluído ocorre um atraso no início da precipitação. Nos primeiros quatro dias de simulação a precipitação total acumulada no regime limpo foi de aproximadamente 40 mm, enquanto no caso poluído, para o mesmo período não houve nenhuma precipitação. E a mesma se distribui de forma irregular durante o período simulado. Os valores de precipitação simulados pelo modelo estão próximo dos valores da média climatológica observada na região Amazônica durante os meses de setembro, outubro e novembro, ou seja, durante o período das queimadas naquela região (como pode ser visto na Figura 1.2), o modelo representa bem os dados observados de precipitação para os referidos meses.

6 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

6.1 Conclusões

Os processos microfísicos representam, hoje em dia, uma das incertezas mais cruciais no entendimento da convecção tropical. A compreensão da microfísica de nuvens da região Amazônica é necessária e de fundamental importância, por se tratar de um sistema de grande influência no tempo e no clima, não apenas do Brasil, mas de todo o planeta.

Neste trabalho foi explorado o estudo da variabilidade sazonal e temporal de núcleos de condensação de nuvens CCN, bem como sua relação com a microestrutura de nuvens e sua interação com a estrutura termodinâmica do ambiente de grande escala, em diferentes regimes (limpo, poluído e fortemente poluído). Também foram realizados estudos dos perfis verticais utilizando medidas in situ por aviões e estudos numéricos utilizando modelos, para complementar o entendimento da dinâmica dos aerossóis na atmosfera.

É importante salientar que foi essencial a realização de experimentos integrados para a realização deste estudo. Os experimentos estudados foram o EMfiN! (Experimento de Microfísica de Nuvens) e SMOCC/LBA (SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate).

Com os dados experimentais analisados, as simulações que foram realizadas utilizando os modelos de parcela, o modelo bidimensional e o modelo RAMS. Pode-se estabelecer as seguintes conclusões:

1. O experimento EMfiN! (Experimento de Microfísica de Nuvens) em conjunto com o experimento SMOCC/LBA (SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate) estabeleceu um conjunto robusto de dados de microfísica de nuvens em regiões importantes do território Brasileiro: Norte d região Nordeste, com ênfase no estado do Ceará e a região da Amazônia, com destaque para Rondônia e Acre.
2. Durante a estação seca na região da Amazônia, as queimadas se generalizam, produzindo um grande número de aerossóis (pequenos aerossóis produzidos principalmente por meio de conversão gás-partícula e aerossóis gigantes e ultragigantes, compostos em sua maioria por partículas de fuligem e cinzas). Nessa estação o ambiente de grande escala tem a sua umidade relativa reduzida, pela presença desses aerossóis o que provoca uma elevação na altitude de chuva quente.
3. Em ambientes poluídos as concentrações de CCN medidas atingem valores altos, frequentemente excedendo os 2500 cm^{-3} , como por exemplo, os vôos 20020921-3, 20020921-4, 20020923-1, 20020924-1, 20020926-1, 20020930-2. Esses valores altos de CCN indicam uma significativa inibição da chuva quando a nuvem se encontra em altitudes baixas e com temperaturas acima de 0° Celsius (chuva quente), pois o vapor de água disponibilizado pela circulação atmosférica se condensa sobre um grande número de CCN gerando uma grande quantidade de pequenas partículas, cuja probabilidade de coagulação de colisão-coalescência fica bastante reduzida.
4. valores de concentração tipicamente em torno e abaixo de 1000 cm^{-3} foram encontrados durante os vôos realizados sobre a costa de Fortaleza, como por exemplo, o vôo 20021005-2, onde encontrou-se o menor valor de concentração, da ordem de poucas centenas de partículas por cm^3 . Nesses casos, o vapor de água disponível se condensa em um número

menor de CCN, originando partículas maiores, o que pode permitir que o processo de coalisão-coalescência seja efetivo.

5. Os resultados numéricos mostram que as nuvens formadas em ambientes poluídos possuem uma maior quantidade de água de nuvem e menor quantidade de água de chuva. As nuvens formadas nesses Ambientes tornam-se mais persistentes (maior tempo de vida) e o céu fica em média mais encoberto, modificando dessa maneira os fluxos radioativos, e interferindo no clima, ao menos em escala local e regional. Verifica-se também uma grande quantidade de tipos de cristais de gelo e sua formação em altitudes mais baixas, reforçando os resultados experimentais. Os processos de formação e desenvolvimento da precipitação na fase líquida são fortemente inibidos e a precipitação ocorre basicamente na fase de gelo.

6. Nas nuvens formadas em ambientes limpos ocorre o contrário, ou seja, as nuvens possuem uma maior quantidade de água de chuva e menor quantidade de água de nuvem, a formação da precipitação ocorre em altitudes mais baixas e o processo de colisão-coalescência é favorecido. A fração de céu claro é bem maior do que no caso do ambiente poluído, o que permite maior passagem da radiação. A quantidade de gelo (todos os tipos) é menor do que a simulada para o ambiente poluído.

7. Os resultados simulados mostram que no regime limpo a quantidade de precipitação total acumulada em 30 dias é aproximadamente 170 mm, enquanto no regime poluído essa quantidade é de aproximadamente 140 mm, ou seja, a precipitação no regime limpo é em média 20% maior que no regime poluído. Esses valores são próximos da média climatológica observada na região Amazônica durante os meses de setembro, outubro e

novembro, ou seja, durante o período das queimadas naquela região. O modelo representa bem os dados observados.

8. Regiões de grande variabilidade na emissão de núcleos de condensação, os estudos referentes à microfísica de nuvens na Amazônia sugerem a existência de importantes “*feedback*” antropobiogeoquímicos com conseqüências significativas no clima, pelo menos em escala regional.

6.2 Trabalhos Futuros

Sugere-se como extensão deste trabalho:

1. Realizar experimentos de campo de microfísica de nuvens, preferencialmente em conjunto com outras medidas atmosféricas (estrutura termodinâmica em meso e grande escala medidas de radiação, turbulência, química da atmosfera, etc.).
2. Desenvolver uma nova parametrização de radiação para o modelo RAMS, incorporando, na parametrização existente (Harrington 2000) os efeitos da poluição (composição química das partículas constituintes da poluição), para que se possam estudar os efeitos da poluição na radiação.
3. Realizar simulações com um tempo de integração maior, ou seja, 60 e 90 dias, com isso pode-se estudar os possíveis efeitos da poluição a médio e longo prazo.

REFERÊNCIAS

ALEXANDER, G. D., AND COTTON, W. R.; The use of cloud resolving simulations of mesoscale convective systems to build a mesoscale parameterization scheme. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2137-2161, 1998.

ALMEIDA, F. C., MUROE, G.W., MORALES, C.A.R, PEREIRA, M.C., BARROS, F.A., SAMPAIO, A.J.C., DE OLIVEIRA, J.C.P. An instrumented aircraft for tropical precipitation physics research: description and opportunities, 11th International Conference on Clouds and Precipitation, Montreal, Canadá, 1992.

ANDREAE, M.O., CRUTZEN, P.J. Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry., *Science*, 276,1052-1058, 1997

ANDREAE, M.O., ARTAXO, P., FISHER, H., FREITAS, S.R., GRÉGOIRE, J.M., HANSEL, A., HOOR, P., KORMANN, R., KREJCI, R., LANGE, L., LELIEVEVELO, J., LINDINGER, W., LONGO, K., PETERS, W., DE REUS, M., SHEEREN, B., SILVA DIAS, M.A.F., STROM, J., VAN VELTHOVEN, P.F.J., WILLIAMS, J. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. *Geophys. Res. Lett.*, 28,6, 951-954, 2001.

ANDREAE, M.O., ARTAXO, P., BRANDÃO, C., CARSWELL, F.E., CICIOLI, P., DA COSTA, A., CULF, A.D., ESTEVES, J.L., GASH, J.H.C., KABAT, P., SILVA DIAS, M.A.F., STEFANI, P., VALENTINI, R., VON JOVANNE, J., WATERLOO, M.J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazônia: the LBA-EUSTACH experiments. *J. Geophys.Res.*, 107,D20,8066-8091, doi:10.1029.

ARTAXO, P., ANDREAE, M.O., GUENTHER, A., ROSENFELD, D. LBA Atmospheric chemistry: unveiling the lively interactions between the biosphere and the Amazonian atmosphere. *IGBP global change newsletter LBA- special issue*, 12-15, 2001.2001JD000524, 2002.

ARTAXO, P., MARTINS, J.V., YAMASOE, M.A., PROCÓPIO, A.S., PAULIQUEVIS, T.M., ANDREAE, M.O., GUYON, P., CORDOVA, A.M. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8081-8095, doi:10.1029/2001JD00066, 2002.

BOTT, A. A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes. *Mon. Weather Rev.* 117, 1006-1015, 1989a.

BOTT, A. Reply. *Mon. Weather Rev.* 117,2633-2636, 1989b.

BRASSEUR, G.P., ORLANDO, J.J., TYNDAL, G.S. Atmospheric chemistry and global change. Oxford University press, Oxford.

BRENGUIER, J. L. AND GRABOWSKI, W. W.; Cumulus entrainment and cloud droplet spectra: A numerical model within a two-dimensional dynamical framework, *J. Atmos. Sci.*, 50, 120-136, 1993.

BYERS, H.R. Elements of cloud physics. 191 pp. Univ. of Chicago Press, Chicago, 1965
CIFELLI, R.C., PETERSEN, L.D., RUTLEDGE, S.A., SILVA DIAS, M.A.F. Radar observations of the kinematic, microphysical and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM/LBA., *J. Geophys. Res.* 107,D20,8077,doi:10.1029/2001JD00264,2002

CHEN, C. AND COTTON, W.R.; The physics of the marine stratocumulus capped mixed layer, *J. Atmos. Sci.*, 44, 2951–2977. 1987

COHEN, J.C.P., SILVA DIAS, M.A.F., NOBRE, C.A. Environmental condition associated with Amazonian squall line: A case study. *Mon. Weat. Rev.*,123, 3163-3174, 1995.

COSTA, A.A., DE OLIVEIRA, C.J., DE OLIVEIRA, J.C.P., SAMPAIO, A.J.C. Microphysical observations of warm cumulus clouds in Ceará, Brazil. *Atmos. Res.*,54,167-199,2000

COSTA, A.A., ALMEIDA, G.P., SAMPAIO, A.J.C. A bin-microphysical cloud model with high-order, positive-definite advection. *Atmos. Res.* 2000

COSTA, A.A., COTTON, W.R., WALKO,R.L., PIELKE,R.A.,JIANG,H. SST sensitivities in multi-day TOGA-COARE cloud-resolving simulations *J. Atmos. Sci.*,38,253-268, 2001a.

CRUTZEN, P.J., DELANY, A.C., GREENBERG, J.,HAAGENSON, P., HEIDT,L., LUEB, R., POLLOCK, W., SEILER, W., WARTBURG, A., ZIMMERMAN, P. Tropospheric chemical composition measurements in Brazil during the dry season., *J. Atmos. Chem.*, 2,233-256, 1985.

CRUTZEN, P.J., ANDREAE, M.O. Biomass burning in the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles.,*Science*,250, 1669-1678,1990

DENNIS, A.S. Weather modification by cloud seeding. Academic Press, 1980

DIAZ, M.C.Y. NEPSTAD, D., MENDONÇA,M.J.C., MOTTA,R.S., ALENCAR,A., GOMES,J.C., ORTIZ,R.A. O preço oculto do fogo na Amazônia: os custos econômicos associados as queimadas e incêndios florestais. Relatório de pesquisa IPAM, IPEA & WHRC, 2002. disponível em: <http://www.amazonia.org.br/arquivos/29961.pdf>

FEREK, R.J., REID, J.S., HOBBS, P.V., BLAKE, P.R., LIOUSSE, C. Emission factors of hydrocarbons, traces gases and particles from burning in Brazil., *J. Geophys.Res.*,103,32107-32118,1998

FUCHS, S. The mechanics of aerosols, 408 pp. Macmillan, New york,1964

GARREAUD, R.D., WALLACE, J.M. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 126,2713-2733, 1998

GARSTANG, M., FITZJARRALD, D.R. Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics., Oxford Univ. Press, New York, 459,1999.

GRABOWSKI, W. W., X. WU, AND M. W. MONCRIEFF; Cloud-resolving modeling of tropical cloud systems during Phase III of GATE. Part I: Two-dimensional experiments. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3684–3709, 1996.

GRECO, S.,SWAP, P., GARSTANG, M., ULANSKI,S.,SHIPHAM,M., HARRIS,R.C., TALBOLT,R.,ANDREAE,M.O., ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia ABL 2B. *J. Geophys. Res.*,95,17,01-17, 014,1990

GUENTHER,A.,HEWITT,C.N.,ERICKSON,D.,FALL,R.,GERON,C.,GRAEDEL,T.,HARLEY,P., KLINGER,L., LERDAU,M., McKAY,W.A., PIERCE,T., SCHOLLES,B., STTEINBRECHER,R.,TALLAMRAJU,R.,TAYLOR,J.,ZIMMMERMANN,P.A. Global model of natural volatile organic compound emissions. *J. Geophys. Res.*,100,8,873-892,1995

HARRINGTON, J.Y.; The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus, Ph.D. thesis, Colorado State University, Fort Collins, CO, 289 pp, 1997.

HOLDSWORTH, A.R., UHL, C. Fire in Amazonian selectively logged rain foreste and the potential for fire reduction. *Ecolog. Appl.*, 7,2, 713-725, 1997

HOREL, J.D., HAHMANN, A.N., GEISLER, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Clim.*,2,1388-1403,1989.

IGBP, International Global Biosphere-Atmosphere Program Science Plan, pág. 12, 2002.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, Special Report, Cambridge University Press, Cambridge, UK 2002.

INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br>.

KAMRA, A.K., BHALWANKAR, R.V., SATHE, A. B. Spontaneous breakup of charged and uncharged water drops freely suspended in a wind tunnel. *J. Geophys. Res.* 96, 17159-17168, 1991.

KELLE, M., LERDAU, M. Isoprene emissions from tropical forest canopy leaves. *Global Biogeochemical cycle*,13,1,19-29,1999

KELLER, M., JACOB, D.J., WOFSY, S.C., HARRIS, R.C. Effects of tropical deforestation on global and regional atmospheric chemistry., *Climate Change*, 19, 138-158, 1991

KOGAN, Y.L., 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, 1991.

KOVETZ, A., OLUND, B. The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent. *J. Atmos. Sci.* 26, 1060-1065, 1969.

LI, X., SUI, C.H., LAU, K.M., CHOU, M.D. Large-scale forcing and cloud-radiation interaction in the tropical deep convective regime., *J. Atmos. Sci.* 56, 3028-3042, 1999

LIEBMANN, B., KILADIS, G., MARENGO, J., AMBRIZZI, T., KLICK, J. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, 12, 1877-1891, 1999

LIN, X., JOHNSON, R.H. Heat and moisture budgets and circulation characteristics of frontal squall line., *J. Atmos. Sci.* 55, 1661-1681, 1999

LIU, C., MONCRIEFF, M.W. A numerical study of the diurnal cycle of tropical oceanic convection. *J. Atmos. Sci.* 55, 2329-2344, 1998

LONGO, K.M., THOMPSON, A.M., KIRCHHOF, REMER, L., FREITAS, S.R., SILVA DIAS, M.A.F., ARTAXO, P., HART, W., HART, W., SPINHIRNE, J.D., YAMASDE, M.A. Correlation between smoke and tropospheric ozone concentrations in Cuiabá during smoke clouds and radiation-Brazil (SCAR-B). *J. Geophys. Res.*, 104, D10, 113-129, 1999.

LOUIS, J.F., TIEDKE, M. AND GELEYN, J.F.; A short history of the operational PBL parameterization at the ECMWF, in *Workshop on planetary boundary layer parameterization*, pp. 59-80, Shinfield Park, Reading, U.K., 1981.

LOW, T. B, and LIST, R.; Collision, coalescence and breakup of droplets. Part I: Experimentally established coalescence efficiencies and fragment distributions in breakup, *J. Atmos. Sci.* 39, 1591, 1982a.

LOW, T. B, and LIST, R.; Collision, coalescence and breakup of droplets. Part II: Parameterization of fragment size distributions, *J. Atmos. Sci.* 39, 1607, 1982b.

MAHRER, Y. AND PIELKE, R.A.; A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitr. Phys. Atmos.*, 50, 98-113, 1977b.

MAHRER, Y. AND PIELKE, R.A.; The effects of topography on sea and land breezes in a two dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162, 1977a

MARENGO, J.A., Interannual variability of surface climate in the Amazon basin., *J. Clim.*,12,8,853-863,1992.

MARENGO,J.A., LIEBMANN, B., KOUSKY, V.E., FILIZOLA, N.P., WAINER, I.C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin., *J. Climate*, 14,833-852, 2001

MARENGO,J.A., NOBRE, C.A., CULF, A.D. Climatic impacts of “friagens” in forest and deforested areas of Amazon basin. *J. Appl. Meteorol.*,36,1553-1566,1997

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação., *Rev. Bras. Meteorol.*, 2,1,107-117, 1987

MONCRIEFF, M.W., KRUEGER, S.K., GREGORY, D., REDELSPERGER, J.L., TAO, W.K. Gewex Cloud System Study (GCSS) working group 4: precipitation convective cloud system., *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*,78, 831-845, 1997

MORDY, W., Computation of the growth by condensation of cloud droplets. *Tellus* 11, 16-44,1959

NEPSTAD, D.C., MOUTINHO, P., DIAS FILHO, M.B., DAVIDSON, E., CARDINOT, G., MARKEWITZ,D., FIGUEIREDO, R., VIANA, A., CHAMBERS,J., RAY, D., GUERREIROS, J.B., LEFEBURE, P., STERNBERG,L., MOREIRA,M., BARROS,L., ISHIDA, F.Y., TOHLUER, I., BELKE, E.,KALIF, K., SCHWALBE,K. The effects of partial throughfall exclusion on canopy process, above ground production, and biogeochemistry of an Amazon forest., *J. Geophys. Res.*, 107, D20, doi:10.1029/2001JD000360, 2202.

NEPSTAD, D.C., VERISSIMO, A., ALENCAR, A., NOBRE, C.A., LIMA,E., LEFEBURE, P., SCHLESINGER,P.,POTTER,C.,MOUTINHO,P.,MENDOZA,E., COCHRANE, M., BROOKS, V. Impoverishment of Amazonian forests by logging and fire., *Nature*, 398, 505-508, 1999.

NOBRE, C.A., SELLERS. P.J., SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change., *J. Climate.*,4, 957-987,1991

NOBRE, C.A., WICKLAND, D.E., KABAT, P. The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia (LBA), *IGBP Global Change Newsletter LBA-Special Issue*, 01-08, 2001.

NOBRE, C.A. Amazônia in the global system. International LBA Scientific Conference, 7-10, July, Manaus, Am, Brazil, 2002

OLIVEIRA, J.C.P., VALI,G. Calibration of the photoelectric cloud condensation nucleus counter., *Atmos. Res.*,38,273-248,1995

OLSSON, P.Q., HARRINGTON, J.Y., FEINGOLD,G.,COTTON, W.R., KREINDENWEIS, S.M. Exploratory cloud-resolving simulations of boundary-layer arctic stratus clouds, part I: Warm season clouds., *Atmos. Res.*, 47-48,573-597,1998

PIELKE, R.A. AND ULIASZ, M.; Influence of landscape variability on atmospheric dispersion. *J. Air & Waste Management*, 43, 989-994, 1993.

PIELKE, R.A., COTTON, W.R., WALKO, R.L., TREMBACK, C.J., LYONS,W.A., GRASSO, L.D., NICHOLLS, M.E., MORAN, M.D., WESLEY,D.A., LEE, T.J.,COPELAND, J.H. A comprehensive meteorological modeling system- RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*,49,69-91,1992

PRUPPACHER AND J. KLETT, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, redel, 1980.

RADKE,L.F., COAKLEY,J.A., KING,M.D. Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds., *Science*,246, 1146-1149,1989

RADKE, L.F. and HOBSS, P.V. Measurements of cloud condensation nuclei in the Olympic Mountains of Washington, *J. Atmos. Sci.* 26, 281-288, 1969.

RANDAL, D.A., XU,K.M., SOMMERVILLE, R.J.C., JACOBELLIS,S. Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models., *J. Climate.*,9, 1583-1697, 1996

RICKENBACH, THOMAM, M., FERREIRA; ROSANA NIETO; HALVERSON; JEFFREYB; HERDIES; DIRCEU LUIS; SILVA DIAS, M.A.F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts., *J. Geophys. Res.*,107,D20,0148-0227,doi:10.1029/2000JD000263, 2002

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall., *Geophys. Res. Lett.*,26, 3105-3108, 1999.

ROSENFELD, D., GUTMAN,G. Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data., *Atmos. Res.*,34,259-283,1994.

SELUCHI, M.E., MARENGO, J.A. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climate aspects and examples of intense events., *J. Clim.*,20(10), 1167-1190, 2000

SEINFELD, J.H., PANDIS, S.N. Atmospheric composition, global cycles, and lifetime, in: "Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change", Ed. John Wiley & Sons Inc., USA, 49-124, 1998.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment. *Mon. Weather Rev.* 91, 99-164, 1963.

SOOG, S.T., OGURA, Y. A comparison between axisymmetric and slab-symmetric cumulus cloud models. *J. Atmos. Sci.*, 30, 879-893, 1973.

SILVA DIAS, M.A.F., FERREIRA, R.N. Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines., *J. Geophys. Res.*,97,D18,20,405-20,419, 1992.

SILVA DIAS, M.A.F., NOBRE, C.A., MARENGO, J. The interaction of clouds and rain with the biosphere., *IGBP Global Change Newsletter LBA-Special Issue*, 45,08-11,2001.

SU, H., CHEN,S.S., BRETHERTON, C.S. Three-dimensional week-long simulations of TOGA-COARE convective system using the MM5 mesoscale model., *J. Sci.*,56,2326-2344,1999.

TAO,W.K.,SIMPSON,J.,SUI,C.H.,SHIE,C.L.,ZHOU, B.,LAU, K.M., MONCRIEFF,M. Equilibrium states simulated by cloud-resolving models., *J. Atmos. Sci.*,56,3128-3139, 1999.

TAYLOR, C.M., R.J. HARDING, R.A. PIELKE, SR., P.L. VIDALE, R.L. WALKO, AND J.W. POMEROY, Snow breezes in the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, 103, 23087-23101, 1998.

TRIPOLI, G.J. AND COTTON, W.R. The Colorado State University threedimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185–220, 1982.

TWOMEY, S. *Atmospheric Aerosols*, Elsevier, Amsterdam, 1977.

VALI, G. Report of the experts meeting on interaction between aerosols and cloud, World Climate Research Programme, WCRP-59, WMO, Geneva.1991.

WALKO, R.L., COTTON, W.R., HARRINGTON, J.L., MEYERS, M.P. News RAMS cloud micro-physics parametrization part I: The single-moment scheme., *Atmos. Res.*,38,29-62,1995

WANG, Y., TAO, W.K., SIMPSON, J. The impact of ocean surface fluxes on a TOGA-COARE convective system. *Mon. Wea. Rev.*,124,2753-2763,1999

WILLIAMS, E., ROSENFELD, D., MADDEN, N., GERLACH, J.,GEARS, N., ATKINSON, L., DUNNEMANN, N., FROSTOM, G. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*,107,D20,8082-9001,doi:10.1029/2001JD000380,2002

WU, X., GRABOSWSKI, W.W., MONCRIEFF, M.W. Long-term behavior of cloud system in TOGA-COARE and their interactions with radiative and surface process, part I: Two-dimensional modeling study. *J. Atmos. Sci.*,55,2693-2714,1999

XU, K.M., RANDALL, D.A. A sensitivity study of radiative-convective equilibrium in the tropics with a convection-resolving model., J. Atmos. Sci.,56,3385-3389,1999

XU, K.M., RANDALL, D.A. Explicit simulation of cumulus ensembles with the gate phase III data: Comparison with observations., J. Atmos Sci.,53,3710-3736, 1996

YIN, Y.Z.L., TAMIR, G.R., TZIVION, S. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds – a numerical study. Atmos. Res. 53, 91-116, 2000.

ANEXO A

Artigos relacionados à tese

_ Cloud-Ensemble Simulations of Tropical Convection under Different Microphysical Regimes. *14th International Conference on Clouds and Precipitation, Proceedings, 2004.*

_ Microphysical Properties of Amazon Clouds During the EnfiM!-SMOCC-LBA. *3th International Conference of LBA, Proceedings, 2004*

_ Modeling of SMOCC/ENFIM/LBA-2002 Cloud Microphysics. *3th International Conference of LBA, Proceedings, 2004*

_ CCN Variability During LBA/EMfiN!/SMOCC 2002 and its Role on Precipitation Initiation Over the Amazon Basin. *8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, aceito para apresentação e publicação, 2006*

_ Highlights of the Cloud Microphysics LBA/CLAIRE/SMOCC-2002 Component. *Geophysical Research Abstracts, vol. 5, 13603; 2003*

_ LBA-SMOCC-EMFIN!: Observations of Aerosol-Cloud MicroPhysics Interactions Over the Amazon. Aceito para publicação *Earth Interactions, 2006*