



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.06.24-TDI

ESTUDO NUMÉRICO DO EFEITO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO DE CHUVAS CONVECTIVAS NA AMÉRICA DO SUL

Ricardo Almeida de Siqueira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Karla Maria Longo de Freitas, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L76T4B>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.06.24-TDI

ESTUDO NUMÉRICO DO EFEITO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO DE CHUVAS CONVECTIVAS NA AMÉRICA DO SUL

Ricardo Almeida de Siqueira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Karla Maria Longo de Freitas, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 29 de fevereiro de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L76T4B>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Siqueira, Ricardo Almeida de.

SI75e Estudo numérico do efeito dos aerossóis de queimadas na
previsão de chuvas convectivas na América do Sul / Ricardo
Almeida de Siqueira. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxxii + 166 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.17.06.24-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Karla Maria Longo de Freitas, e Saulo
Ribeiro de Freitas.

1. Amazônia. 2. Aerossol de queimadas. 3. Modelagem
de precipitação. 4. Núcleos de condensação de nuvens.
5. Parametrização convectiva. I.Título.

CDU 504.6:630*43(811)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Ricardo Almeida de Siqueira**

Título: "ESTUDO NUMÉRICO DO EFEITO DOS AEROSSÓIS DE QUEIMADAS NA PREVISÃO DE CHUVAS CONVECTIVAS NA AMÉRICA DO SUL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Ciência do Sistema Terrestre

Dr. Celso Von Randow



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Karla Maria Longo de Freitas



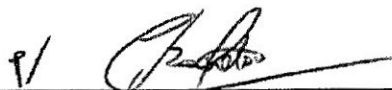
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Saulo Ribeiro de Freitas



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Márcia Akemi Yamasoe



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dr. Nilton Manuel Évora do Rosário



Convidado(a) / UNIFESP / Diadema - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de fevereiro de 2016

AGRADECIMENTOS

A meus pais e familiares pelo carinho e suporte, mesmo nos momentos mais difíceis.

Ao Dr. Saulo Freitas e a Dra. Karla Longo pela excelente orientação e transmissão de conhecimento, mas principalmente pelo apoio incondicional e irrestrito para a realização deste trabalho. Muito obrigado de verdade aos dois.

À professora Dra. Márcia Akemi Yamasoe por suas sábias palavras de incentivo no momento certo.

A todos os integrantes do grupo GMAI pelo excelente ambiente de pesquisa e troca de ideias. Quando se está num grupo onde todos se ajudam, existe companheirismo e existem discussões frutíferas, o resultado só pode ser o enriquecimento de seu trabalho.

Ao programa de Demanda Social da CAPES pelo suporte financeiro.

A secretaria de pós-graduação do CCST, especialmente a Ângela, pela grande eficiência no suporte aos alunos.

RESUMO

Emissões de aerossóis associados ao desmatamento e queimadas de manutenção agrícolas na bacia Amazônica vêm produzindo uma densa camada de fumaça na região durante o inverno austral ao longo dos anos. O efeito da fumaça no balanço radiativo e no ciclo hidrológico acoplados com o seu deslocamento por ventos sinóticos, pode ser sentido a milhares de quilômetros de distância das suas fontes de emissão. Os padrões de precipitação e suas quantidades podem ser grandemente impactadas por estas emissões durante a transição da estação seca para úmida, que tipicamente ocorre durante os meses de setembro e outubro, no qual gerou a motivação para este estudo. Um estudo de modelagem numérica com o objetivo de investigar o efeito dos aerossóis de fumaça na precipitação sobre o Brasil foi realizado para a estação de transição seca para úmida do ano de 2012 usando um modelo de transporte de aerossol acoplado a um modelo regional atmosférico. Duas metodologias de estimação da concentração de núcleos de condensação de nuvens foram testadas. O primeiro, convertendo a concentração do particulado em massa para concentração numérica, assumindo valores apropriados de densidade e distribuição de tamanho, multiplicada pela eficiência dos núcleos de condensação. O segundo usando uma relação empírica entre os valores de profundidade óptica do aerossol e a concentração de núcleos de condensação. Os resultados indicaram que a segunda metodologia tendeu a superestimar a população de aerossóis o que acabou resultando em valores baixos de precipitação. A região de transição do cerrado para a floresta Amazônica foi a mais afetada pelos efeitos dos aerossóis, com os resultados do modelo exibindo significativa melhoria na precipitação calculada quando comparada com dados observados por satélite. Os resultados obtidos reforçam a importância da inclusão dos efeitos dos aerossóis de queimadas para a previsão do clima sazonal da região. Rodadas independentes com o modelo para investigar o efeito dos aerossóis na parametrização da nucleação de gelo, e de possível intensificação da precipitação por causa desta, foram realizadas e, neste caso, as parametrizações de DeMott e Meyers foram comparadas entre si. A parametrização de DeMott consistentemente adicionou mais núcleos de gelo, por causa das grandes concentrações de aerossóis associadas com a queima de biomassa, mas possíveis efeitos de intensificação da precipitação em virtude da maior participação de gelo não foram observados pelas simulações, sugerindo que estudos futuros devem ser realizados para a avaliação do modelo para casos de maior resolução. Resultados preliminares da comparação dos dados de concentração de aerossol e de monóxido de carbono, obtidos pelo modelo e pela campanha do SAMBBA, são exibidos. Perfis verticais destas variáveis mostraram que as concentrações de aerossóis variaram de 300 a 1500 cm⁻³ enquanto as de CO variaram de 200 a 500 ppb, sugerindo que as névoas de poluição medidas durante a campanha não foram demasiadamente poluídas. O modelo 3BEM conseguiu apropriadamente simular as condições de atmosfera limpa e de atmosfera poluída.

NUMERICAL STUDY OF THE BIOMASS BURNING AEROSOL EFFECTS ON CONVECTIVE PRECIPITATION FORECAST ON SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Biomass burning aerosol emissions from deforestation and agricultural fires in the Amazon basin have been producing a dense smoke layer all over the region during the Austral winter through the years. The smoke effect on radiative balance and hydrological cycle coupled with long-range transport by synoptic winds can be felt thousands of kilometers distant from the sources. Precipitation patterns and quantities could be largely impacted by these emissions during the dry to wet transition season, typically towards September and October months, which was the motivation of this study. A numerical modeling study aiming to investigate the smoke aerosol effects on precipitation over Brazil was conducted in the dry to wet transition season of 2012 using an aerosol transport model coupled on-line with a regional atmospheric model. Two methodologies of estimating the cloud condensation nuclei field concentration were tested. The first one, converting from mass to number concentration, assuming an appropriate particle density and size distribution; and the second one, using aerosol optical thickness versus cloud condensation nuclei relationship. Our results indicate that the latter method tends to overestimate aerosol population resulting in unrealistic low precipitation. The region of transition from cerrado to Amazon forest biomes was especially sensitive to smoke aerosol effects, with model results showing the most significant improvement for precipitation when compared with observed satellite data. Our results sustain the importance of including smoke aerosol-cloud interaction for seasonal climate forecast in the region. Different runs were made to investigate the aerosol effects on parameterization of ice, comparing the parameterizations of DeMott and Meyers, including possible influence on the invigoration of precipitation because of ice phase. DeMott's parameterization consistently added more ice nuclei compared to the Meyers because of high concentrations associated with biomass burning emissions, but possible effects of invigoration of precipitation because of ice phase weren't observed by simulations, suggesting that future studies should be conducted with higher resolution cases to better evaluate microphysics effects. Preliminary results comparing aerosol concentrations and carbon monoxide model results with data obtained during SAMBBA campaign are discussed. Vertical profiles data around Porto Velho were constructed and the results showed aerosol concentrations ranging from 300 to 1500 cm^{-3} while CO ranging from 200 to 500 ppb. The 3BEM emission model simulated well polluted and clean atmospheric conditions.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 - Principais processos responsáveis pela mudança climática modulando o balanço radiativo das radiações de onda curta (ROC) e de radiações de onda longa (ROL). Em termos quantitativos, os fluxos de energia de ROC e ROL podem ser visto na figura 1.2.....	2
Figura 1.2 - Imagem ilustrativa do balanço energético médio anual terrestre. Dos 340 Wm-2 de radiação solar incidente, 100 Wm-2 são refletidos de volta ao espaço. A superfície terrestre reflete 24 Wm-2 enquanto nuvens, aerossóis e atmosfera refletem 66 Wm-2. São absorvidos 79 Wm-2 pela atmosfera e 161 Wm-2 pela superfície terrestre. A superfície retorna energia para a atmosfera em forma de calor sensível (20 Wm-2), calor latente (84 Wm-2) e radiação de onda longa (398 Wm-2) totalizando 502 Wm-2. Devido principalmente ao papel dos gases estufa, 342 Wm-2 retornam para a superfície devido à reemissão de radiação pela atmosfera, o que juntamente com os 161 Wm-2 absorvidos de radiação solar, totalizam 503 Wm-2 absorvidos. Este imbalance de aproximadamente 1 W m-2 é o responsável pelo aumento da temperatura no sistema climático.....	4
Figura 1.3 - Figura esquemática mostrando os principais reservatórios de água participantes do ciclo hidrológico os principais processos de troca de massa entre eles	5
Figura 1.4 - Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis, com indicações das principais modas e processos de emissão e remoção.	8

Figura 1.5 - Ilustração esquemática dos efeitos indiretos e semi-direto dos aerossóis. Nuvens limpas (gotículas maiores) refletem menos radiação e tendem a precipitar mais do que as nuvens poluídas (gotículas menores). Com a maior reflexão maior tempo de vida das nuvens poluídas, a quantidade de radiação que chega a superfície é menor. Aerossóis que absorvem radiação e reemitem radiação térmica acima das nuvens provocam a estabilização da atmosfera. Quando estes aerossóis estão dentro da nuvem, promovem a evaporação das gotículas e seu decaimento.	11
Figura 1.6 - Ilustração esquemática de como a precipitação em uma nuvem pode ser aumentada com a presença de mais aerossóis. Com a menor eficiência na formação de gotículas na fase líquida (atraso na precipitação), a nuvem pode se desenvolver mais profundamente e atingir o estágio de formação de gelo acima da isoterma de zero grau. Com a maior liberação de calor latente, a convecção se intensifica gerando mais precipitação.	12
Figura 1.7 – Combinação dos resultados de diferentes estudos exibindo a estimativa da forçante radiativa dos aerossóis, seja por modelos, satélites, ou ambos (Todos) incluindo a melhor estimativa desta (com o subconjunto de alguns estudos escolhidos) segundo o IPCC 2013	14
Figura 1.8 – Região do arco do desmatamento amazônico destacado em amarelo	15
Figura 1.9 - Ilustração dos vários passos que geralmente levam ao desmatamento em (A) e em (B) a cicatriz deixada por uma queimada.....	18

Figura 1.10 - (A) Taxa anual de desflorestamento entre 1988 e 2015 segundo PRODES (Projeto de Monitoramento do Desflorestamento da Amazônia Legal) realizado pelo INPE. (B) Contagem de focos de queimadas no estado do Mato Grosso obtido com o produto de monitoramento de queimadas e incêndios do INPE. O ano de 2012 em azul representa o ano das simulações com o modelo nesta tese.	19
Figura 1.11 - Fotos ilustrando o material particulado emitido pelas queimadas na Amazônia. (A) Massa de particulado mais estabilizada e já distante de seu local de emissão. (B) Particulado recém emitido por intensa queima gerando pirocúmulus com forte desenvolvimento vertical.....	23
Figura 1.12 - Transporte de longa distância dos aerossóis de queimadas sobre a América do Sul no dia 14/09/2004. A seta indica o sentido do transporte de Norte para Sul	23
Figura 2.1 - Valores de (a) parte real e (b) parte imaginária do índice de refração complexo em função do comprimento de onda obtidas da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia mas também em outras cidades da América do Sul.....	26
Figura 2.2 - Valores de eficiência de extinção $Q_{\lambda,ext}$ em função do comprimento de onda, obtidas usando um código de espalhamento Mie com dados de índices de refração complexo e distribuição de tamanho da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia.	28

Figura 2.3 - Valores de albedo simples ω em função do comprimento de onda, obtidas usando um código de espalhamento Mie com dados de índices de refração complexo e distribuição de tamanho da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia mas também em outras cidades da América do Sul.....	30
Figura 2.4 - Valores do parâmetro de assimetria g em função do comprimento de onda, obtidas usando um código de espalhamento Mie com dados de índices de refração complexo e distribuição de tamanho da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia mas também em outras cidades da América do Sul.....	34
Figura 2.5 - Diagrama de espalhamento obtido para partículas esféricas de diferentes tamanhos com radiação incidente no comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Em (a) partícula com raio de $10^{-4} \mu\text{m}$, em (b) $10^{-1} \mu\text{m}$ e (c) $1 \mu\text{m}$	35
Figura 2.6 - Eficiência de espalhamento $Q_{\lambda,scat}$ em função do parâmetro de tamanho X . A parte real do índice de refração vale 1,5 e são mostrados resultados para quatro valores da parte imaginária m_i	37
Figura 2.7 - Figura exibindo duas distribuições de tamanho de aerossóis esquemáticas, cuja a região sombreada representa a população de NCNs onde em (a), os aerossóis possuem uma composição química definida e em (b), os aerossóis são multicomponentes com sua composição química sendo dependente de seu tamanho. A fração ativada de aerossóis para NCN depende de seu tamanho crítico (diâmetro D_s) para uma dada supersaturação s . No caso (a), D_s é uma constante e no caso (B), D_s varia para cada aerossol componente.....	38

Figura 2.8 - Gotícula de nuvem com presença de soluto (“bolinha preta”) ocupando o local que seria de uma molécula de água (“bolinha brancas”).	40
Figura 2.9 - Figura que ilustra o efeito de curvatura no número de ligações (flechas vermelhas) que uma molécula de água recebe. Maior curvatura implica em menos ligações com as moléculas vizinhas e a gota precisa de um ambiente com maior supersaturação para si manter.	41
Figura 2.10 - As chamadas curvas de Köhler para 3 tamanhos de gotícula (0,05; 0,1 e 0,5 microns) exemplificando o efeito do soluto e da curvatura na supersaturação das gotículas.....	42
Figura 2.11 - Concentração cumulativa de NCN em função da supersaturação (S) obtido em diversos experimentos científicos e localidades com diferentes concentrações de material particulado. As linhas com símbolos coloridos representam as medições obtidas na região da Amazônia durante as queimadas.....	44
Figura 2.12 - (A) Eficiência de NCN médio obtido para diferentes tamanhos de material particulado variando de 40 à 120 nm. (B) Eficiência de NCN médio obtido para o tamanho de 60 nm para diferentes tipos de particulado. CONT1 representa o aerossol industrial envelhecido. MAR representa os aerossóis do oceano Atlântico. CONT2 aerossol continental rural e POLL o aerossol urbano pouco envelhecido.....	46
Figura 2.13 - Relações médias entre D_d e supersaturação crítica onde as cores representam a diminuição dos valores de k na medida que os aerossóis são caracterizados como marinhos, continentais ou urbanos e pirogênicos respectivamente.....	49

Figura 2.14 - Ilustração mostrando os principais mecanismos de nucleação de gelo em função da temperatura T e de S_i . A linha tracejada horizontal representa a condição S_i igual a 1. Acima dela, a fase de gelo é estável (figura 2.15 a e b). A linha diagonal sólida representa o estado de equilíbrio das gotículas com o vapor, onde tanto a fase líquida e de gelo são estáveis (figura 2.15a). A linha diagonal tracejada representa a isolinha de referência considerando o valor do coeficiente da taxa de nucleação homogênea de $5 \times 10^{14} \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Os blocos laranja representam os NGs.....	52
Figura 2.15 - Valores de pressão de vapor em torno da gotícula de raio r e r_c em comparação com a pressão de saturação com respeito a água líquida e_{sw} e ao gelo e_{si} . Em (a) as gotas e o gelo crescem, em (b) as gotas evaporam e o gelo cresce (processo de Bergeron) e em (c) as gotas e o gelo evaporam.....	53
Figura 2.16 - Ilustração mostrando o possível impacto da mudança de concentração de NGs em nuvens cirrus. O tamanho da seta vermelha representa o efeito associado na forçante de aquecimento devido a este tipo de nuvem	54
Figura 2.17 - Diagrama esquemático mostrando a interação entre processos resolvidos e não resolvidos num modelo juntamente com o papel do controle e feedback..	57
Figura 2.18 - Desenho ilustrando conceitualmente os fluxos associados a uma nuvem convectiva.....	58
Figura 2.19 - Diagrama esquemático mostrando o exemplo de um modelo utilizando 6 categorias de água e os processos microfísicos responsáveis por suas conversões. Note-se que o processo de autoconversão (transformação da água de nuvem em água de chuva) será discutida no item 2.3.3, e o de nucleação condensação foi discutido no item 2.2.....	61

Figura 2.20 - Figura exibindo a diferença na representação do tamanho das partículas em uma categoria de água. Enquanto no modelo explícito a distribuição de tamanho é representada por pequenos intervalos (bins), no modelo “bulk” temos a distribuição de tamanho representada por uma função contínua.....	62
Figura 2.21 - Função densidade de massa em função do raio r evoluindo ao longo do tempo (min) num modelo bin de colisão-coalescência com as categorias de água de nuvem e chuva. A medida que o tempo passa e a precipitação ocorre, a água de nuvem vai se transformando em água de chuva.....	63
Figura 2.22 - Diagrama esquemático mostrando o ciclo de vida de das gotas de nuvem... ..	67
Figura 2.23 - Taxa de autoconversão calculada em função da razão de mistura de água líquida q_L , para algumas parametrizações encontradas na literatura assumindo uma concentração de gotículas de 100 cm^{-3} Diagrama esquemático mostrando o ciclo de vida de das gotas de nuvem... ..	69
Figura 3.1 - Diagrama mostrando todos os estágios do TMA (The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis) do qual o produto TRMM 3b42 faz parte.....	76
Figura 3.2 - Diagrama mostrando as pequenas diferenças no algoritmo de obtenção da POA pelo MODIS em 10 km comparado com o de 3 km... ..	79
Figura 3.3 - Mapas mostrando os tipos de aerossol da moda fina utilizados no algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes, em diferentes épocas do ano. Em verde é utilizado um modelo com albedo simples de aproximadamente 0,95 (não absorvente), em vermelho de aproximadamente 0,85 (absorvente) e em branco de aproximadamente 0,9 (neutro)...	81

Figura 3.4 - Foto mostrando um radiômetro CIMEL em operação... ..	85
Figura 3.5 - Figura exibindo o avião de pesquisa BAe-146 e alguns de seus principais instrumentos.....	89
Figura 3.6 - Ilustração mostrando o trajeto dos voos selecionados que foram realizados durante a campanha do SAMBBA na região Amazônica (esquerda) e ao redor de Porto Velho (direita), onde a maior parte dos trajetos se concentrou. Os voos foram classificados de acordo com as características predominantes de emissão de particulado. Mais informações estão na tabela 3.3.....	90
Figura 3.7 - Processos simulados pelo JULES-CCATT-BRAMS, incluindo levantamento de pluma, transporte convectivo por cúmulos profundos e rasos, difusão na camada limite, deposição seca, deposição úmida e química.....	95
Figura 3.8 - Função gaussiana utilizada para simulação do ciclo diurno das emissões por queima de biomassa... ..	100
Figura 3.9 - Diagrama esquemático ilustrando os tipos de dados e formulação matemática para a estimativa das emissões de queimadas pelo 3BEM... ..	101
Figura 3.10 - Relação entre a POA em 500 nanômetros (Aerosol Optical Thickness, AOT) e da concentração numérica de NCNs ($CCN_{0,4}$) em cm^{-3} , obtidas sobre regiões remotas ou poluídas localizadas sobre continentes ou oceanos. As barras de erro representam a variação observada em medições realizadas por diversos estudos.....	104
Figura 3.11 - Variações em porcentagem da quantidade de NCN que é ativado dependendo de (a) velocidade vertical, (b) temperatura, (c) raio médio do espectro de NCN e (d) concentração de NCN.....	106

Figura 3.12 - Comparação entre a concentrações de NG prevista e observada usando (A) a parametrização de Meyers (equação 3.19) e (B) a parametrização de DeMott (equação 3.21).....	111
Figura 4.1- Precipitação mensal acumulada (mm) sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) obtida via TRMM (a,b,c) e rodada MODEL CA (d e f)...	114
Figura 4.2- Valores médios de POA sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) obtidos via MODIS-TERRA (a,b,c) e rodada MODEL CA (d e f).....	115
Figura 4.3- Série temporal diária de POA para os sítios de Rio Branco (a), Cuiabá (b) e Alta Floresta (c) obtidas via AERONET, comparando seus resultados com os obtidos via MODIS e rodada MODEL CA para os pixels mais próximos dos sítios no período de agosto a outubro. O intervalo cinza nos dados da AERONET representa o desvio padrão da variação diária.....	116
Figura 4.4- No topo, precipitação total acumulada durante 3 meses (agosto a outubro 2012) na América do Sul via (a) satélite TRMM e JULES-CATT-BRAMS onde (b), (c) e (d) são respectivamente as rodadas MODEL CA, MODEL CLEAN e MODEL POA. A diferença absoluta entre as rodadas são mostradas na seção inferior onde (e) e (f) são respectivamente (MODEL CA – MODEL CLEAN) e (MODEL CA – MODEL POA).....	118
Figura 4.5- Distribuição regional média mensal de CA (cm ⁻³) sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) para as rodadas MODEL CA (a,b,c) e MODEL POA (d,e,f).....	119
Figura 4.6- Série temporal diária da precipitação total acumulada para as regiões verde, vermelha e cinza mostradas respectivamente em (a), (b) e (c).....	120

Figura 4.7- Precipitação total diária acumulada (mm) sobre o Brasil durante a passagem da frente fria nos dias 18 (a,f), 19 (b,g), 20 (c,h), 21 (d,i) e 22 (e,j) de setembro de 2012 obtidos via satélite TRMM (a,b,c,d,e) e JULES-CATT-BRAMS rodada CA (f,g,h,i,j).....	122
Figura 4.8- Valores de POA 550 nm sobre o Brasil durante a passagem da frente fria nos dias 18 (a,f), 19 (b,g), 20 (c,h), 21 (d,i) e 22 (e,j) de setembro de 2012 obtidos via satélite TRMM (a,b,c,d,e) e JULES-CATT-BRAMS rodada CA (f,g,h,i,j).....	122
Figura 4.9- Mesmo que a figura 4.4, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.....	124
Figura 4.10- Mesmo que a figura 4.6, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.....	125
Figura 4.11- Distribuição regional média de CA (cm ⁻³) para a região da Amazônia durante o período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012 para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA ...	127
Figura 4.12- Valores médios da razão de q_{ice} (g/kg) na região Amazônica, obtidos com a parametrização de DeMott para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA e similarmente para a parametrização de Meyers em (d), (e) e (f).....	128
Figura 4.13- Gráficos de regressão linear entre as razões de q_{ice} (g/kg) de DeMott e Meyers, Valores médios da razão de mistura de gelo (g/kg) na região Amazônica, obtidos com as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA.....	128
Figura 4.14- Valores de precipitação acumulada total (mm) para a região Amazônica no período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012 para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA.....	129

- Figura 4.15- Séries temporais de precipitação acumulada total (mm/dia) para a região Amazônica (mesma das figuras 4.11 e 4.12) calculadas para (a) chuva resolvida, (b) chuva convectiva e (c) chuva total, obtidas com as rodadas NG Clean, NG CA, NG 4xCA e NG 16xCA com a parametrização de DeMott..... 131
- Figura 4.16- (a) Perfil vertical médio de CA (cm^{-3}) ao redor de Porto Velho para cada voo analisado e os seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS. A linha verde representa o valor de 100 cm^{-3} usada na simulação MODEL CLEAN. (b) Média dos perfis verticais exibidos em (a). As áreas sombreadas representam o desvio padrão obtido devido em (a) variabilidade obtida no dia dos voos e em (b) a variabilidade resultante de todos os voos..... 133
- Figura 4.17- (a) Histogramas de frequências dos valores de CA obtidos ao redor de Porto Velho para todos os voos analisados e seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS para diferentes camadas de altitude. (b) Histograma de frequência acumulada para os valores de CA entre 1000 e 4000 cm^{-3} , onde a linha tracejada representa o limiar de corte dos dados do SAMBBA, ou seja, acima do limiar foram assumidos que os CA eram de plumas..... 135
- Figura 4.18- (a) Perfil vertical médio de monóxido de carbono ou CO (ppb) ao redor de Porto Velho para cada voo analisado e os seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS. A linha verde representa o valor de 100 ppb associado aos casos de atmosfera limpa. (b) Média dos perfis verticais exibidos em (a). As áreas sombreadas representam o desvio padrão obtido devido em (a) variabilidade obtida no dia dos voos e em (b) a variabilidade resultante de todos os voos..... 137

Figura 4.19- (a) Histogramas de frequências dos valores de CO obtidos ao redor de Porto Velho para todos os voos analisados e seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS para diferentes camadas de altitude. (b) Histograma de frequência acumulada para os valores de CO entre 200 e 1200 ppb, onde a linha tracejada representa o limiar de corte dos dados do SAMBBA, ou seja, acima do limiar foram assumidos que os CO eram de plumas. 138

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 1.1 - Principais espécies de aerossóis presentes na troposfera juntamente com algumas características chave. Alguns tipos de aerossóis orgânicos são tratados separadamente. Os tamanhos são representados por Aitken (A), acumulação (Ac) e grossa (G). Os tipos são representados por aerossóis primários (P), secundários (S), recentes (R) e envelhecidos (E). HULIS vem da expressão em inglês “humic-like substances”	9
Tabela 1.2 - Valores de fatores de emissão recomendados para cada espécie para o bioma de floresta e suas emissões médias anuais para a Amazônia (assumindo-se 240 Tg de biomassa queimada) e Global (assumindo-se 1330 Tg de biomassa queimada).....	22
Tabela 2.1 - Parâmetros empíricos referentes à equação 2.28 que foram determinados para várias localidades.	45
Tabela 3.1 - Variáveis e suas características em termos de resolução, período temporal e unidades obtidas com o GIOVANNI	84
Tabela 3.2 - Localização geográfica dos sítios da AERONET e qualidade dos dados usados neste trabalho.	87
Tabela 3.3 - Características do voos do SAMBBA escolhidos para esta tese. PVH e RBR significam respectivamente Porto Velho e Rio Branco	91
Tabela 3.4 - Valores utilizados para o cálculo da expressão (2.8). Os valores foram obtidos do modelo de aerossol para a América do Sul obtido do trabalho de Rosário (2011) e que foi implementado no modelo JULES-CATT-BRAMS. O sítio utilizado aqui como representativo das condições da Amazônia foi o de Abracos Hill.....	93

Tabela 3.5 - Descrição dos tipos de emissões e seus inventários associados do pré-processador de emissões PREP-CHEM-SRC.....	97
Tabela 3.6 - Parâmetros referentes aos dados 3BEM com relação à sua resolução, cobertura, dados de entrada e referências..	100
Tabela 3.7 - Descrição resumida das rodadas realizadas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, as diferentes metodologias para a estimativa do campo de NCN.....	109
Tabela 3.8 - Descrição resumida das rodadas realizadas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS para as análises das parametrizações de NGs (comparação equações 3.17 e 3.19). As concentrações de CA se referem à média obtida pelo modelo durante os 3 meses na Amazônia (Agosto-Outubro).....	112
Tabela 4.1 - Valores médios da precipitação acumulada durante 3 meses dentro das regiões verde, vermelho e cinza. O desvio padrão representa a variabilidade dos valores observados em cada região. Também é mostrado o cálculo das diferenças observadas entre os dados TRMM e as rodadas com o modelo.....	120
Tabela 4.2 - Mesmo que a tabela 4.1, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.....	125
Tabela 4.3 - Valores médios de precipitação resolvida (PR), e razões de mistura para o gelo q_{ice} e água líquida q_{liq} obtidas com as rodadas da tabela 3.6. Os sufixos D e M se referem às rodadas com uso da parametrização de DeMott e Meyers respectivamente..	131

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ROC	Radiação de Onda Curta
ROL	Radiação de Onda Longa
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
CA	Concentração de aerossol
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
PRODES	Projeto de Monitoramento do Desflorestamento da Amazônia Legal
JULES	Joint UK Land Environment Simulator
CCATT	Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport
BRAMS	Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
POA, PO _{AER}	Profundidade Óptica do Aerossol
PO _{atm}	Profundidade Óptica da Atmosfera
PO	Profundidade Óptica
AERONET	Aerosol Robotic Network
NASA	National Aeronautics and Space Administration
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
NASDA	National Space Development Agency
PR	Precipitação resolvida
TMI	TRMM Microwave Imager
LIS	Lightning Imaging System
VIRS	Visible Infrared Scanner
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
TMA	The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing Systems
SSMI	Special Sensor Microwave Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager/Sounder
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
TCI	TRMM Combined Instrument

GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i> rain gauge data
ESE	Earth Science Enterprises
EOS	Earth Observing System
MODIS	Moderate Resolution Spectroradiometer
GIOVANNI	Goddard Online Interactive Visualization And aNalysis Infrasctruture
IFOV	Instrument Field of View
CARMA	Community Aerosol & Radiation Model for Atmospheres
3BEM	Brazilian Biomass Burning Emission Model
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
AVHRR	Advanced very-high-resolution radiometer
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
LES	Large Eddy Simulation
PE	Eficiência de Precipitação
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ITCZ	Zona de Convergência Intertropical
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index

LISTA DE SÍMBOLOS

m	Índice de refração complexo
m_r	Índice de refração real
m_i	Índice de refração imaginário
X	Parâmetro de tamanho
r	Raio da partícula
D	Diâmetro da partícula
D_{eg}	Dispersão do espectro de gotas
λ	Comprimento de onda
L	Radiância
F	Irradiância
P	Função de Fase
Q	Ângulo de Espalhamento
Q_{ext}	Eficiência de extinção
Q_{scat}	Eficiência de espalhamento
σ_{scat}	Seção eficaz de espalhamento
σ_{abs}	Seção eficaz de absorção
σ_{ext}	Seção eficaz de extinção
σ_{geo}	Seção de área geométrica
k_{ext}	Coefficiente linear de extinção
km_{ext}	Coefficiente linear de extinção mássico
ω	Albedo simples
X_l	L-ésimo coeficiente da expansão de Legendre
g	Parâmetro de assimetria
P_{HG}	Função de Henyey-Greenstein
S	supersaturação
f_s	Fração de aerossóis ativados numa supersaturação s
e_r	Pressão de vapor de equilíbrio da gota de soluto de raio r
e_{sw}	Pressão de vapor de saturação numa superfície plana de água
e_{si}	Pressão de vapor de saturação sobre o gelo

k	Higroscopicidade efetiva total
q_i	Razão de mistura da categoria de água i
q_T	Razão de mistura da quantidade total de água
q_L	Razão de mistura de água líquida
q_v	Razão de mistura de vapor
q_c	Razão de mistura de água de nuvem
q_r	Razão de mistura de água de chuva
q_{ice}	Razão de mistura da categoria de água gelo
$N(D)$	Distribuição de tamanho de gotas com diâmetro D
ρ_λ	Refletância
M^η	Massa emitida pela espécie η
α_{veg}	Densidade de biomassa acima do solo
β_{veg}	Fator de combustão
EF	Fator de emissão
A_{fogo}	Área queimada do foco
PE	Eficiência de precipitação
M_v	Volume total de água condensada na nuvem
R_v	Volume total de água de chuva acumulada sobre a superfície
N_d	Concentração de gotas

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Sistema climático	1
1.2. Ciclo hidrológico	5
1.3. Aerossóis na atmosfera.....	6
1.4. Aerossóis radiação e nuvens	10
1.5. Aerossóis de queimadas na Amazônia	14
1.6. Objetivos do trabalho.....	23
2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	25
2.1. Interação aerossóis e radiação	25
2.1.1. Grandezas ópticas associadas aos aerossóis.....	25
2.1.1.1. Índice de refração complexo	25
2.1.1.2. Seção eficaz e eficiência de extinção.....	27
2.2.1.3. Coeficiente linear de extinção	28
2.2.1.4. Albedo simples	29
2.2.1.5. Profundidade óptica de extinção.....	30
2.2.1.6. Função de fase e parâmetro de assimetria.....	31
2.1.2. Teoria do espalhamento Mie	34
2.2. Interação aerossóis e nuvens	38
2.2.1. Núcleos de condensação de nuvens (NCNs).....	38
2.2.2. Curva de Köhler	40
2.2.3. Espectro de NCNs.....	43
2.2.4. Tamanho e composição na ativação dos NCNs.....	45

2.2.5. Higroscopicidade	47
2.2.6. NCNs de queimadas	50
2.2.7. O Papel dos núcleos de gelo (NGs)	51
2.3. Aspectos relacionados com à modelagem	55
2.3.1. Parametrização convectiva	55
2.3.2. Microfísica nos modelos	59
2.3.2.1. Introdução	59
2.3.2.2. Modelos explícitos	62
2.3.2.3. Modelos “bulk”	64
2.3.2.4. Esquemas de 1 ou mais momentos	65
2.3.3. Parametrizações de autoconversão	67
2.3.3.1. Introdução	67
2.3.3.1. Parametrização de Berry	69
2.3.3.2. Parametrização de Manton-Cotton	70
2.3.3.3. Parametrização de Beheng	71
2.3.3.4. Parametrização de Khairoutdinov e Kogan	71
2.3.3.5. Parametrização de Liu e Daum	71
3 MATERIAIS E MÉTODOS	73
3.1. Dados de satélite	73
3.1.1. Dados de precipitação TRMM	73
3.1.2. Dados de profundidade óptica MODIS	77
3.1.3. Ferramenta de dados NASA GIOVANNI	83
3.2. Dados da AERONET	84
3.3. Dados de campo SAMBBA	88

3.4. Modelo JULES-CCATT-BRAMS	94
3.4.1. Introdução	94
3.4.2. Emissões de queimadas com o modelo 3BEM	98
3.4.3. Ativação dos aerossóis em NCN e NG.....	101
3.4.3.1. Parametrização convectiva	102
3.4.3.2. Microfísica.....	105
3.5. Configuração dos experimentos	108
4 RESULTADOS	113
4.1. Estação Seca	113
4.2. Estudo de Caso	121
4.3. Parametrização NGs	126
4.4. Comparação SAMBBA	132
5 CONCLUSÕES	141
6 PERSPECTIVAS DE TRABALHOS FUTUROS	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	147

1 INTRODUÇÃO

Apresentamos a seguir uma descrição do “palco” onde os principais atores responsáveis pelas mudanças climáticas atuam. Inicialmente, o sistema climático terrestre é descrito com ênfase nas mudanças em seu balanço de energia. A seguir, uma descrição do ciclo hidrológico enfatiza sua ligação, via precipitação, com as partículas de aerossóis atmosféricos, o principal “ator” nesta tese. Ainda, apresentamos os aerossóis atmosféricos em detalhes, e posteriormente enfocando nos seus efeitos diretos e indiretos no sistema climático. Finalmente, discutimos os aerossóis sob o contexto da Amazônia, particularmente dos aerossóis gerados pelas queimadas, uma vez que a modelagem numérica de seus efeitos climáticos é o principal assunto desta tese.

1.1. Sistema climático

O sistema climático terrestre é interpretado como um conjunto de cinco grandes componentes: atmosfera, hidrosfera, biosfera, criosfera e superfície terrestre. Todos esses componentes interagem entre si principalmente através de trocas de energia e umidade, o que o torna um sistema de comportamento complexo (figura 1.1). Em termos gerais, o clima pode ser definido como uma descrição do comportamento deste sistema num longo período de tempo (tipicamente de 30 anos segundo a Organização Meteorológica Mundial). Esse comportamento é obtido através da análise das várias variáveis que caracterizam o sistema em função de sua média e variabilidade (HOUGHTON et al., 2001). Como exemplo, podemos citar a temperatura, a umidade do ar e a quantidade de radiação solar que atinge a superfície terrestre. Mudanças no comportamento de tais variáveis, e, conseqüentemente, do sistema climático, podem ser induzidas tanto por processos naturais quanto antrópicos.

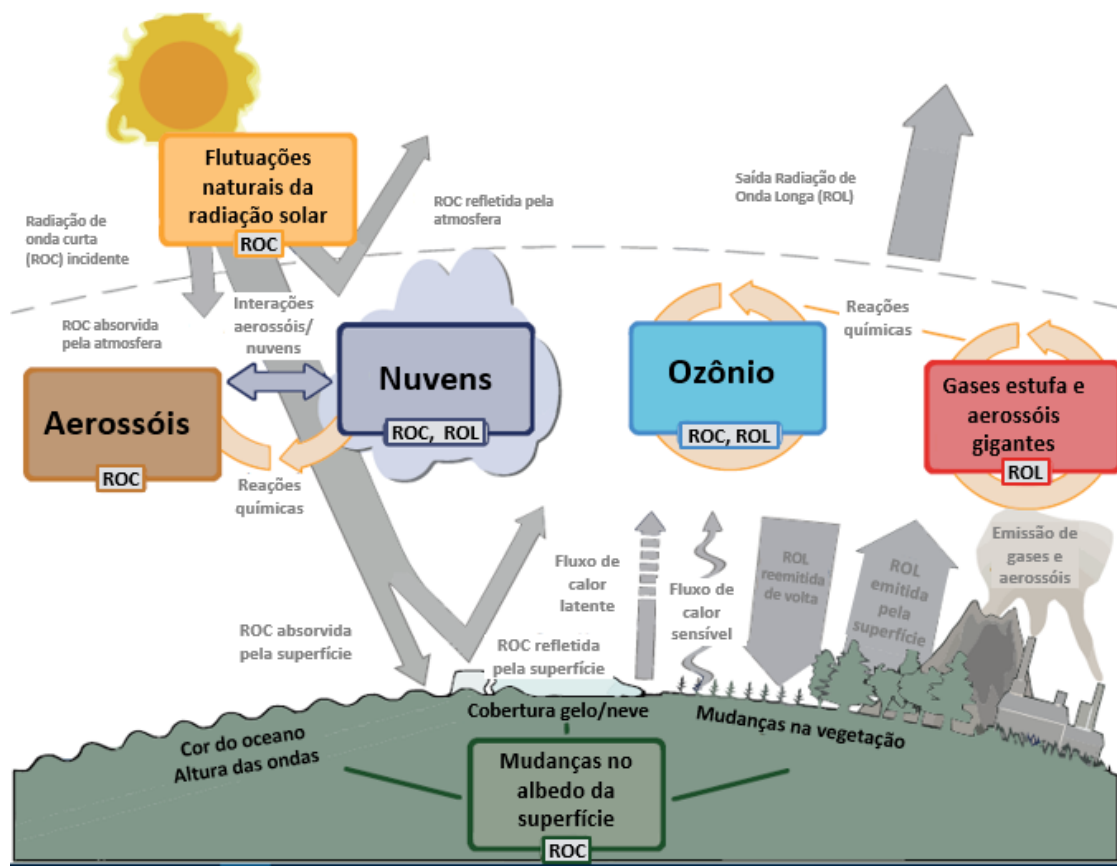


Figura 1.1– Principais processos responsáveis pela mudança climática modulando o balanço radiativo das radiações de onda curta (ROC) e de radiações de onda longa (ROL). Em termos quantitativos, os fluxos de energia de ROC e ROL podem ser visto na figura 1.2.
 Fonte: Adaptada de Cubasch et al. (2013)

A radiação proveniente do Sol é a principal fonte de energia dos processos químicos, biológicos e físicos que ocorrem no sistema climático. Dessa forma, o balanço radiativo do sistema Terra-atmosfera é um dos principais aspectos que devem ser entendidos no contexto das mudanças do clima (LIU, 2002). A figura 1.1 ilustra os principais atores responsáveis por tais mudanças afetando o balanço de onda curta (ROC) incidente e o de onda longa (ROL) que deixa o sistema. Flutuações naturais da radiação solar incidente, que podem ser causadas pelo ciclo das manchas solares, podem influenciar o balanço de energia. Atividades humanas provocam mudanças nas emissões de gases e de aerossóis para a atmosfera que, pelo fato de estarem envolvidos em

complexas reações químicas na atmosfera, podem modificar sua composição como, por exemplo, as concentrações de ozônio. Gases e aerossóis são capazes de absorver, espalhar e refletir ROC (extinção da radiação), novamente afetando o balanço. Aerossóis também podem atuar como núcleos de condensação de nuvens (NCNs), ou de gelo (NG), modificando as propriedades das nuvens e afetando a precipitação. Como as próprias nuvens interagem fortemente com ROC e ROL, mudanças também são esperadas no balanço radiativo. Mudanças nas concentrações dos gases estufa, como o dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), ozônio (O_3) e clorofluorcarbonos (CFCs), modificam a quantidade de ROL que deixa o sistema, absorvendo parte desta e reemitindo de volta para a superfície. Finalmente, mudanças no albedo da superfície terrestre, devido à substituição de sua cobertura, afetam a quantidade ROC que é absorvida e ou refletida (CUBASCH et al., 2013). Estes inúmeros atores e suas interações reforçam por si só a complexidade em se prever o comportamento do sistema climático terrestre.

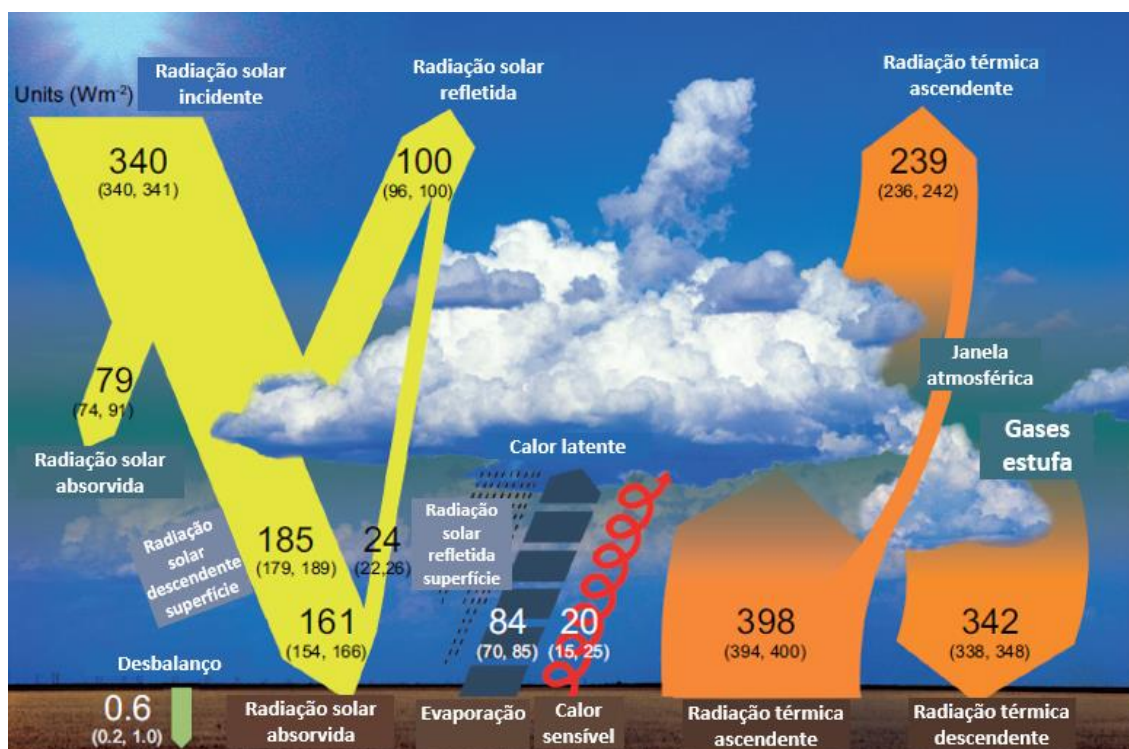


Figura 1.2 - Imagem ilustrativa do balanço energético médio anual terrestre. Do total de 340 Wm⁻² de radiação solar incidente, 100 Wm⁻² são refletidos de volta ao espaço. A superfície terrestre reflete 24 Wm⁻², enquanto nuvens, aerossóis e atmosfera refletem 66 Wm⁻². São absorvidos 79 Wm⁻² pela atmosfera e 161 Wm⁻² pela superfície terrestre. A superfície retorna energia para a atmosfera em forma de calor sensível (20 Wm⁻²), calor latente (84 Wm⁻²) e radiação de onda longa (398 Wm⁻²), totalizando 502 Wm⁻². Devido principalmente aos gases do efeito estufa, 342 Wm⁻² retornam para a superfície por reemissão de radiação pela atmosfera, o que juntamente com os 161 Wm⁻² absorvidos de radiação solar, totalizam 503 Wm⁻² absorvidos. Este desbalanço de aproximadamente 1 W m⁻² é o responsável pelo aumento da temperatura no sistema climático.
 Fonte: Adaptada de Hartmann et al. (2013)

Para que não haja mudanças no clima induzidas por mudanças no balanço de radiação, deve haver um equilíbrio entre a radiação recebida e emitida pelo sistema climático. Quando este equilíbrio não é atingido, significa que alguma perturbação foi imposta ao sistema. São as mudanças associadas ao comportamento dos atores discutidas anteriormente. Estas perturbações são normalmente expressas pela grandeza forçante radiativa. Uma forçante radiativa positiva indica que existe mais energia radiativa no sistema causando um aumento da sua temperatura, enquanto uma forçante negativa indica que

existe menos energia radiativa no sistema com conseqüente esfriamento do sistema. De acordo com a figura 1.2, atualmente é estimado uma força na superfície entre 0,2 e 1,0 W m⁻². Através de simulações em modelos atmosféricos é possível estimar a força radiativa devido às diferentes perturbações no sistema climático.

1.2. Ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico, ou ciclo da água, caracteriza-se pelas trocas de massas de água entre os diversos componentes do sistema terrestre (figura 1.3).



Figura 1.3– Figura esquemática mostrando os principais reservatórios de água participantes do ciclo hidrológico e os principais processos de troca de massa entre eles.

Fonte: Adaptada de U. S. Geological Survey (USGS) <http://water.usgs.gov/edu/watercycle.html> (Acesso em: 15/mar/2016)

A vida na terra é criticamente dependente da ciclagem da água entre os seus principais reservatórios (WALLACE;HOBBS, 2006). Os oceanos são o principal reservatório de água no globo, mantendo aproximadamente 97% de toda a

água. A atmosfera, por outro lado, possui apenas 0,001% da água do planeta e o restante compõe as capas de gelo e de neve, além de toda a água presente abaixo do solo. Sobre os oceanos, a evaporação excede a precipitação, de forma que esta diferença contribui para a precipitação sobre os continentes, onde esta é maior que a evaporação (CHAHINE, 1992).

Como serão mais bem discutido nas seções seguintes, os aerossóis atmosféricos são capazes de interagir com a radiação solar, bem como alterar as propriedades microfísicas das nuvens. Enquanto no primeiro caso, por exemplo, alterações na quantidade de água evaporada ou do derretimento de gelo poderiam gerar mudanças no ciclo hidrológico indiretamente via efeitos no balanço radiativo, no segundo caso haveria uma mudança direta na troca de água entre reservatórios de água, devido aos efeitos sobre a precipitação. Nesta tese, contudo, o foco estará centralizado no estudo numérico da influência dos aerossóis sobre a precipitação.

1.3. Aerossóis na atmosfera

Os aerossóis são definidos como partículas líquidas ou sólidas em suspensão na atmosfera, os quais podem ter diferentes composições químicas e formas, com tamanhos variando de poucos nanômetros a dezenas de micrômetros (SEINFELD;PANDIS, 1998). Os aerossóis possuem diferentes fontes de produção, tais como as fumaças emitidas por queimadas, fábricas e escapamento de automóveis, partículas de sais marinhos emitidas pela agitação dos mares, e poeira originada por ação do vento. Conseqüentemente, são lançadas na atmosfera partículas com características distintas em termos de composição química, tamanho, e geometria. Esse fato, aliado ao pouco tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera (exceto aerossóis estratosféricos), é responsável pela grande variabilidade na distribuição espacial e temporal observada (HAYWOOD;BOUCHER, 2000).

Quando o material particulado possui diâmetro menor que $2,5 \cdot 10^{-6}$ m (μm) é normalmente classificado como de moda fina, enquanto que se for maior, este

pertencerá à moda grossa (figura 1.4). Esta classificação justifica-se pelo fato dos aerossóis das diferentes modas passarem, normalmente, por diferentes processos de produção e remoção, possuírem diferentes composições químicas e diferentes propriedades ópticas (SEINFELD;PANDIS, 1998). Também é comum a divisão da moda fina em dois regimes de tamanho, denominados de núcleos de Aitken e moda de acumulação (figura 1.4). Enquanto os particulados pertencentes aos núcleos de Aitken possuem diâmetros menores que $0,1 \mu\text{m}$, os da moda de acumulação estão no intervalo de $0,1$ a $2,5 \mu\text{m}$. Partículas da moda fina, tipicamente, ocorrem em altas concentrações numéricas, mas devido a seus tamanhos diminutos, respondem apenas por uma pequena fração do total de aerossóis em termos de massa.

As partículas dentro do intervalo de núcleos de Aitken tipicamente são formadas pela condensação de vapores quentes durante processos de combustão, e da nucleação de gases voláteis (SEINFELD;PANDIS, 1998). Já os aerossóis da moda de acumulação, são formados pela coagulação das partículas dos núcleos de Aitken e da condensação de vapores em partículas existentes, fazendo-as crescer para esta moda. Os aerossóis da moda grossa são normalmente associados à ressuspensão de poeira do solo, pólen, fragmentos de vegetação e sal marinho. Como se tratam de partículas maiores, estas possuem menor tempo de permanência na atmosfera e representam a maior fração do total particulado em termos de massa.

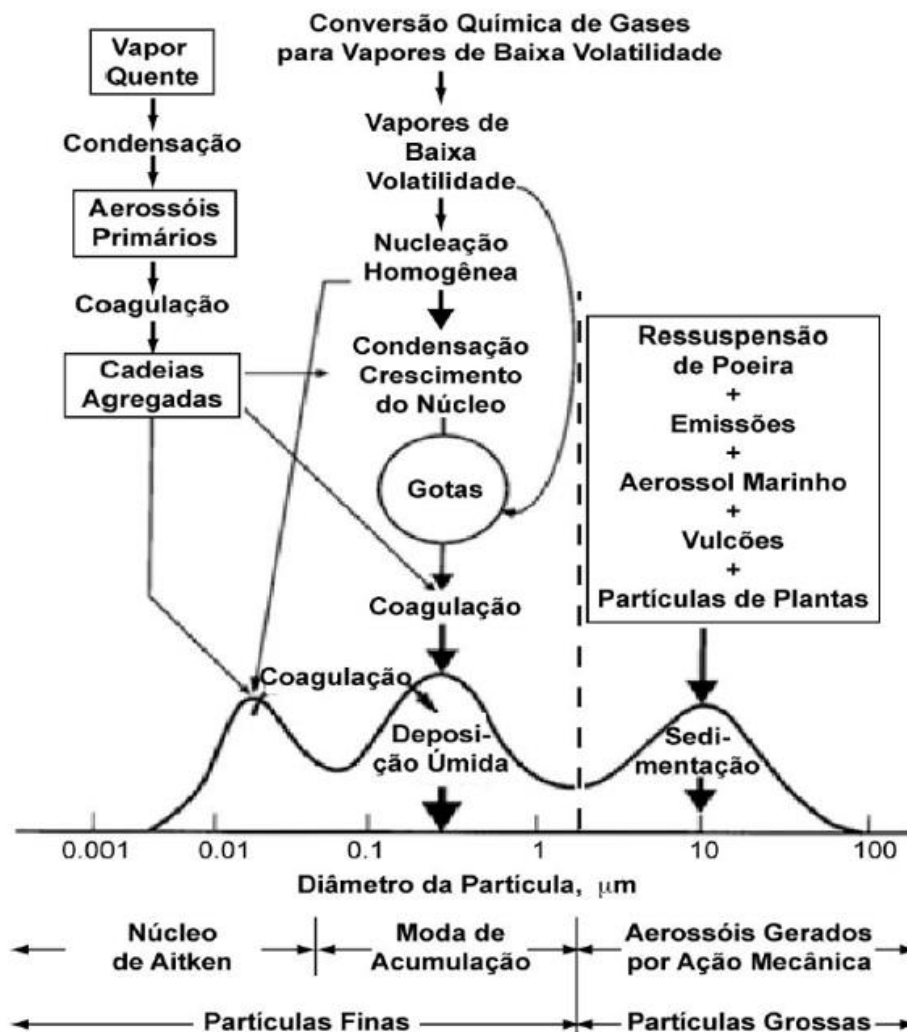


Figura 1.4 – Ilustração esquemática da distribuição de tamanho dos aerossóis, com indicações das principais modas e processos de emissão e remoção.
 Fonte: Adaptada de Seinfeld e Pandis (1998)

Em termos de composição química, os aerossóis atmosféricos são constituídos principalmente por elementos inorgânicos (sulfatos, nitratos, amônia, sal marinho), elementos orgânicos, *black carbon*, (carbono gráfico, geralmente formado por combustão incompleta de combustíveis fósseis e queima de biomassa), elementos minerais (principalmente poeira de deserto) e partículas biológicas (BOUCHER et al., 2013). Na tabela 1.1 estão listados os principais tipos de aerossóis atmosféricos e suas características.

Tabela 1.1 – Principais espécies de aerossóis presentes na troposfera juntamente com algumas características chave. Alguns tipos de aerossóis orgânicos são tratados separadamente. Os tamanhos são representados por Aitken (A), acumulação (Ac) e grossa (G). Os tipos são representados por aerossóis primários (P), secundários (S), recentes (R) e envelhecidos (E). HULIS vem da expressão em inglês *humic-like substances*.

Espécie	Tamanho	Fontes	Sumidouros	Tempo de Vida
Sulfato	P: A, Ac, G S: A, Ac	Emissões marinhas, vulcânicas Oxidação de gases	Deposição úmida e seca	~ 1 semana
Nitrato	Ac, G	Oxidação NO _x	Deposição úmida e seca	~ 1 semana
Black carbon	R,E	Combustão de combustíveis fósseis, biocombustíveis e biomassa	Deposição úmida e seca	~1 semana a 10 dias
Aerossol Orgânico	P: A, Ac S: maioria Ac E: Ac	Combustão de combustíveis fósseis, biocombustíveis e biomassa Ecossistemas continentais e marinhos	Deposição úmida e seca	~ 1 semana
Brown carbon (Orgânico)	R: Ac E: Ac	Combustão de biocombustíveis e biomassa Gases naturais da biosfera (HULIS)	Deposição úmida e seca	~ 1 semana
Biológico (Orgânico)	Maioria G	Ecossistemas terrestres	Sedimentação Deposição úmida e seca	1 dia a 1 semana
Poeira mineral	G com minoría Ac	Erosão do vento, ressuspensão do solo Práticas agrícolas e industriais (cimento)	Sedimentação Deposição úmida e seca	1 dia a 1 semana
Spray marinho	Ac, G	Quebra de bolhas de ar induzidas pelas ondas e vento	Sedimentação Deposição úmida e seca	1 dia a 1 semana
Marinho (Orgânico)	P: A, Ac	Emitido como spray marinho em oceanos ricos de vida biológica	Sedimentação Deposição úmida e seca	~ 1 semana

Fonte: Adaptada de Boucher et al. (2013)

As partículas de aerossóis são capazes de modificar o balanço radiativo da atmosfera, a química da atmosfera, visibilidade e a saúde das pessoas, quando em altas concentrações (ARTAXO et al., 2006). Portanto, há um forte interesse da comunidade científica na quantificação de seus efeitos no sistema climático. Esse maior interesse é potencializado pelo aumento nas emissões antrópicas de material particulado desde os tempos pré-industriais (LOHMANN;FEICHTER, 2004). De particular importância nesta tese estão os aerossóis emitidos por

queima de biomassa e que serão melhor descritos na seção 1.5, sob o contexto da região Amazônica.

1.4. Aerossóis, radiação e nuvens

A modificação do balanço radiativo da atmosfera pelas partículas ocorre através de processos diretos e indiretos, o que gerou a denominação de efeito direto e efeito indireto dos aerossóis. O efeito direto ocorre quando os aerossóis modificam o balanço radiativo através da sua capacidade intrínseca de absorver e espalhar radiação. Embora a quantificação do efeito direto dependa da refletividade da superfície e das propriedades ópticas dos aerossóis (ARTAXO et al., 2006), em geral é associado com o esfriamento da superfície, devido à reflexão da radiação solar para o espaço, e com o aquecimento da atmosfera por causa da absorção pelas partículas (LENOBLE, 1993).

No efeito indireto, o balanço radiativo é alterado através da mudança das características microfísicas das nuvens, com conseqüentes alterações em suas propriedades radiativas. Nuvens se formam na atmosfera quando diferentes processos mecânicos fazem com que o ar ascenda, e com a diminuição da temperatura com a altura, este ar eventualmente irá atingir a sua temperatura de ponto de orvalho tornando-se saturado. Com umidade disponível, o vapor de água se depositará em NCNs ou NGs. NCNs e NGs são partículas higroscópicas que permitem a condensação ou deposição de vapor sobre a sua superfície proporcionando que as nuvens sejam formadas na atmosfera. Acontece que dependendo da quantidade de tais partículas, estas podem alterar as características das nuvens (figura 1.5) gerando o efeito indireto. Além disso, o tempo de vida e eficiência de precipitação das nuvens são alterados (ANDREAE et al., 2004; KOREN, 2004). Conseqüentemente, os aerossóis podem provocar mudanças também no ciclo hidrológico.

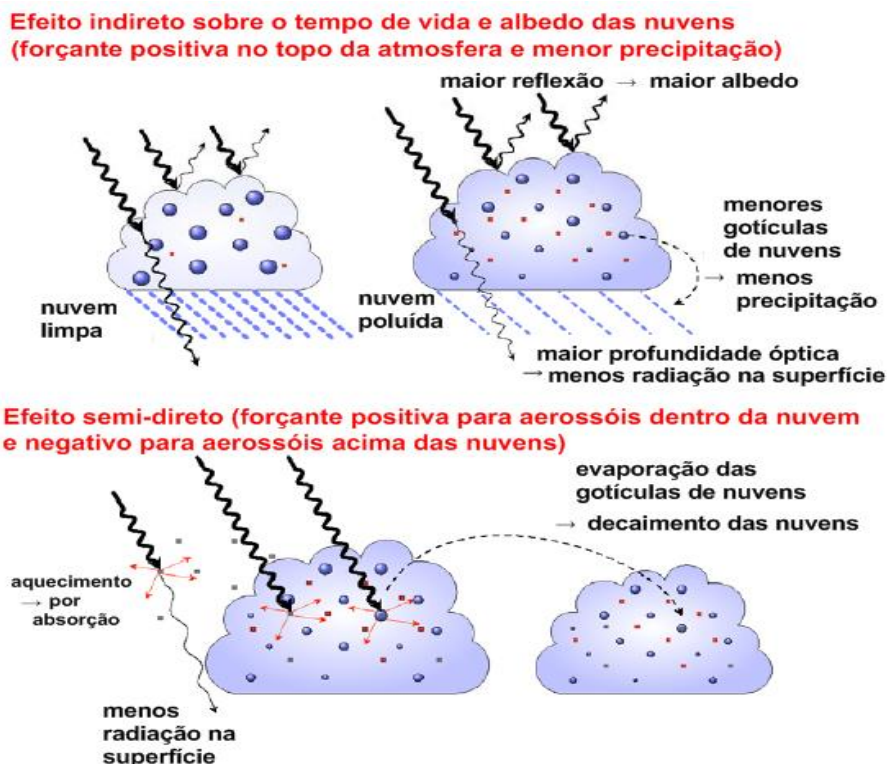


Figura 1.5 – Ilustração esquemática dos efeitos indiretos e semi-direto dos aerossóis. Nuvens limpas (gotículas maiores) refletem menos radiação e tendem a precipitar mais do que as nuvens poluídas (gotículas menores). Com a maior reflexão maior tempo de vida das nuvens poluídas, a quantidade de radiação que chega a superfície é menor. Aerossóis que absorvem radiação e reemitem radiação térmica acima das nuvens provocam a estabilização da atmosfera. Quando estes aerossóis estão dentro da nuvem, promovem a evaporação das gotículas e seu decaimento.
 Fonte: Adaptada de Denman et al. (2007)

O efeito dos aerossóis nas nuvens e na precipitação é, atualmente, um dos maiores desafios da comunidade científica na quantificação de sua influência no clima (KOREN et al., 2008). Estudos sugerem que os aerossóis atuam no sentido de inibir a precipitação, seja pelo fato da adição de maior quantidade de NCNs dificultar o crescimento das gotículas de nuvem que disputam o vapor d'água disponível, seja pelo fato dos aerossóis provocarem um esfriamento da superfície, e assim, menos energia estará disponível para a evaporação e formação das nuvens (RAMANATHAN et al., 2001). Como exemplo, estudo de Koren et al. (2004), utilizando dados de satélite obtidos sobre a região amazônica, mostra que em situações de poluição por queimadas houve uma

redução de 38% na cobertura de nuvens cúmulos associados com efeitos indiretos e semidiretos dos aerossóis. Por outro lado, há relatos de casos em que mais aerossol possa provocar mais precipitação (LEE et al., 2008A; ROSENFELD et al., 2008). Trata-se, por exemplo, do caso esquematizado na figura 1.6, quando em nuvens com desenvolvimento profundo e em condição de poluição, as gotas menores não precipitam antes de atingirem o estado super-resfriado (acima da isoterma de zero grau na figura 1.6), onde se transformam em gelo, devido à presença de NGs, e acabam derretendo durante a queda. A maior liberação de calor latente, devido ao congelamento, ocasiona uma maior instabilidade e a consequente intensificação do processo de convecção. Em termos líquidos, mesmo com o processo de autoconversão mais lento, o que supostamente ocorre na prática é a geração de mais precipitação.

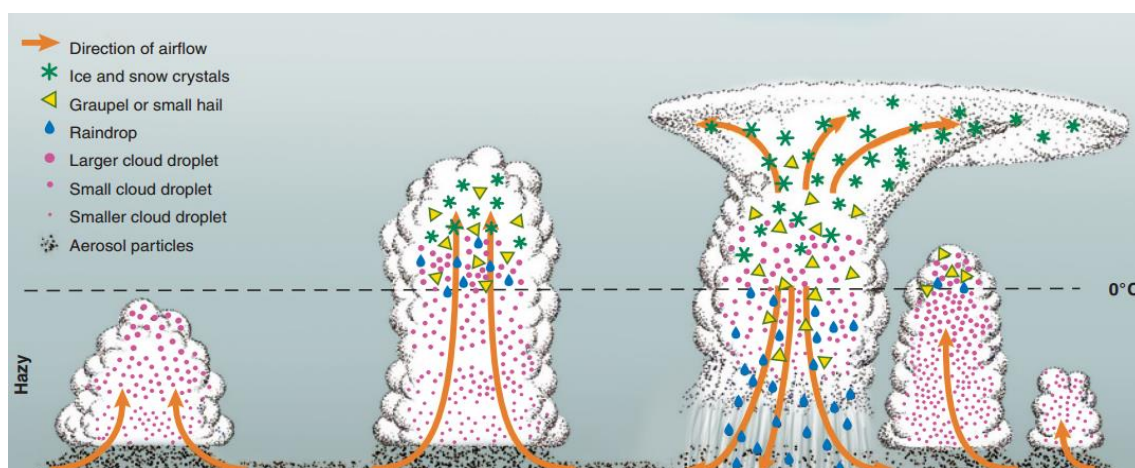


Figura 1.6 – Ilustração esquemática de como a precipitação em uma nuvem pode ser aumentada com a presença de mais aerossóis. Com a menor eficiência na formação de gotículas na fase líquida (atraso na precipitação), a nuvem pode se desenvolver mais profundamente e atingir o estágio de formação de gelo acima da isoterma de zero grau. Com a maior liberação de calor latente, a convecção se intensifica gerando mais precipitação.

Fonte: Adaptada de Rosenfeld et al. (2008)

Nesse contexto de dúvida, uma quantificação mais acurada dos efeitos dos aerossóis, particularmente do efeito indireto sobre as nuvens, devem ser obtidos. Para isso, modelos de circulação atmosférica acoplados com módulos

de química (então chamados *CDCTMs*, do inglês *Coupled Dynamic and Chemistry Transport Models*) vêm sendo usados para o estudo dos poluentes atmosféricos e sua interação com a atmosfera (GRELL et al., 2000; MARI et al., 2000; WANG;PRINN, 2000; ZHANG, 2003; GRELL et al., 2005; ARTETA et al., 2006; FAST et al., 2006; MARÉCAL et al., 2006; BARTH et al., 2007; LONGO et al., 2013). Para que este sistema acoplado realmente funcione, é necessária uma completa descrição de como os NCNs e os NGs são ativados, e conseqüentemente, seus efeitos na precipitação possam ser previstos. Nesta tese, a modelagem da interação aerossol-nuvem via parametrização convectiva e microfísica foi explorada na tentativa de melhorar a representação de NCNs e NGs.

Finalizando a problemática, a figura 1.7 ilustra de maneira quantitativa, em termos de forçante radiativa, a dificuldade dos modelos obterem uma boa representação do efeito total (efeito direto mais efeito indireto) dos aerossóis, de forma que na melhor estimativa, é associada uma faixa de valores variando de -2 a 0 W m^{-2} (BOUCHER et al., 2013). E no contexto de interação aerossóis nuvens, o mesmo texto citado sugere que “*não é claro que mudanças nas interações aerossóis-nuvens mediante mudanças na disponibilidade de NCNs e NGs possam afetar, e possivelmente intensificar, a evolução de sistemas individuais de precipitação*” com estudos observacionais e de modelagem fornecendo resultados ambíguos.

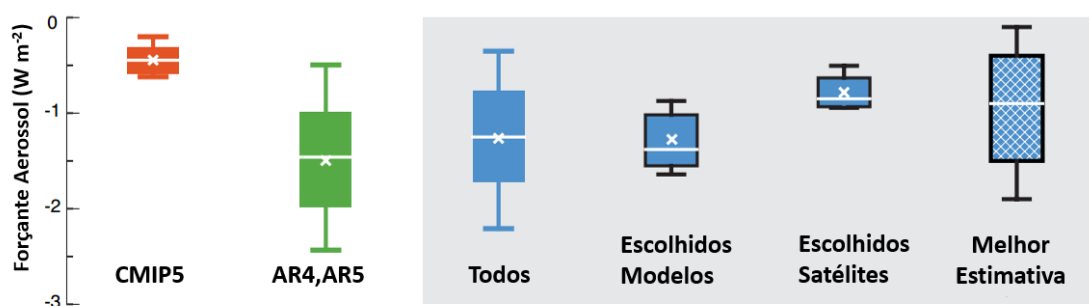


Figura 1.7 – Combinação dos resultados de diferentes estudos exibindo a estimativa da forçante radiativa dos aerossóis, seja por modelos, satélites, ou ambos (Todos) incluindo a melhor estimativa desta (com o subconjunto de alguns estudos escolhidos) segundo o IPCC 2013.
 Fonte: Adaptada de Boucher et al. (2013)

1.5. Aerossóis de queimadas na Amazônia

A região Amazônica possui aproximadamente 5,5 milhões de km² de extensão, ocupando aproximadamente 61% de todo o território brasileiro e abrigando cerca de 40% das florestas do planeta (DE OLIVEIRA ALVES et al., 2015). A Amazônia Legal brasileira abrange os estados do Pará, Amazonas, Maranhão, Goiás, Mato Grosso, Acre, Amapá, Rondônia e Roraima com uma população em torno de vinte milhões de Habitantes, com 60% vivendo em áreas urbanas (Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE, 2004).

Até a década de 1950, as principais áreas de ocupação humana na Amazônia eram basicamente três: as regiões localizadas próximas das áreas costeiras, as regiões próximas dos principais rios navegáveis da região, e o núcleo populacional de Manaus que já estava estabelecido (AGUIAR, 2006). Essa situação começou a se modificar de forma mais drástica durante o período do regime militar, quando a ocupação da região se tornou prioritária e estratégica. A ideia vigente na ocasião era de que a Amazônia deveria ser integrada ao resto da economia nacional e que fosse defendida de eventual intervenção internacional (HECHT;COCKBURN, 1989; NEPSTAD et al., 2006). Durante o período de 1965 a 1985, o governo implantou programas de colonização, construiu estradas, hidroelétricas, e redes de comunicações, além de fornecer subsídios

econômicos para que a região fosse ocupada e participasse da economia nacional. Em virtude desta proposta desenvolvimentista a Amazônia experimentou mudanças de uso da terra em grande escala, principalmente devido aos incentivos para a criação de pastagens para a pecuária e que acabou moldando o chamado arco do desmatamento da Amazônia, onde a maioria dos centros urbanos e estradas estão localizadas (figura 1.8) (BECKER, 2005; BARONA et al., 2010).

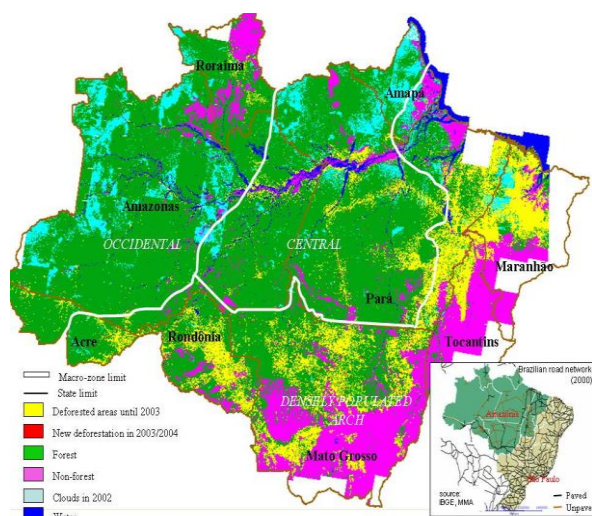


Figura 1.8 – Região do arco do desmatamento amazônico destacado em amarelo.

Fonte: Aguiar (2006) citando Becker (2005).

O resultado é que, desde então, a região Central e Amazônica passou a ter altas taxas de emissão de aerossóis e de gases traço, intensificados durante o período mais seco do ano, por causa das queimadas associadas ao desmatamento. Embora, a ocorrência de queimadas naturais também aconteça, elas são pouco significativas por causa da alta taxa de precipitação na Amazônia durante a maior parte do ano (ARTAXO et al., 2013) e da resistência natural das florestas densas às queimadas, mesmo em períodos de seca, pelo fato destas florestas manterem a alta umidade da região com suas raízes obtendo água em partes profundas do solo (recarga hidráulica) (LEE et al., 2005).

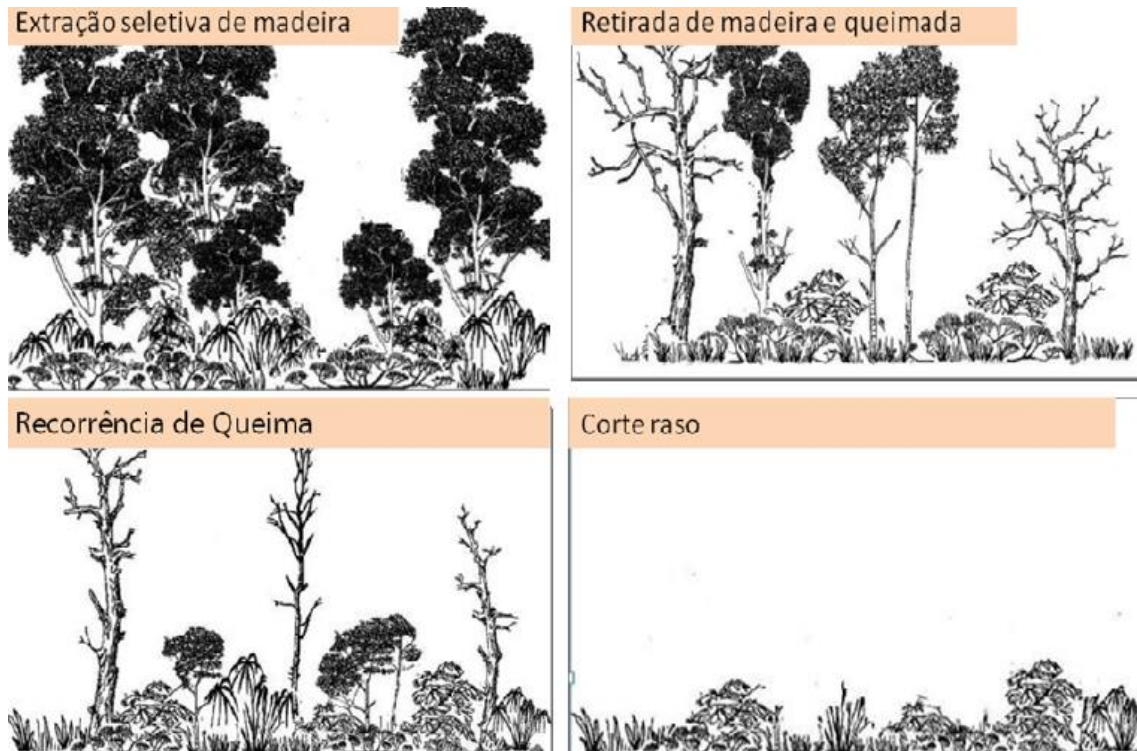
Apesar da intensificação da ocupação da Amazônia em períodos anteriores, nunca se considerou as queimadas como um problema importante na região até início dos anos 1990 (HOUGHTON, 2005). Até este ponto, as queimadas eram vistas apenas como um instrumento para transformar a biomassa da floresta em nutrientes para o solo, manutenção de pastagens e controle de pragas sem maiores consequências. Esta visão começou a mudar na medida em que o INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) começava a apresentar suas primeiras estimativas de forte ocorrência de queimadas na região a partir de seu produto de sensoriamento remoto (SETZER;PEREIRA, 1991) e também com as primeiras grandes campanhas científicas sendo realizadas na região como o ABLE2A (AMAZON BOUNDARY LAYER EXPERIMENT, ANDREAE et al., 1988; HARRISS et al., 1990). Um pouco mais tardiamente, a campanha científica do SCAR-B (Smoke, Clouds and Radiation Brazil, KAUFMAN;HOBBS; et al., 1998) realizada no ano de 1995 numa colaboração entre cientistas brasileiros e estrangeiros, representou um grande salto no número de trabalhos publicados sobre as queimadas e seus efeitos na região, despertando a comunidade científica como um todo para a questão, além de servir de incentivo para campanhas posteriores como o LBA-SMOCC (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia–Smoke, Aerosols, Clouds, Rainfall, and Climate, ANDREAE et al., 2004) em 2002 e o SAMBBA (SOUTH AMERICAN BIOMASS BURNING ANALYSIS, BRITO et al., 2014; PEREIRA et al., 2016) em 2012, cujos alguns de seus dados foram utilizados no desenvolvimento desta tese.

O processo de desmatamento com a queima subsequente da biomassa, em geral, passa por passos pré-determinados (figura 1.9) ((INPE), 2011). Inicialmente é efetuada a extração seletiva da madeira. Primeiramente são retiradas as madeiras mais nobres, seguidas das madeiras para construção civil e, por fim, as madeiras leves para a produção de placas e compensados. Como este processo geralmente é realizado por diferentes empreendimentos, pode-se durar alguns anos. Em seguida, as árvores de menor porte também

são removidas restando aproximadamente 50% do dossel. Com a área já relativamente degradada, ocorre a primeira introdução do capim para a alimentação do gado para a pecuária ou do tratamento do solo para a agricultura. O processo é finalizado com queimadas subsequentes até a finalização de toda a retirada do dossel.

A evolução anual do desmatamento na Amazônia legal pode ser visto na figura 1.10. Uma redução nas taxas de desmatamento é visível a partir de 2005, com uma queda de 70% no período de 2005 a 2013. Em Nepstad et al. (2014) são discutidas várias hipóteses socioeconômicas de causas desta queda, incluindo desde redução na demanda da soja e pecuária, até o aumento de eficiência da pecuária intensiva e intensificação de fiscalização e medidas punitivas pelo governo. Isto aparentemente refletiu no número de detecção de focos de queimadas no estado do Mato Grosso, o qual possui a maior área de pecuária e de soja na região do arco do desmatamento. No período de 1998-2005, houve um total de aproximadamente 47000 focos detectados em contraste com 2006-2013 com o total de 27000; ou seja, uma redução de 42%.

(A)



(B)



Figura 1.9 – Ilustração dos vários passos que geralmente levam ao desmatamento em (A) e em (B) a cicatriz deixada por uma queimada.

Fonte: Adaptada de (A) (INPE) (2011) e (B) Houghton (2005)

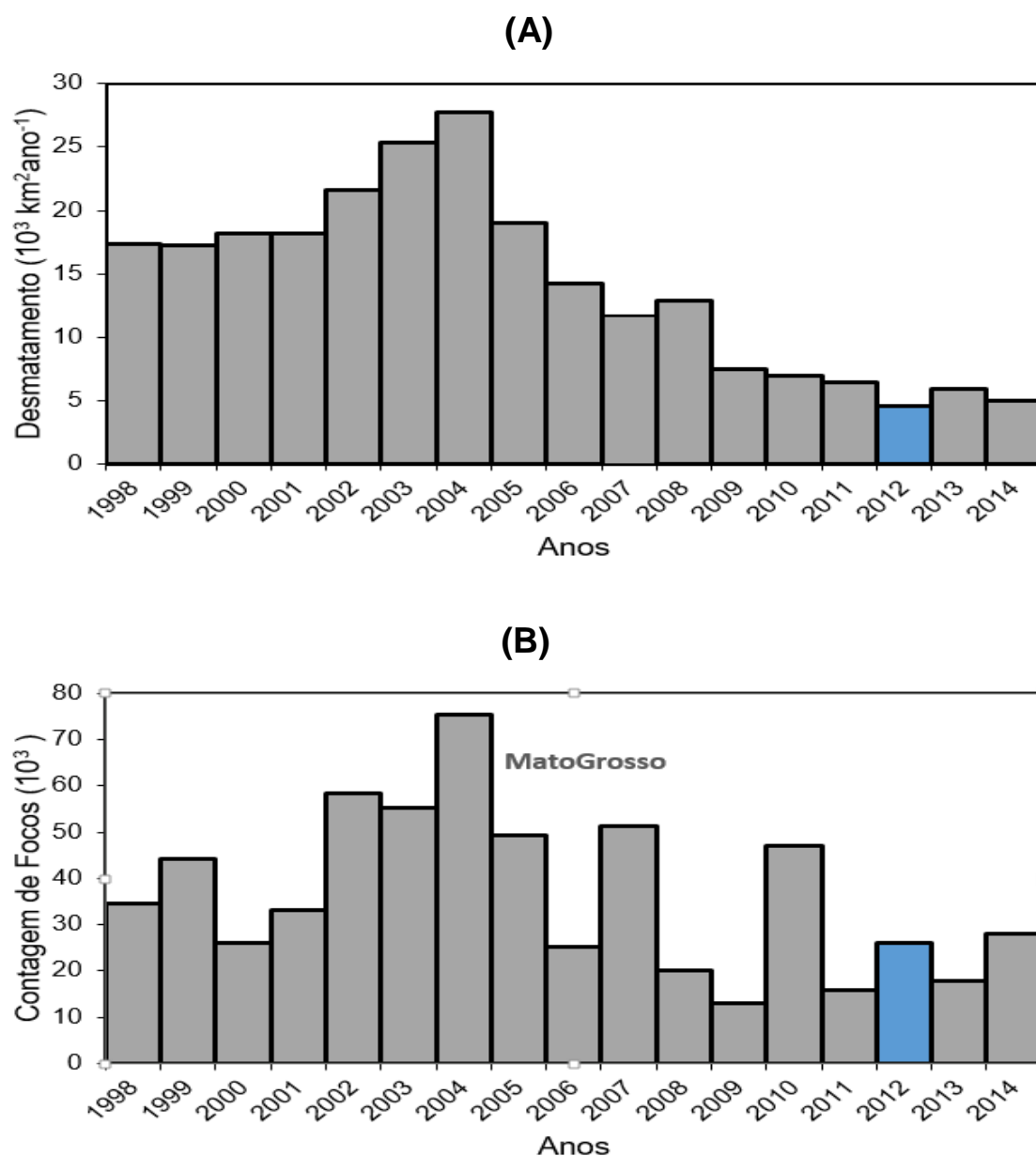


Figura 1.10 – (A) Taxa anual de desflorestamento entre 1988 e 2015 segundo PRODES (Projeto de Monitoramento do Desflorestamento da Amazônia Legal) realizado pelo INPE. (B) Contagem de focos de queimadas no estado do Mato Grosso obtido com o produto de monitoramento de queimadas e incêndios do INPE com o satélite de referência AQUA_M-T. O ano de 2012 em azul representa o ano das simulações com o modelo nesta tese.

Fonte: PRODES - http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2015n.htm
 Queimadas - <http://www.inpe.br/queimadas>

Durante a queima da vegetação ocorre uma combinação de diferentes processos químicos e físicos, com a emissão subsequente de material particulado e gases traço. Seu início e evolução ao longo tempo dependem de várias características que são controladas pelo ambiente em que estão situadas. O clima local é responsável pela quantidade e tipo de vegetação disponível no local, enquanto as condições meteorológicas, tais como a umidade, temperatura, e velocidade de vento controlam a ignição e desenvolvimento do fogo (FREITAS et al., 2005). A queima em si passa por diferentes fases geralmente definidas como de ignição, de chamas (ou, do inglês, *flaming*), de brasas (sem chamas – ou, do inglês, *smouldering*) e extinção (LOBERT;WARNATZ, 1993).

Na fase de ignição ocorre o aparecimento de pequenas áreas com fogo que, apesar da pouca produção de calor, possui papel essencial para o desenvolvimento das fases subsequentes. Sua probabilidade de ocorrência depende de fatores ambientais e meteorológicos e, no caso das queimadas antrópica, humano.

De acordo com Lobert e Warnatz (1993), o estágio de chamas ocorre inicialmente num processo de degradação térmica da vegetação, ocorrendo seu secamento com a liberação de vapor e a produção de substâncias voláteis, como aldeídos e terpenos, via destilação. Com o aumento da temperatura, o estágio seguinte é o de pirólise, com a transformação das espécies químicas mais pesadas em espécies mais leves via quebras moleculares. Este processo se inicia com aproximadamente 400-450 K de temperatura com a decomposição do material vegetal (celulose e outros) em carvão e outras substâncias intermediárias. A 800 K este processo torna-se incandescente (brasa) e, havendo oxigênio suficiente, inicia-se a fase de chamas. Nesta fase, as espécies mais leves são convertidas em simples moléculas emitindo grandes quantidades de óxidos de nitrogênio, hidrocarbonetos e partículas de aerossóis (FREITAS et al., 2005). Devido as maiores temperaturas (que pode

atingir 1800 K), a preferência é que compostos mais oxidados se formem nesta fase, como o CO₂, H₂O, NO, N₂O e SO₂ (ANDREAE;MERLET, 2001).

A fase de brasa se inicia quando todas as substâncias voláteis produzidas durante a fase de pirólise não são mais capazes de manter as chamas e ocorre o processo subsequente de diminuição de temperatura, quando basicamente ocorre a reação gás-sólido entre o carbono presente no carvão localizado na superfície e o oxigênio, formando preferencialmente compostos parcialmente oxidados como o CO (ANDREAE;MERLET, 2001), valendo-se ressaltar que aerossóis também são emitidos nesta fase (FREITAS et al., 2005).

Durante a evolução da queima, a contribuição entre os estágios de chamas e de brasa pode modificar-se em função da umidade presente na biomassa, estrutura da vegetação (grama ou floresta), suprimento de oxigênio e outros fatores (ANDREAE;MERLET, 2001; LANGMANN et al., 2009).

A tabela 1.2 mostra os principais constituintes emitidos durante a queima de biomassa na forma de fatores de emissão. Vale ressaltar que a quantidade de espécies emitidas está na casa das dezenas, e a tabela 1.2 mostra apenas alguns dos mais importantes. Mais detalhes podem ser vistos em Andreae e Merlet (2001) e Longo et al. (2009).

Tabela 1.2 – Valores de fatores de emissão recomendados para cada espécie para o bioma de floresta e suas emissões médias anuais para a Amazônia (assumindo-se 240 Tg de biomassa queimada) e Global (assumindo-se 1330 Tg de biomassa queimada).

Espécie	Fator de Emissão (g kg ⁻¹)	Emissão Anual Média (Tg)	
		Região Amazônica	Global
CO ₂	1601	746	2130
CO	107,8	62,4	143,4
PM ₁₀	18,5	10,06	26,41
PM ₂₅	14,8	8,04	19,68
CH ₄	6,25	3,96	8,32
H ₂	3,8	1,82	5,05
N ₂	3,1	1,49	4,12
NO _x como NO	1,70	0,69	2,25
SO ₂	0,57	0,27	0,76
Total particulado	8,0		
Total particulado carbono	6,6		
Carbono orgânico (OC)	5,2		
Black Carbon (BC)	0,66		

Fonte: Longo et al. (2009) e Andreae e Merlet (2001)

Nas regiões de queimadas na Amazônia, as concentrações de aerossóis podem ser de 15.000 a 30.000 partículas cm⁻³ (YAMASOE, 1999) podendo provocar problemas de saúde, já que boa parte desse material particulado pode atingir os alvéolos pulmonares provocando crises de asma e até aumento de mortalidade (IGNOTTI et al., 2010; ARTAXO et al., 2013). Além disso, esse material particulado pode viajar por milhares de quilômetros estendendo sua influência para regiões distantes dos focos de queima (figuras 1.11 e 1.12) com efeitos em escala regional (FREITAS et al., 2005). Estes fatos por si só, incluindo razões não meteorológicas, são mais do que suficientes para um aprofundado estudo dos aerossóis de queimadas na Amazônia e de suas propriedades.

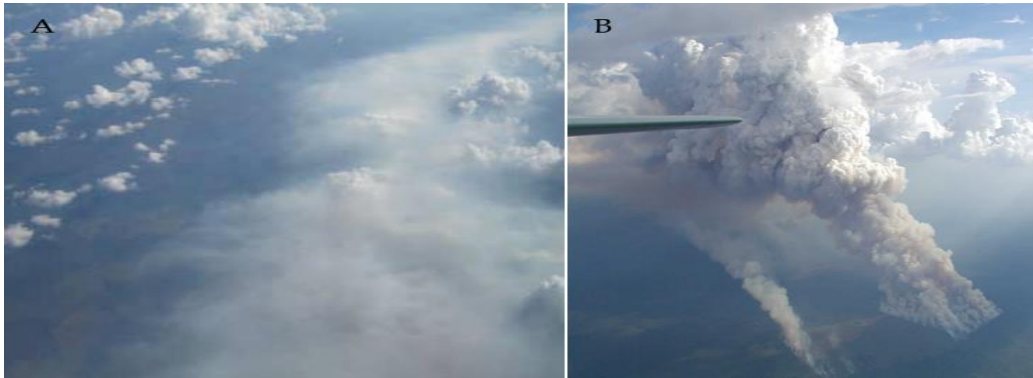


Figura 1.11 - Fotos ilustrando o material particulado emitido pelas queimadas na Amazônia. (A) Massa de particulado mais estabilizada e já distante de seu local de emissão. (B) Particulado recém emitido por intensa queima gerando pirocúmulus com forte desenvolvimento vertical.

Fonte: M. Welling, Max Planck Institute for Chemistry - <https://www.mpg.de/495373/pressRelease20040227> (Acesso em: 15/mar/2016)

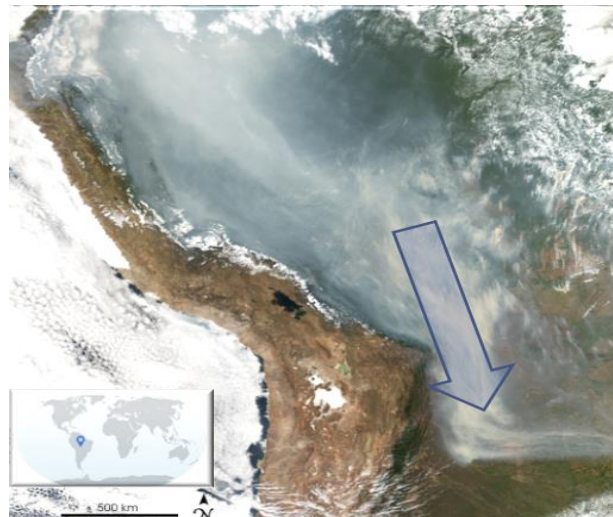


Figura 1.12 - Transporte de longa distância dos aerossóis de queimadas sobre a América do Sul no dia 14/09/2004. A seta indica o sentido do transporte de Norte a Sul.

Fonte: MODIS Rapid Response Team

1.6. Objetivos do trabalho

O plano da tese foi focado na modelagem numérica da atmosfera mediante simulações que foram realizadas com o modelo regional de química e atmosfera JULES-CCATT-BRAMS. O estudo investigou como a mudança de carga de aerossóis emitidos na região Amazônica influencia a precipitação em diferentes regiões do Brasil.

Entre os objetivos específicos desta tese é possível citar:

- 1- Simulações com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, resolução de 30 km no período de agosto a outubro de 2012, com diferentes cargas de emissões de aerossóis de queimadas.
- 2- Mudanças no código do modelo para a inclusão de um campo tridimensional de NCNs que é utilizado ao mesmo tempo em sua parametrização convectiva e na sua microfísica.
- 3- Teste de duas metodologias de geração de NCNs, uma baseada em fórmula empírica com o uso de valores de profundidade óptica do aerossol (POA), e a outra baseada no valor de eficiência de NCN estimada para os aerossóis emitidos na Amazônia (mais detalhes na seção de Materiais e Métodos).
- 4- Análise dos resultados sob dois contextos distintos, um para todo o período de agosto a setembro e o outro para o caso de uma frente fria que entrou no Brasil por volta de 18 de setembro de 2012. Este evento de frente fria foi escolhido por ser o primeiro sistema a se deslocar para próximo da região Amazônica, sinalizando uma mudança do regime seco para o regime de chuvas na região, além de avaliar a remoção dos aerossóis de queimadas pela precipitação associada a esta frente.
- 5- Teste de duas parametrizações para previsão da concentração de NGs. A parametrização de Meyers (MEYERS et al., 1992), já inclusa no modelo, e a implementação e teste da parametrização de DeMott (DEMOTT et al., 2010), cujo atrativo está na sua dependência da concentração de aerossóis, o que em teoria deve gerar melhores resultados.
- 6- Comparação dos dados de concentração de aerossóis CA e de monóxido de carbono CO do modelo com os obtidos durante a campanha do SAMBBA ao redor da região de Porto Velho, com objetivo de avaliar o comportamento do modelo em situações de queima de biomassa focando-se nas análises de perfis verticais.

2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Inicialmente, esta seção descreve de forma sucinta a bagagem teórica utilizada para o tratamento dos aerossóis, tanto no contexto de sua interação com a radiação solar (como, por exemplo, o uso da teoria Mie), quanto de sua interação com as nuvens via NCNs e de NGs. Estas duas vias de interação são responsáveis pelos efeitos diretos e indiretos discutidos na seção de introdução. A seção é finalizada com a discussão dos principais aspectos teóricos relacionados com a modelagem numérica e que frequentemente foi citado neste trabalho, como o papel da parametrização convectiva e a microfísica nos modelos.

2.1. Interação aerossóis e radiação

A interação dos aerossóis com a radiação gera fenômenos físicos responsáveis pela extinção da radiação solar. Esta é normalmente descrita pela teoria Mie, onde por questão de simplicidade, as partículas de aerossóis são consideradas de forma esférica. Logo esta seção possui a função de explicar sucintamente a teoria do espalhamento Mie. Por didatismo, inicialmente esta seção descreve as principais grandezas ópticas associadas aos aerossóis e que são utilizadas para a descrição de suas propriedades ópticas, como o albedo simples e principalmente a profundidade óptica de extinção (POA), muito citada nesta tese, finalizando com a descrição per si da teoria Mie.

2.1.1. Grandezas ópticas intrínsecas e extrínsecas relacionadas aos aerossóis

2.1.1.1. Índice de refração complexo

O índice de refração complexo é composto de uma parte real e de uma parte imaginária. A parte real é responsável pelas propriedades de não absorção das partículas, como o espalhamento. É definida pela razão entre a velocidade da luz no vácuo (c) e a velocidade da luz passando pelas partículas. A parte

imaginária é resultado das propriedades de absorção das partículas. Este índice pode ser escrito por:

$$m = m_r + im_i \quad (2.1)$$

O valor de m possui dependência espectral e também depende da composição química da partícula. A figura 2.1 mostra valores típicos do índice de refração encontrados em diversas localidades sobre a América do Sul.

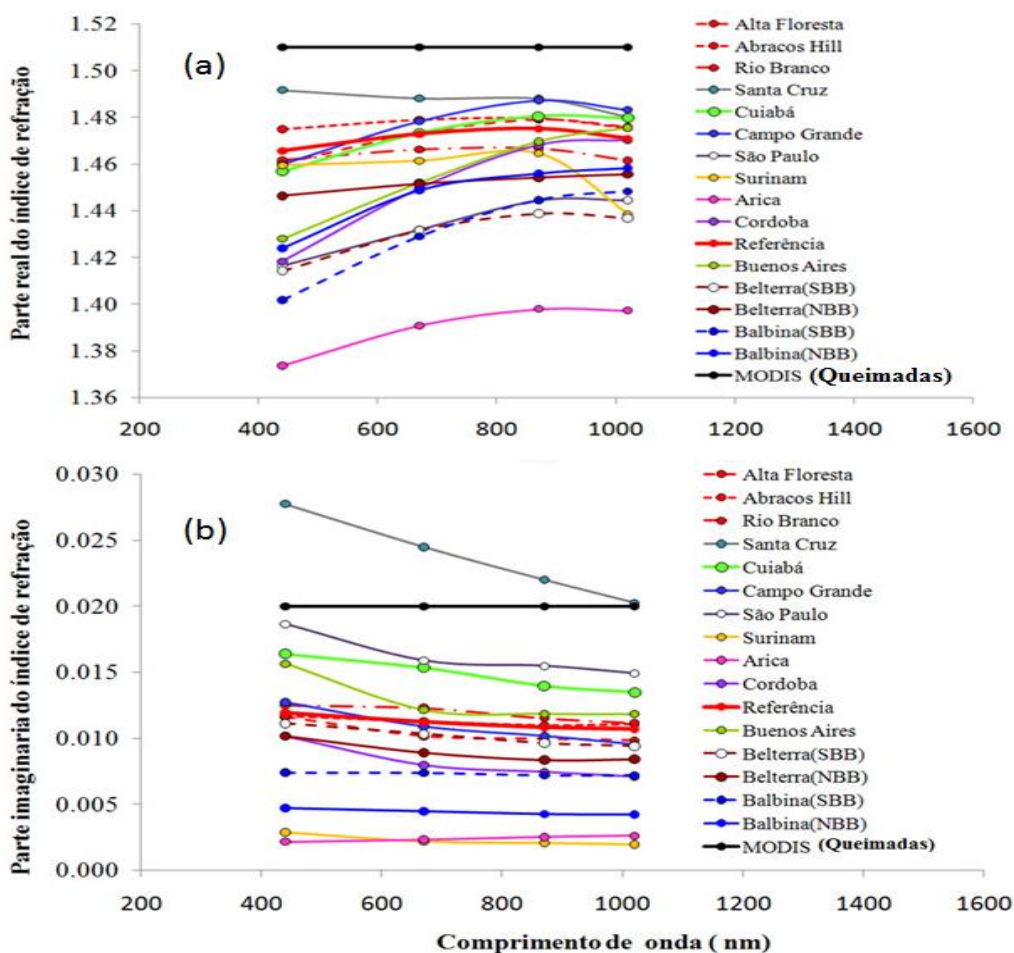


Figura 2.1 – Valores de (a) parte real e (b) parte imaginária do índice de refração complexo em função do comprimento de onda obtidas da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia, mas também em outras cidades da América do Sul. MODIS representa os valores usados pelo seu algoritmo para representação dos aerossóis de queimadas.

Fonte: Rosário (2011)

2.1.1.2. Seção eficaz e eficiência de extinção

Considere certa quantidade de irradiância F_λ incidindo sobre uma única partícula presente num meio qualquer. A partícula poderá interagir com a irradiância incidente espalhando ou absorvendo radiação. A quantidade de energia espalhada por unidade de tempo (U_{scat}) pela partícula é proporcional à irradiância incidente e temos:

$$\sigma_{\lambda,scat} = U_{\lambda,scat}/F_\lambda \quad (2.2)$$

onde $\sigma_{\lambda,scat}$ é a seção eficaz de espalhamento da partícula e possui dimensão de área (m^2). Analogamente podemos escrever para a absorção:

$$\sigma_{\lambda,abs} = U_{\lambda,abs}/F_\lambda \quad (2.3)$$

onde $\sigma_{\lambda,abs}$ é a seção eficaz de absorção também com dimensão de área (m^2). Somando as duas relações acima, temos o efeito combinado da absorção e espalhamento e podemos escrever:

$$\sigma_{\lambda,ext} = \sigma_{\lambda,scat} + \sigma_{\lambda,abs} \quad (2.4)$$

onde $\sigma_{\lambda,ext}$ é a seção eficaz de extinção. É comum a interpretação de $\sigma_{\lambda,ext}$ como a área efetiva da partícula, no sentido de que seria a área da partícula que efetivamente interagiria com a radiação incidente (SEINFELD;PANDIS, 1998). Esta área pode ser totalmente diferente da seção de área geométrica da partícula $\sigma_{\lambda,geo}$ que intercepta a radiação incidente. A razão entre a seção eficaz de extinção e a seção geométrica da partícula, denomina-se eficiência de extinção $Q_{\lambda,ext}$ (adimensional) e temos:

$$Q_{\lambda,ext} = \frac{\sigma_{\lambda,ext}}{\sigma_{geo}} = \frac{\sigma_{\lambda,scat} + \sigma_{\lambda,abs}}{\sigma_{geo}} \Rightarrow Q_{\lambda,ext} = Q_{\lambda,scat} + Q_{\lambda,abs} \quad (2.5)$$

onde $Q_{\lambda,scat}$ e $Q_{\lambda,abs}$ são respectivamente as eficiências de espalhamento e de absorção. Caso a partícula seja esférica temos:

$$\sigma_{\text{geo}} = \pi a^2 \quad (2.6)$$

onde a é o raio da partícula. A figura 2.2 exibe os valores típicos de $Q_{\lambda, \text{ext}}$ encontrados em sites localizados na região Amazônica em função do comprimento de onda.

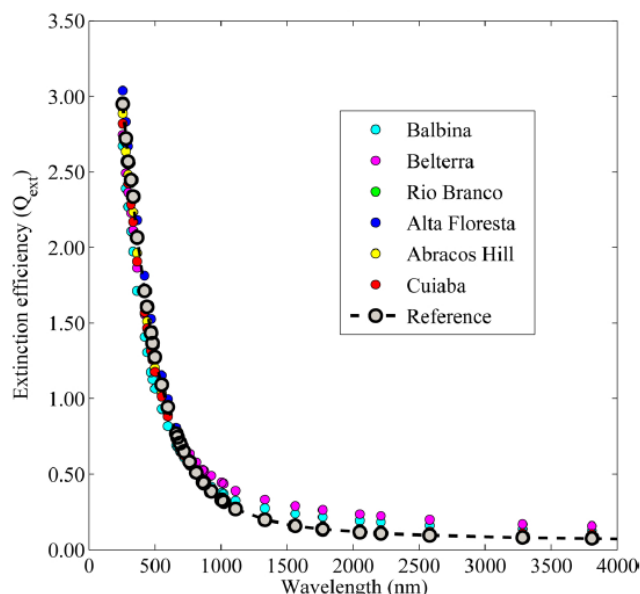


Figura 2.2 – Valores de eficiência de extinção $Q_{\lambda, \text{ext}}$ em função do comprimento de onda, obtidas usando um código de espalhamento Mie com dados de índices de refração complexo e distribuição de tamanho da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente nos sítios sobre a Amazônia. Referência é o modelo óptico calculado com os dados médios de índice de refração e distribuição de tamanhos médios para os sítios de Rio Branco, Abracos Hill e Alta Floresta.
Fonte: Rosário et al. (2013)

2.1.1.3. Coeficiente linear de extinção

Diferente da seção eficaz e da eficiência de extinção, o coeficiente linear de extinção ($k_{\lambda, \text{ext}}$) é uma medida da atenuação da radiação provocada por um conjunto de partículas no meio. Normalmente quando se trata de um meio contendo várias partículas de diferentes tamanhos, considera-se que todas são esféricas por questão de simplicidade. Neste caso, $k_{\lambda, \text{ext}}$ pode ser calculado por:

$$k_{\lambda,ext} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\lambda,ext}(m, r) n(r) dr \quad (2.7)$$

onde r é o raio das partículas e $n(r)$ é o número de partículas por unidade de volume de ar, por unidade de intervalo de tamanho ou a distribuição de tamanho das partículas ($m^{-3}\mu m^{-1}$, para r em μm). O coeficiente de extinção pode ser interpretado como uma medida da atenuação da radiação por unidade de caminho óptico e possui dimensão do inverso da distância (m^{-1}). Por causa da relação (2.10) podemos escrever:

$$k_{\lambda,ext} = k_{\lambda,scat} + k_{\lambda,abs} \quad (2.8)$$

É comum também definir o coeficiente de extinção mássico, definido como a razão entre o coeficiente de extinção e a densidade do meio (ρ) e temos:

$$km_{\lambda,ext} = k_{\lambda,ext}/\rho \quad (2.9)$$

com dimensão de área por massa (m^2g^{-1}).

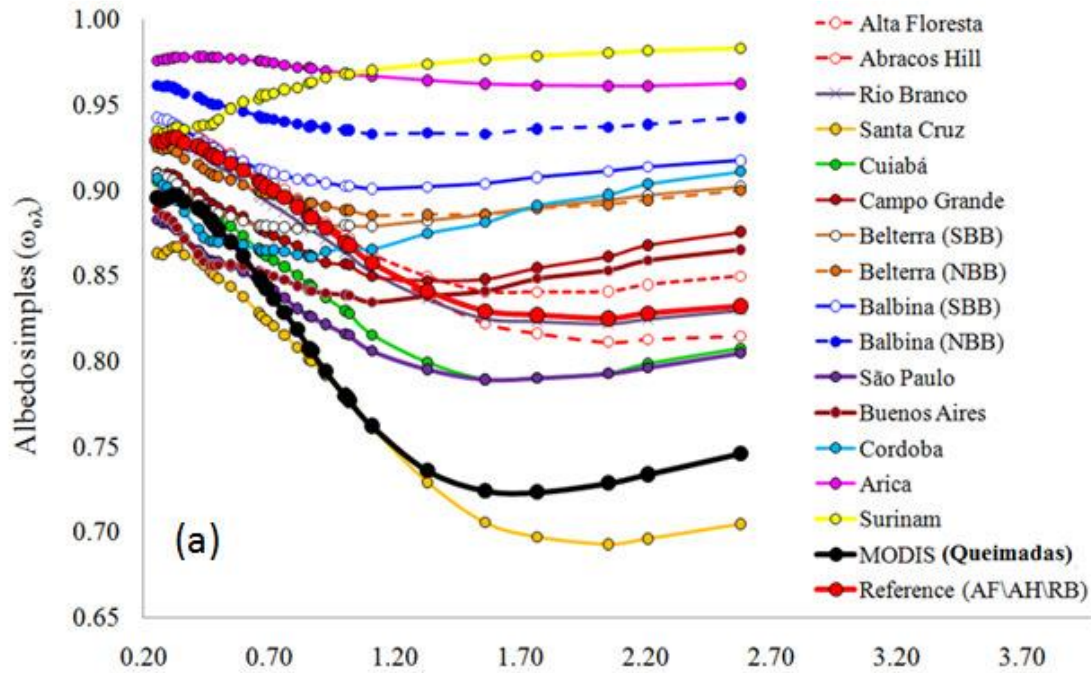
2.1.1.4. Albedo Simples

O albedo simples ω_{λ} representa a fração da atenuação de radiação causada por espalhamento. É a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção, logo:

$$\omega_{\lambda} = \frac{k_{\lambda,scat}}{k_{\lambda,ext}} = \frac{k_{\lambda,scat}}{k_{\lambda,scat}+k_{\lambda,abs}} = \frac{Q_{\lambda,scat}}{Q_{\lambda,ext}} \quad (2.10)$$

Quando o albedo simples vale 1 significa que não ocorre absorção de radiação pois, neste caso, o coeficiente de absorção é nulo. Já quando o albedo simples é nulo, a radiação é atenuada apenas por absorção sem a ocorrência de espalhamento. O albedo simples é um parâmetro que depende tanto do tamanho das partículas quanto do índice de refração complexo. De acordo com Dubovik et al. (2002), a dependência com o índice de refração complexo ocorre principalmente com a parte imaginária. A figura 2.3 exibe os valores de ω_{λ} em

função do comprimento de onda. Interessante notar como o modelo espectral do MODIS para as queimadas possui a tendência em subestimar os valores de ω_λ tipicamente associados aos sítios de queimadas na região Amazônica.



Fonte: Rosário (2011)

2.1.1.5. Profundidade óptica de extinção

A profundidade óptica de extinção (PO_{ext}) é definida como a integração do coeficiente de extinção ao longo de um caminho óptico definido na vertical. Em aplicações atmosféricas, é comum o cálculo da profundidade óptica a partir do topo da atmosfera em direção à superfície. Matematicamente temos:

$$PO_{\lambda,ext}(z) = \int_z^\infty k_{\lambda,ext}(z') dz' \quad (2.11)$$

onde ∞ denota o topo da atmosfera, definida como sendo a altura onde não ocorre interação significativa entre o meio e a radiação e, por definição, a PO_{ext} no topo da atmosfera é nula. O termo z denota a extensão do caminho óptico considerado desde o topo da atmosfera. Na superfície, $z = 0$. A PO_{ext} é uma grandeza adimensional, que dá uma medida de quanto o meio é capaz de atenuar a radiação ao longo do caminho óptico.

Devido à linearidade do coeficiente de extinção, a profundidade óptica (PO) pode ser definida como uma somatória de PO referentes a determinados agentes e processos que interferem na passagem do feixe de radiação. Como exemplo, numa atmosfera sem nuvens, a profundidade óptica total da atmosfera (PO_{atm}) pode ser definida como:

$$PO_{atm} = PO_R + PO_{ABS} + PO_{AER} \quad (2.12)$$

onde o subscrito R se refere ao espalhamento Rayleigh, ABS se refere à absorção pelos gases na atmosfera e AER à extinção da radiação pelos aerossóis. Vale ressaltar que quando o caminho óptico não é definido na vertical, em geral se adota o termo espessura óptica de extinção.

A descrição da grandeza PO foi incluída na tese principalmente pelo uso dos dados provenientes do sensor MODIS. Estes dados se referem apenas aos aerossóis e daqui em diante em todo o texto, a PO_{AER} será escrita apenas como POA .

2.1.1.6. Função de fase e parâmetro de assimetria

A função de fase é um parâmetro adimensional relacionado com a distribuição angular da radiação espalhada por uma partícula. Ela descreve matematicamente qual porção da radiação incidente é espalhada numa determinada direção. Se as direções de incidência e da radiação espalhada forem definidas respectivamente pelos versores $\hat{\Omega}'$ e $\hat{\Omega}$, o ângulo de espalhamento é definido matematicamente pelo produto escalar definido por:

$$\cos\Theta = \hat{\Omega}'\hat{\Omega} \quad (2.13)$$

onde Θ é o ângulo de espalhamento entre o feixe incidente e o espalhado. A função de fase (P_λ) pode ser definida matematicamente por:

$$\frac{P_\lambda(\cos\Theta)}{4\pi} = \frac{L_\lambda(\cos\Theta)}{\int_{4\pi} L_\lambda(\cos\Theta) d\omega} \quad (2.14)$$

representando a razão entre a radiância espalhada para uma dada orientação, com o total espalhado em todas as orientações. O termo 4π é acrescentado para normalização, de forma que quando se integra a função de fase em todas as orientações:

$$\int_{4\pi} P_\lambda(\cos\Theta) = 4\pi \quad (2.15)$$

Em aplicações numéricas, particularmente na resolução das equações de transferência radiativa por códigos computacionais, a função de fase pode ser expandida numa série de polinômios de Legendre composto por $2N$ termos (THOMAS; STAMNES, 1999). Assim temos:

$$P(\cos\Theta) \approx \sum_{l=0}^{2N-1} (2l+1) X_l p_l(\cos\Theta) \quad (2.16)$$

onde p_l é o l -ésimo polinômio de Legendre. O l -ésimo coeficiente da expansão (X_l) é obtido por:

$$X_l = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) p_l(\cos\Theta) d(\cos\Theta) \quad (2.17)$$

O primeiro coeficiente de expansão da função de fase (X_1) é relacionado com a geometria de espalhamento. Ele é denominado parâmetro de assimetria (g) e como:

$$p_1(\cos\Theta) = \cos\Theta \quad (2.18)$$

temos, de (2.17) que:

$$g = X_1 = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) \cos\Theta d(\cos\Theta) \quad (2.19)$$

Os valores de g podem variar entre -1 a 1 e alguns valores possuem interpretação imediata:

$g = 1$ significa que o espalhamento é completamente frontal,

$g = -1$ significa que o espalhamento é completamente traseiro,

$g = 0$ significa que o espalhamento é simétrico.

Para evitar a necessidade de se expandir a função de fase, é comum o uso de funções analíticas aproximadas uniparamétricas para descrever o espalhamento. A mais utilizada é a de Henyey-Greenstein, que é calculada a partir do parâmetro de assimetria. Matematicamente temos:

$$P_{HG}(\cos\Theta, g) = \frac{1-g^2}{(1+g^2-2g\cos\Theta)^{3/2}}. \quad (2.20)$$

A figura 2.4 exibe os valores típicos de g encontrados em sites localizados na região Amazônica e cidades da América do Sul em função do comprimento de onda. Ao contrário do caso do albedo simples, o fator de assimetria é associado com o modelo do MODIS representa melhor as condições encontradas na Amazônia.

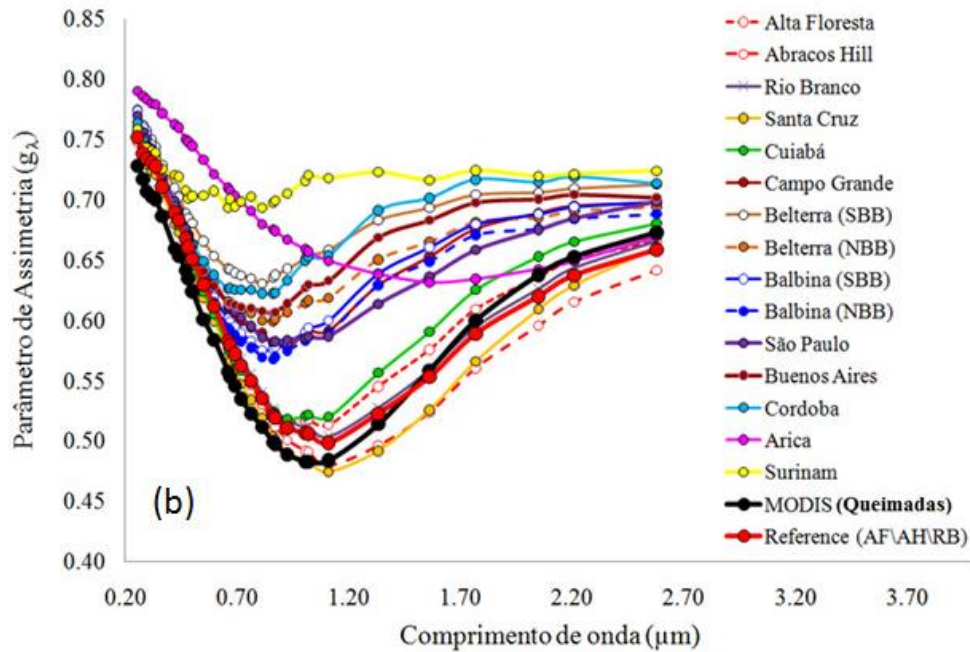


Figura 2.4 – Valores do parâmetro de assimetria g em função do comprimento de onda, obtidas usando um código de espalhamento Mie com dados de índices de refração complexo e distribuição de tamanho da AERONET representando as condições encontradas majoritariamente sobre a Amazônia, mas também em outras cidades da América do Sul. MODIS representa os valores usados pelo seu algoritmo para representação dos aerossóis de queimadas.
 Fonte: Rosário (2011)

2.1.2. Teoria do espalhamento Mie

A teoria Mie para a extinção de radiação, descreve a interação de ondas eletromagnéticas de comprimento de onda λ com esferas homogêneas. Esta interação gera fenômenos físicos que provocam o espalhamento de um feixe de radiação num determinado comprimento de onda. O modo como este feixe será espalhado depende do tamanho da partícula e do seu índice de refração complexo (m). O tamanho da partícula está relacionado com o parâmetro de tamanho que é definido como:

$$X = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.21)$$

onde r é o raio da partícula e λ o comprimento de onda da radiação incidente na partícula.

Embora a teoria Mie possa ser utilizada para descrever a interação da radiação com partículas de qualquer tamanho, ela costuma ser utilizada quando o tamanho das partículas é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação incidente. É comum definir o regime de espalhamento Mie quando $0,1 \leq X \leq 50$ (WALLACE;HOBBS, 2006). Quando $X \ll 1$ temos o regime de espalhamento Rayleigh e quando $X \gg 1$ entra-se no regime da óptica geométrica. O estudo de aerossóis utilizando a luz visível e das gotículas de nuvens com radiação infravermelha estão dentro do regime de espalhamento Mie (KIDDER;HAAR, 1995).

Diferente do espalhamento Rayleigh, associado ao espalhamento pelos constituintes gasosos (ou moleculares) da atmosfera onde a distribuição angular do espalhamento é simétrica, no espalhamento Mie as partículas tendem a possuir o espalhamento frontal mais intenso que o traseiro. Este comportamento será mais intenso quanto maior for o parâmetro de tamanho e é ilustrado na figura 2.5.

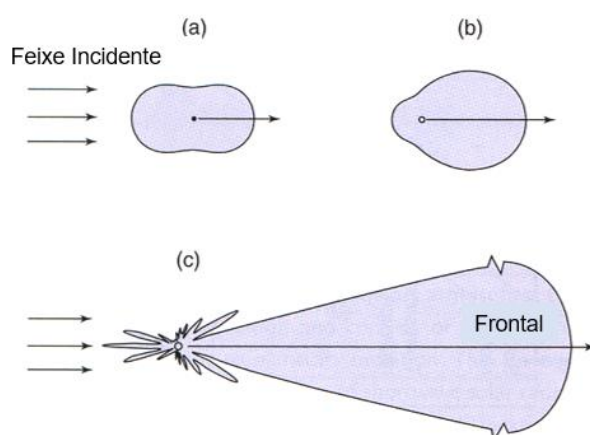


Figura 2.5 - Diagrama de espalhamento obtido para partículas esféricas de diferentes tamanhos com radiação incidente no comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Em (a) partícula com raio de $10^{-4} \mu\text{m}$, em (b) $10^{-1} \mu\text{m}$ e (c) $1 \mu\text{m}$.

Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006)

A descrição matemática da teoria Mie é complexa, e somente as expressões mais importantes são apresentadas. Maiores detalhes poderão ser encontrados em livros-textos como os de Liou (2002) e Hulst e Van De Hulst (1957).

Considerando a radiação incidente como não polarizada, a radiância espalhada por uma partícula pode ser calculada através da relação:

$$L_\lambda(m, \Theta, X) = L_{O_\lambda} \frac{P_\lambda(\Theta, m, X)}{\kappa^2 r^2} \quad (2.22)$$

onde κ é o número de onda ($2\pi/\lambda$) e r é a distância com relação ao espalhador. A função de fase é definida por:

$$P_\lambda(\Theta, m, X) = \frac{1}{2} (|S_1(\Theta, m, X)|^2 + |S_2(\Theta, m, X)|^2) \quad (2.23)$$

onde S_1 e S_2 são as chamadas amplitudes de espalhamento que dependem do índice de refração m , do ângulo de espalhamento Θ e do parâmetro de tamanho X . As amplitudes são calculadas a partir das séries infinitas:

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n) \quad (2.24a)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n) \text{ com:} \quad (2.24b)$$

$$\pi_n(\Theta) = \frac{p_n(\Theta)}{\sin(\Theta)} \quad \text{e} \quad \tau_n(\Theta) = \frac{dp_n(\Theta)}{d(\Theta)}$$

onde p_n é o n -ésimo polinômio de Legendre associado. Os coeficientes a_n e b_n são obtidos por:

$$a_n = \frac{\psi'_n(mX)\psi_n(X) - m\psi_n(mX)\psi'_n(X)}{\psi'_n(mX)\xi_n(X) - m\psi_n(mX)\xi'_n(X)}, \quad (2.25a)$$

$$b_n = \frac{m\psi'_n(mX)\psi_n(X) - \psi_n(mX)\psi'_n(X)}{\tilde{m}_\lambda\psi'_n(mX)\xi_n(X) - \psi_n(mX)\xi'_n(X)}, \quad (2.25b)$$

onde ψ_n e ξ_n são funções de Riccati –Bessel.

As eficiências de extinção e espalhamento também são calculadas com séries infinitas onde:

$$Q_{\lambda,ext} = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n), \quad (2.26a)$$

$$Q_{\lambda,scat} = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2.26b)$$

e no caso da parte imaginária do índice de refração ser nula temos $Q_{\lambda,scat} = Q_{\lambda,ext}$.

Na figura 2.6 são mostradas curvas de eficiência de espalhamento para alguns valores de índice de refração complexo. É possível ver a diminuição da eficiência de espalhamento com o aumento do valor da parte imaginária do índice de refração. A dependência espectral também não é tão intensa quanto no espalhamento Rayleigh.

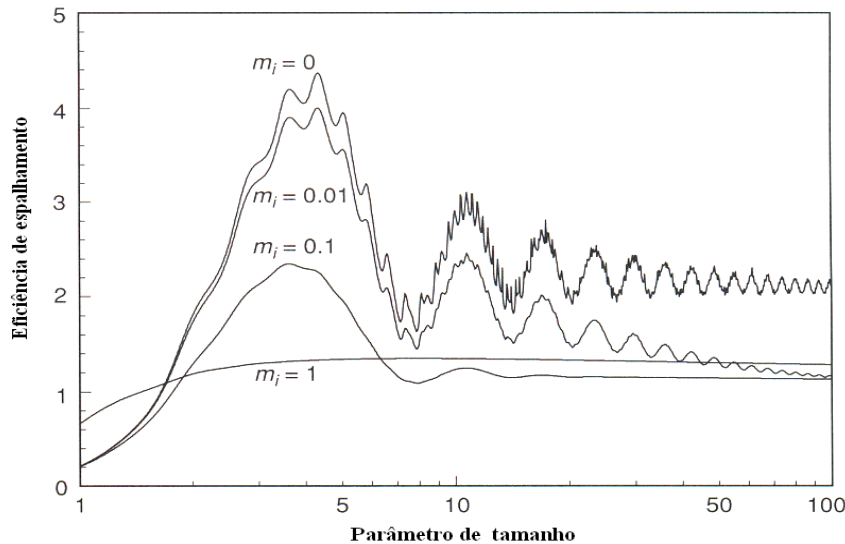


Figura 2.6 - Eficiência de espalhamento $Q_{\lambda,scat}$ em função do parâmetro de tamanho X . A parte real do índice de refração vale 1,5 e são mostrados resultados para quatro valores da parte imaginária m_i .
Fonte: Adaptada de Liou (2002).

2.2. Interação aerossóis e nuvens

A interação aerossóis-nuvens ocorre mediante os NCNs, os quais são aerossóis que possuem afinidade com água e participam dos processos microfísicos nas nuvens. Esta seção tem o objetivo de discutir os principais aspectos físicos relacionados com os NCNs, como sua ativação para gotículas de nuvem (teoria Köhler), espectros de NCNs, higroscopicidade, tamanho e composição e finalizando com as propriedades dos NCNs emitidos via queimadas, principal aspecto desta tese.

2.2.1. Núcleos de condensação de nuvens (NCNs)

Os aerossóis são parte integrante do sistema climático terrestre e participam de diversos processos na atmosfera influenciando desde o balanço de radiação solar até os processos complexos da dinâmica e de formação de nuvens. A interação aerossóis-nuvens ocorre mediante os chamados NCNs, sendo estes o subconjunto de aerossóis que possuem afinidade com o vapor d'água e que assim podem participar dos processos microfísicos que ocasionam a formação e o desenvolvimento das nuvens (figura 2.7).

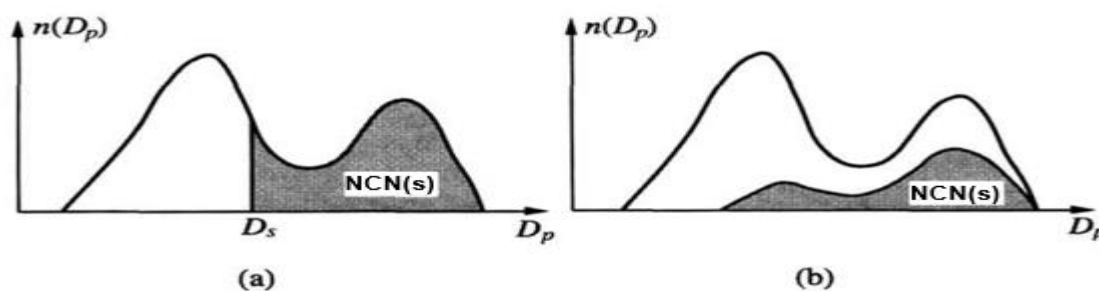


Figura 2.7 – Figura exibindo duas distribuições de tamanho de aerossóis esquemáticas, cuja região sombreada representa a população de NCNs onde em (a), os aerossóis possuem uma composição química definida e em (b), os aerossóis são multicomponentes com sua composição química sendo dependente de seu tamanho. A fração ativada de aerossóis para NCN depende de seu tamanho crítico (diâmetro D_s) para uma dada supersaturação s . No caso (a), D_s é uma constante e no caso (b), D_s varia para cada aerossol componente.

Fonte: Adaptada de Seinfeld e Pandis (1998)

Para o caso hipotético de uma população de aerossóis com composição química dependente de seu tamanho (figura 2.7 (b)), A concentração de NCN para uma dada supersaturação pode ser calculada por:

$$NCN(s) = \int_0^{\infty} f_s(D)n(D)dD \quad (2.27)$$

onde $f_s(D)$ é a fração de aerossóis com diâmetro D que são ativados numa supersaturação s . No caso em que todas as partículas de mesmo tamanho possuam a mesma composição química, $f_s(D)$ será zero ou um.

Os processos microfísicos que ocorrem no interior das nuvens são dependentes da quantidade de NCN presente na atmosfera. Estas influenciam o tamanho médio das gotículas e, por extensão, o seu desenvolvimento em termos de precipitação. Estendendo-se ao fato que o tamanho das gotículas também possui influência nas propriedades radiativas das nuvens e no tempo de vida destas, temos configurada a influência do NCN no chamado efeito indireto dos aerossóis. Dessa forma há um forte interesse da comunidade científica na quantificação do efeito dos aerossóis sobre as propriedades microfísicas e radiativas das nuvens, pois no momento atual os resultados não são conclusivos.

Os NCNs propiciam a superfície necessária para a nucleação das gotículas dentro das nuvens. Trata-se do processo de nucleação heterogênea que acontece na atmosfera quando a saturação de vapor está um pouco acima dos 100%, ou seja, está em supersaturação. Mas não são todas as gotículas que se transformarão em gotas de chuva, pois estas competem entre si pelo vapor d'água presente na nuvem, onde algumas conseguirão crescer e outras evaporarão. Este comportamento é regido pela equação de Köhler e será descrita na próxima seção.

2.2.2. Curva de Köhler

A equação de Köhler, que calcula a razão entre a pressão de vapor de equilíbrio numa gota de soluto (água + NCN) (e_r) e a pressão de vapor de uma superfície plana de água (e_{sw}). Matematicamente temos:

$$\frac{e_r}{e_{sw}} = S * C = \left[\exp \left(\frac{v\Phi_s m_s M_w / M_s}{(4\pi r^3 \rho_d / 3) - m_s} \right) \right] * \left[\exp \left(\frac{2M_w \sigma}{R_v T \rho_w r} \right) \right] \quad (2.28)$$

onde S é o termo referente ao efeito do soluto (efeito de Raoult) e C o termo referente ao efeito da curvatura (efeito de Kelvin). M_w é a massa molecular da água, M_s é a massa molecular do soluto, m_s é a massa do soluto, ρ_d é a densidade da gotícula, r é o raio da gotícula, Φ_s é o coeficiente osmótico molecular, v é o número de íons no soluto, σ é a tensão superficial, ρ_w é a densidade da água, R_v a constante do gás para vapor e T é a temperatura.

O efeito do soluto é o responsável pela nucleação heterogênea na atmosfera diminuindo fortemente a supersaturação requerida para o crescimento da gotícula. Fisicamente, o soluto ocupa o lugar que seria ocupado pelas moléculas de água, além de adicionar massa, tornando mais difícil a liberação de moléculas de água pela gota, pois estas ficam menos expostas ao ambiente. Logo, a pressão de equilíbrio do ambiente para a “manutenção” desta gota é menor (figura 2.8).

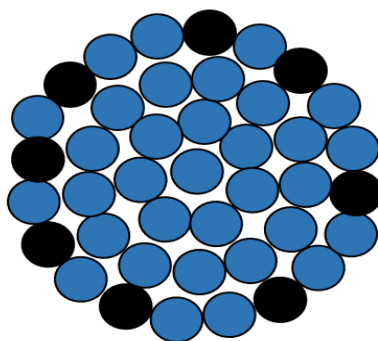


Figura 2.8 – Gotícula de nuvem com presença de soluto (“bolinha preta”) ocupando o local que seria de uma molécula de água (“bolinhas azuis”).

O efeito de curvatura é responsável por aumentar a supersaturação requerida para o desenvolvimento da gotícula, pois neste arranjo, as moléculas de água ficam mais fracamente ligadas entre si e mais umidade é necessária para a manutenção da gota. Este é o motivo pelo qual gotículas muito pequenas (oriundas de NCNs muito pequenos) possuem mais dificuldade para crescer, necessitando de supersaturações mais altas (figura 2.9).

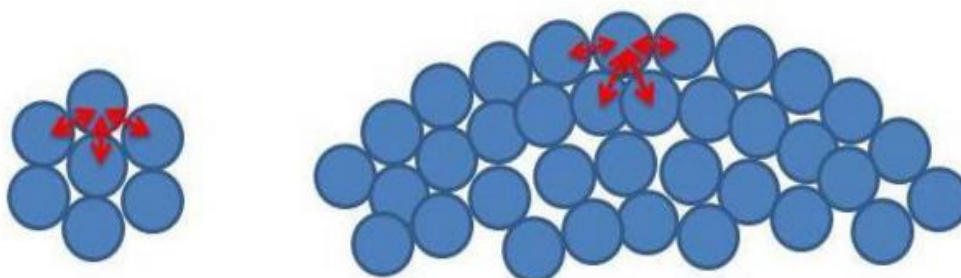


Figura 2.9 – Figura que ilustra o efeito de curvatura no número de ligações (flechas vermelhas) que uma molécula de água recebe. Maior curvatura implica em menos ligações com as moléculas vizinhas e a gota precisa de um ambiente com maior supersaturação para si manter.

Fonte: <http://thebarometer.podbean.com/2011/05/23/cooling-earths-climate-a-seedy-business/> (Acesso em: 15/mar/2016)

A figura 2.10 mostra exemplos de curvas geradas com a equação (2.28). A condição necessária para a gotícula se desenvolver está relacionada à sua condição de supersaturação. Caso sua supersaturação esteja acima da supersaturação crítica, a gotícula irá se desenvolver e caso contrário irá evaporar. A saturação crítica é definida pela saturação de pico exibida pela curva de Köhler.

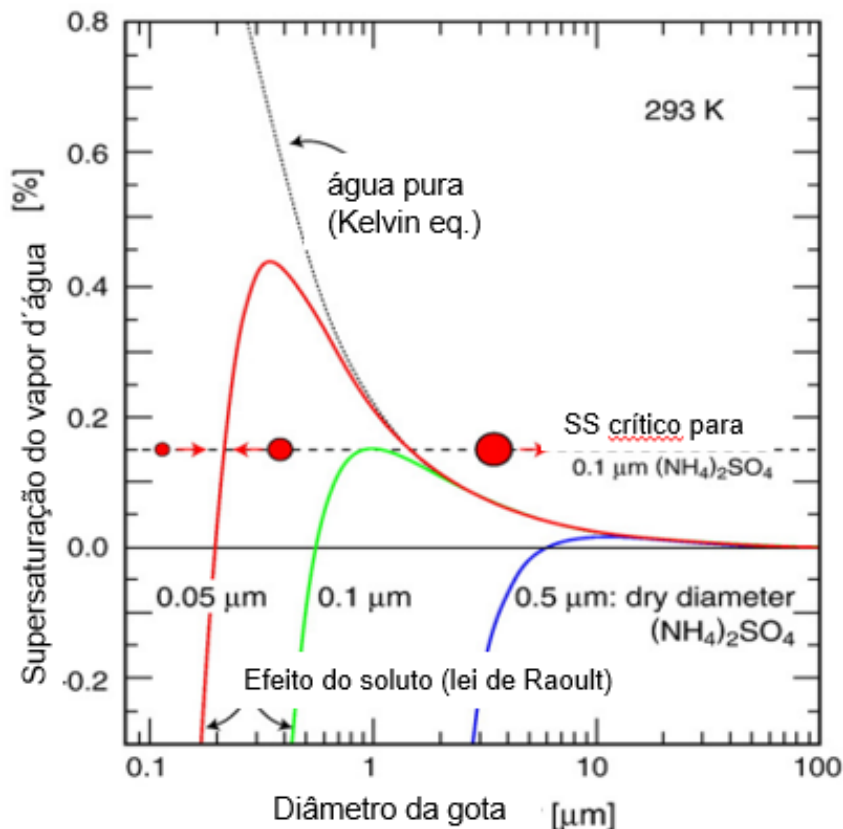


Figura 2.10 – As chamadas curvas de Köhler para 3 tamanhos de gotícula (0,05; 0,1 e 0,5 microns) exemplificando o efeito do soluto e da curvatura na supersaturação das gotículas.

Fonte: Adaptada de Andreae e Rosenfeld (2008)

Por extensão, a supersaturação crítica acaba determinando o raio crítico para o crescimento da gotícula e suas condições de equilíbrio. Considerando-se uma gotícula qualquer em seu estado atual possuindo exatamente o raio crítico, qualquer mudança infinitesimal de seu tamanho para um tamanho maior que o raio crítico, a gotícula irá crescer espontaneamente, pois a supersaturação requerida é cada vez menor. E caso contrário, evaporar, pois a supersaturação requerida é cada vez maior.

O processo de formação das gotículas de nuvem, onde os NCNs são ativados, é apenas o início do ciclo de vida das gotas das nuvens, já que elas passam por diversos outros processos de crescimento, como o de difusão de vapor e o de colisão-coalescência, mas ilustra o papel primordial que os NCNs exercem

na microfísica de formação das nuvens. Caso exista uma alta concentração de NCNs, é esperado que a competição de vapor d'água aumente dentro da nuvem e seja mais difícil que as gotículas atinjam o raio crítico para crescerem e, caso contrário, gotículas maiores podem se formar. Este é o cerne do efeito indireto dos aerossóis nas nuvens, pois afetando o tamanho das gotículas podem ser desencadeados efeitos na quantidade de precipitação e no tempo de vida das nuvens.

2.2.3. Espectro de NCNs

Um dos grandes desafios da comunidade científica é o de prever a capacidade de uma população de aerossóis atuarem como NCN nos intervalos de supersaturações que normalmente ocorrem na atmosfera (DUSEK et al., 2006; ANDREAE; ROSENFELD, 2008). A supersaturação possui papel primordial na definição de como um particulado pode atuar como NCN. Por este motivo, concentrações de NCNs são sempre associadas a uma determinada supersaturação, e caso seja feito um gráfico da concentração em função da supersaturação, nós temos a definição do espectro de NCN (figura 2.11).

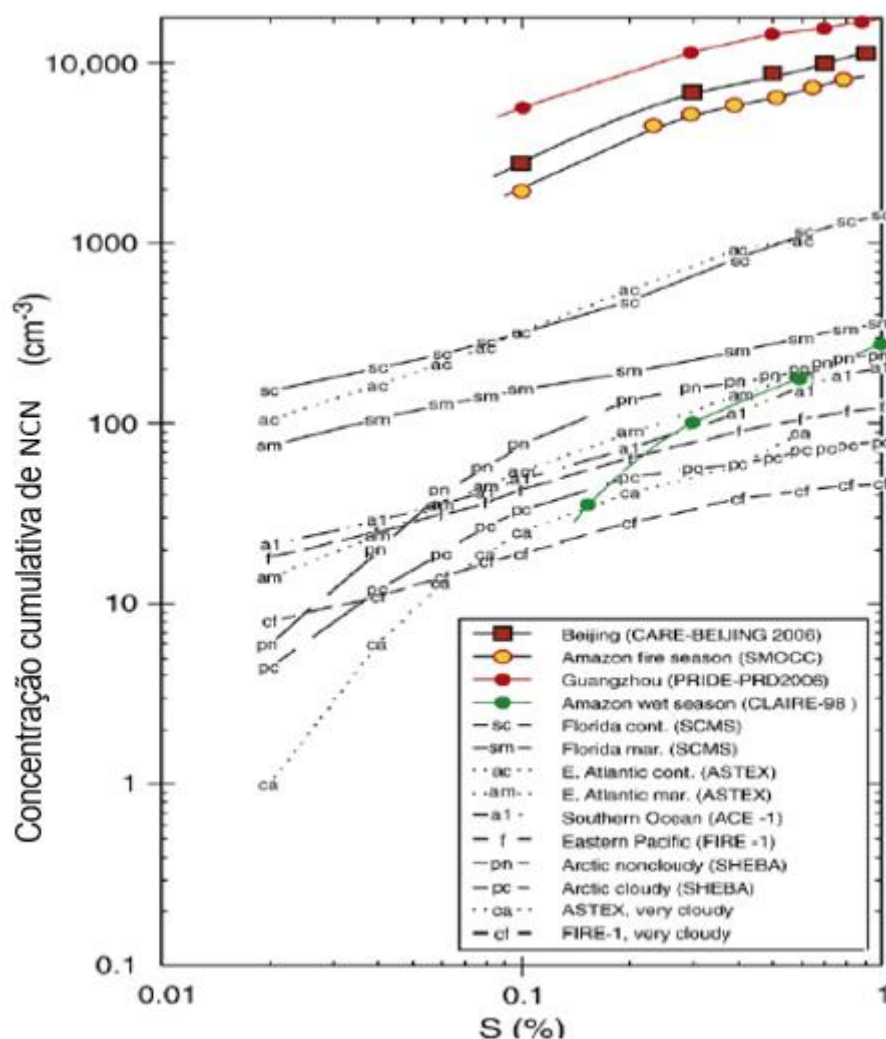


Figura 2.11 – Concentração cumulativa de NCN em função da supersaturação (S) obtido em diversos experimentos científicos e localidades com diferentes concentrações de material particulado. As linhas com símbolos coloridos representam as medições obtidas na região da Amazônia durante as queimadas.

Fonte: Adaptada de Andreae e Rosenfeld (2008)

O espectro de NCN representa a capacidade de ativação das partículas à medida que a supersaturação aumenta. A grande variabilidade observada na figura 2.11 ocorre por causa dos diferentes tipos de aerossóis representados, onde cada um possui sua distribuição de tamanho e composição química próprias. O único fator comum em todas as curvas é o seu comportamento

aproximadamente exponencial, o que motivou a comunidade científica a normalmente parametrizá-lo como:

$$NCN = CS^k \quad (2.29)$$

onde C e k são constantes, NCN é a concentração numérica de núcleos de condensação e S é a supersaturação referente a água líquida. A constante C corresponde à concentração de NCNs que são ativados quando a supersaturação está em 1%. Alguns valores empíricos de C e k podem ser visto na tabela 2.1.

Tabela 2.1– Parâmetros empíricos referentes à equação 2.29 que foram determinados para várias localidades.

C, cm⁻³	k	Localidade
125	0,3	Marítimo (Austrália)
53-105	0,5-0,6	Maui (Haváí)
100	0,5	Atlântico e Pacífico
190	0,8	Pacífico
250	1,3-1,4	Atlântico Norte
145-370	0,4-0,9	Atlântico Norte
100-1000	-	Ártico
140	0,4	Cape Grim (Austrália)
250	0,5	Atlântico Norte
25-128	0,4-0,6	Pacífico Norte
27-111	1,0	Pacífico Norte
400	0,3	Pacífico Norte poluído
100	0,4	Pacífico Equatorial
600	0,5	Continente
2000	0,4	Continente (Austrália)
3500	0,9	Continente (Buffalo, NY)

Fonte: Adaptada de Seinfeld e Pandis (1998)

2.2.4. Tamanho e composição na ativação dos NCNs

De maneira simplificada, a capacidade de um particulado atuar como NCN depende de seu tamanho e da fração de moléculas de soluto que este possui, o que por sua vez, depende de sua composição química. Embora a medição de distribuição de tamanho dos aerossóis seja uma tarefa realizada com relativa facilidade em pesquisas de campo e às vezes até remotamente, a caracterização química do material particulado é algo bastante complicado,

pelo fato dos aerossóis normalmente serem constituídos por uma combinação de diferentes elementos químicos, misturados de maneiras diferentes (mistura interna ou externa), além destas mesmas propriedades variarem ao longo do tempo (envelhecimento do aerossol) (DUSEK et al., 2006; ANDREAE;ROSENFELD, 2008) via transformações químicas e físicas (WARD;COTTON, 2011).

Para minimizar o problema, o primeiro passo é normalizar os resultados dos diferentes estudos em termos da eficiência de NCN, ou seja, dividir o espectro de NCN pela concentração total de aerossol (CA) (figura 2.12). De acordo com Andreae e Rosenfeld (2008), a eficiência de NCN representa uma melhor maneira de se caracterizar as propriedades intrínsecas dos aerossóis em termos de ativação. O segundo passo é obter a eficiência de NCN para populações monodispersas (características similares em termos de tamanho e composição química) a fim de averiguar o papel do tamanho e da composição química nos resultados. O trabalho de Dusek et al. (2006) ilustra alguns destes resultados na figura 2.12.

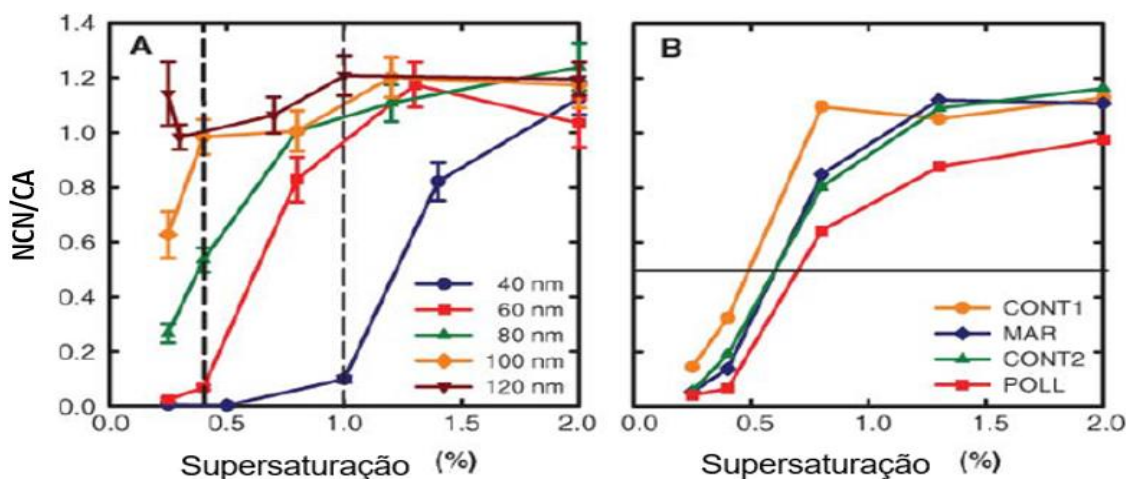


Figura 2.12 – (A) Eficiência de NCN médio obtido para diferentes tamanhos de material particulado variando de 40 a 120 nm. (B) Eficiência de NCN médio obtido para o tamanho de 60 nm para diferentes tipos de particulado. CONT1 representa o aerossol industrial envelhecido. MAR representa os aerossóis do oceano Atlântico. CONT2 aerossol continental rural e POLL o aerossol urbano pouco envelhecido.

Fonte: Adaptada de Dusek et al. (2006)

O intervalo de tamanhos escolhidos na figura 2.12(A) foi relacionado com a maior sensibilidade observada nos valores de eficiência de NCN. Partículas com tamanhos maiores que 120 nm eram todas praticamente ativadas, independente da supersaturação, enquanto que as partículas com tamanho menores que 40 nm precisariam de supersaturações muito altas para serem ativadas. Fica claro então que, quanto maior o tamanho maior a eficiência de NCN. A figura 2.12(B) mostra que, mesmo para tipos diversos de particulado, a variação de supersaturação requerida para ativar tais partículas com raio de 60 nm, é mais baixa. Aproximadamente 50% das partículas são ativadas em todos os casos, com $0,6 \pm 0,1$ de supersaturação. Logo, os resultados apresentados na figura 2.12 sugerem que o tamanho é mais importante que a composição do particulado na ativação em NCN.

Andreae e Rosenfeld (2008) compararam o resultado de diversos estudos mostrando que a fração solúvel do aerossol para diferentes regimes varia apenas de 40 a 90% correspondendo a apenas 26% da mesma variação em termos de tamanho, mostrando mais uma vez o papel do tamanho na ativação dos aerossóis.

2.2.5. Higroscopicidade

A capacidade do aerossol de ter afinidade com o vapor d'água determina muito de suas propriedades de interação com a radiação solar bem como na eficiência de NCN. A quantidade de água presente no aerossol possui influência no tamanho de seu raio, podendo influir na sua capacidade de interagir com a radiação solar (efeito direto). Ao mesmo tempo, as partículas que possuem maior afinidade em absorver o vapor d'água (maior higroscopicidade) são as que ativam mais facilmente em NCN (PRINGLE et al., 2010). Embora dito anteriormente que o tamanho das partículas seja o parâmetro mais importante na ativação do material particulado em NCN, isto não significa que seu aspecto químico seja negligenciado. Na verdade, a equação de Köhler (2.28) leva em conta o aspecto de composição do

particulado, mas devem ser inseridos em seu cálculo parâmetros difíceis de ser obtidos para os aerossóis ambientais, como o seu coeficiente osmótico e massa molecular do soluto.

Petters e Kreidenweis (2007) introduziram o parâmetro de higroscopicidade efetiva k para descrever a influência da composição química na ativação dos aerossóis em NCN. Reescrevendo a equação 2.28 em termos de atividade da água a_w , como foi chamado, temos:

$$SS = \left[\exp \left(\frac{v\Phi_s m_s M_w / M_s}{(4\pi r^3 \rho_d / 3) - m_s} \right) \right] * \left[\exp \left(\frac{2M_w \sigma}{R_v T \rho_w r} \right) \right] = a_w \left[\exp \left(\frac{4M_w \sigma}{R_v T \rho_w D} \right) \right] \quad (2.30)$$

onde SS é a razão de supersaturação e_s/e_{sw} e D é o dobro do raio r . O parâmetro k é definido de forma que:

$$\frac{1}{a_w} = 1 + k \frac{V_s}{V_w} \quad (2.31)$$

onde V_s é o volume do material particulado seco e V_w é o volume da água. Assumindo que a soma do conteúdo de água de componentes individuais é simplesmente a sua soma e que atividade da água não muda ($a_{wi}=a_w$) temos:

$$V_w = \frac{a_w}{1-a_w} \sum_i k_i V_{si} \quad (2.32)$$

Logo, o volume total V_T é escrito por:

$$V_T = \sum_i V_{si} + \sum_i V_{wi} = V_s + V_w \quad (2.33)$$

Definindo cada componente individual do volume seco como $\varepsilon_i = V_{si}/V_s$ e reconhecendo que $V_w = V_T - V_s$ via (2.32) temos:

$$V_T - V_s = \frac{a_w}{1-a_w} V_s \sum_i k_i \varepsilon_i \quad (2.34)$$

Convertendo os volumes em termos de diâmetros temos $D_d^3 = 6V_s/\pi$ onde D_d é o diâmetro seco e $D^3 = 6V_T/\pi$. Combinando a equação (2.33) com a equação (2.28) é possível escrever a equação de Köhler em termos de k obtendo-se:

$$SS = \frac{D^3 - D_d^3}{D^3 - D_d^3(1-k)} \left[\exp\left(\frac{4M_w\sigma}{R_v T \rho_w D}\right) \right] \quad (2.35)$$

E a higroscopicidade efetiva total é simplesmente a soma $k = \sum_i \varepsilon_i k_i$.

A figura 2.13 mostra um resumo dos valores de k obtidos para diferentes tipos de aerossol. As faixas estreitas de cores reforçam a ideia de que para determinados tipos de aerossol, a higroscopicidade possui pouca variabilidade.

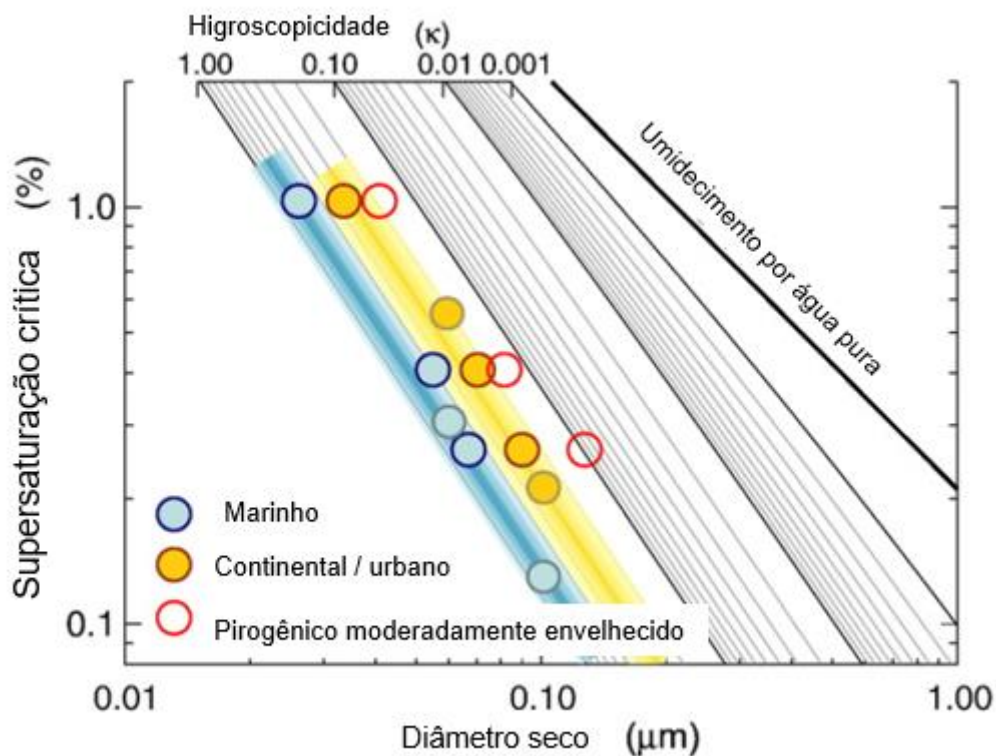


Figura 2.13 – Relações médias entre D_d e supersaturação crítica onde as cores representam a diminuição dos valores de k na medida em que os aerossóis são caracterizados como marinhos, continentais ou urbanos e pirogênicos respectivamente.

Fonte: Andreae e Rosenfeld (2008) adaptada de Petters e Kreidenweis (2007).

2.2.6. NCNs de queimadas

Os aerossóis de queimadas são compostos principalmente por material orgânico, *black carbon*, além de vários compostos traços inorgânicos, cuja suas quantificações dependem do quão eficiente é a queima da biomassa (REID et al., 2004; MARTIN et al., 2013). Aproximadamente metade da fração orgânica é solúvel em água, enquanto que na parte inorgânica, boa parte de sua solubilidade se deve à presença de sais solúveis, onde o potássio, amônia, sulfatos e nitratos são as espécies mais importantes (ANDREAE;ROSENFELD, 2008). Devido a esta significativa presença de material solúvel, os aerossóis de queimadas são considerados altamente eficientes em termos de ativações em NCN em supersaturações próximas de 1%. Andreae (2008) realizou uma compilação dos valores de eficiência de NCN de diversos estudos para condições poluídas sobre o continente, considerando uma supersaturação de 0,4%. Os valores variaram de 0,15 a 0,5 sendo que o valor mais alto se refere às condições de emissões de aerossóis de queimadas na Amazônia. Este foi o valor de eficiência de NCN escolhido para a realização da tese, como será descrito na seção 3.5, que trata da configuração das rodadas com o modelo JULES-CATT-BRAMS.

Por outro lado, os aerossóis de queimadas não são considerados altamente higroscópicos comparados com outros tipos de aerossóis (ver aerossol pirogênico na figura 2.13). Emissões recentes de aerossóis de fumaça (do inglês, *fresh smoke*) possuem baixa higroscopicidade que só irá aumentar na medida em que este aerossol passa por processos de envelhecimento, como reações de oxidação ou a produção de aerossóis secundários a partir de compostos orgânicos voláteis (MARTIN et al., 2013). O nível de oxidação é medido como a razão atômica entre o oxigênio e o carbono (O:C) e é associada com maior higroscopicidade. No caso das queimadas, como na fase de brasas ocorrem as menores temperaturas com a conseqüente emissão de compostos de nível de oxidação mais baixa, é nesta fase onde os aerossóis mais hidrofóbicos são produzidos.

No caso dos aerossóis de queimadas na Amazônia, é estimado um valor do parâmetro k por volta de 0,04(0,02), para o caso de emissões recentes, e de 0,10 (0,02) para o caso de aerossóis envelhecidos. Estes valores embora um pouco menores que o reportado em outras localidades (Gácita et al., submetido para publicação), estão dentro da variabilidade observada.

Segundo Reid et al. (2004), esta dicotomia entre o material particulado possuir grande eficiência de ativação e relativa baixa higroscopicidade, é mais uma vez relacionada com a maior importância do tamanho da partícula do que a da sua composição química em sua ativação. Para que uma partícula qualquer consiga se tornar um NCN, basta que sua superfície seja capaz de formar uma película de água em sua superfície e o seu tamanho inicial irá influenciar fortemente sua ativação segundo a teoria de Köhler. Em outras palavras, os aerossóis de queimadas estão num caso intermediário onde necessitam de supersaturações um pouco mais altas para serem ativados, em comparações com outras partículas mais hidrofílicas, mas desde que esta supersaturação seja obtida, sua eficiência de ativação será elevada. Outro fato a se considerar é que mesmo em condições de supersaturações mais baixas, a queima de biomassa emite uma grande concentração de partículas, e mesmo no caso de uma eficiência de ativação mais baixa, existirá uma grande quantidade de particulado ativado como NCN.

2.2.7. O papel dos núcleos de gelo (NGs)

A formação de gelo nas nuvens é de vital importância na vida na Terra, pois é um dos processos responsáveis pelo início da precipitação (DEMOTT et al., 2010). Dessa forma, sua formação tem sido estudada em campo e em laboratórios há várias décadas. A temperatura e a razão de saturação com respeito ao gelo S_i , são os principais fatores ambientais que determinam a nucleação do gelo, e a determinação destas propriedades para vários tipos de aerossóis é o principal foco dos estudos (HOOSE;MÖHLER, 2012).

A nucleação de gelo nas nuvens pode ser descrito por dois tipos: a nucleação homogênea e heterogênea. A nucleação homogênea é mais rara, e ocorre nas situações em que as temperaturas são muito baixas (menores que 38°C negativos). Neste modo de formação, as partículas líquidas congelam espontaneamente sem a necessidade de NGs. Para o caso inverso, nós temos a nucleação heterogênea. Este tipo de nucleação é a que ocorre tipicamente nas nuvens, já que a presença dos NGs acaba ativando diferentes mecanismos (figura 2.14) que fazem com que a nucleação do gelo ocorra em temperaturas mais próximas de 0°C (PRUPPACHER et al., 1998).

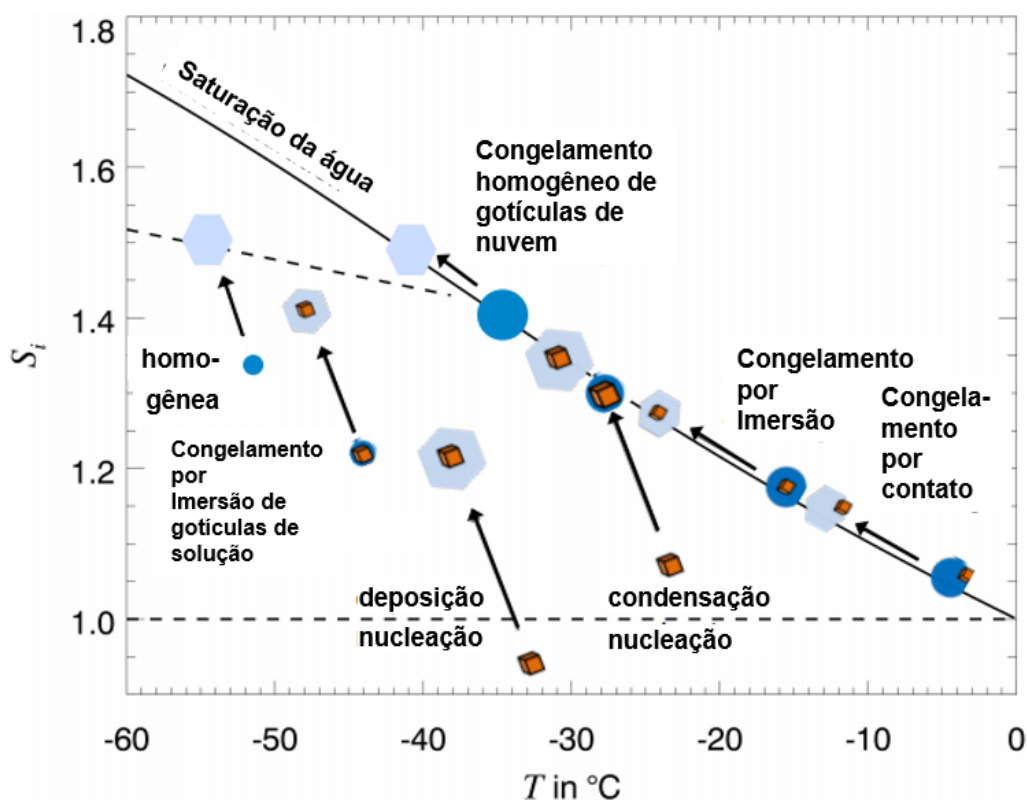


Figura 2.14 – Ilustração mostrando os principais mecanismos de nucleação de gelo em função da temperatura T e de S_i . A linha tracejada horizontal representa a condição S_i igual a 1. Acima dela, a fase de gelo é estável (figura 2.15 a e b). A linha diagonal sólida representa o estado de equilíbrio das gotículas com o vapor, onde tanto a fase líquida e de gelo são estáveis (figura 2.15a). A linha diagonal tracejada representa a isolinha de referência considerando o valor do coeficiente da taxa de nucleação homogênea de $5 \times 10^{14} \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Os blocos laranja representam os NGs.
 Fonte: Adaptada de Hoose e Möhler (2012)

Na figura 2.15 é possível notar que a pressão de vapor com respeito ao gelo e_{si} é menor do que com respeito a água líquida e_{sw} . Assim, no início da formação de gelo em um ambiente presente com gotículas super-resfriadas, o ambiente favorecerá a difusão do vapor das gotículas de nuvem para os NGs, favorecendo o crescimento de cristais de gelo e evaporando as gotículas. Este é conhecido como o processo de Wegener–Bergeron–Findeisen que ocorre em nuvens com presença de líquido e gelo e é representado pelo caso B na figura 2.15 (KOROLEV, 2007).

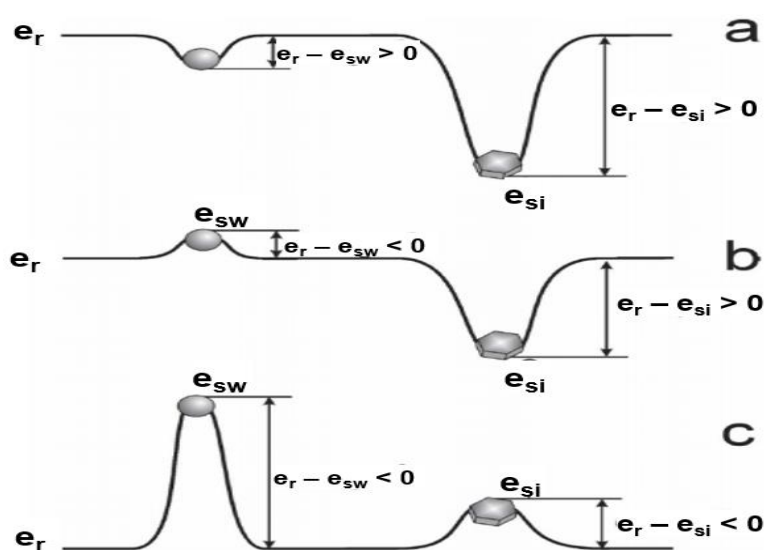


Figura 2.15 – Valores de pressão de vapor em torno da gotícula de raio r e e_r em comparação com a pressão de saturação com respeito a água líquida e_{sw} e ao gelo e_{si} . Em (a) as gotas e o gelo crescem, em (b) as gotas evaporam e o gelo cresce (processo de Wegener–Bergeron–Findeisen) e em (c) as gotas e o gelo evaporam.

Fonte: Adaptada de Korolev (2007)

Existe a hipótese de que os NGs são capazes de modular o efeito indireto dos aerossóis, pois são capazes de provocar um aumento no número de partículas de gelo dentro da nuvem. Dessa forma, haveria um domínio dos mecanismos de formação de gelo dentro desta, que são mais eficientes em termos de geração de precipitação do que quando não estão presentes (ver figura 1.6 sobre intensificação da precipitação). O aumento da precipitação resultante provocaria uma diminuição tanto do seu tempo de vida e de sua fração

presente no céu, permitindo que uma maior quantidade de radiação solar entre no sistema Terra-atmosfera (forçante positiva) (LOHMANN, 2002).

O trabalho de DeMott et al. (2010), também sugere possíveis efeitos da concentração de NGs em nuvens do tipo cirrus, que embora não produzam precipitação, estes seriam responsáveis pela alteração de suas propriedades radiativas. Embora, ressaltando que a previsão da magnitude desses efeitos ainda é bastante incerto, é dito que o aumento dos NGs seria responsável pelo decréscimo do aquecimento radiativo produzido por este tipo de nuvem, por causa do decréscimo do número de cristais produzidos em virtude da menor eficiência do processo de nucleação homogênea que costuma ocorrer neste tipo de nuvem (figura 2,16).



Figura 2.16 – Ilustração mostrando o possível impacto da mudança de concentração de NGs em nuvens cirrus. O tamanho da seta vermelha representa o efeito associado na forçante de aquecimento devido a este tipo de nuvem.
Fonte: Adaptada de DeMott et al. (2010).

Medidas mostram que embora os NGs representem apenas uma de cada 10^5 partículas presentes na troposfera livre, sua influência nos processos de microfísica é bastante importante (DEMOTT et al., 2010). Valores típicos de concentração numérica variam de 0.01 até 100 L^{-1} .

Em termos de composição físico-química, NGs são geralmente partículas sólidas insolúveis em água (PRUPPACHER et al., 1998) que possuem características topográficas localizadas (em inglês, active sites), como rachaduras ou impurezas químicas, que podem determinar o comportamento

de nucleação de gelo de uma partícula (HOOSE;MÖHLER, 2012). Tipos de material particulado que são considerados com eficientes NGs incluem poeira mineral, fuligem, aerossóis biológicos (bactérias, esporos de fungos, pólenes), sulfatos de amônio sólido, e ácidos orgânicos (HOOSE;MÖHLER, 2012). De acordo com Prenni et al. (2012), os aerossóis de queima de biomassa também podem atuar como NGs em virtude de suas frações insolúveis também possuírem “active sites”, além de poderem atingir altitudes elevadas em virtude do empuxo produzido durante as emissões, podendo estar em ambientes com baixas temperaturas.

2.3. Aspectos relacionados à modelagem de nuvens

Esta seção possui o objetivo de discutir os principais temas relacionados com a modelagem numérica dos efeitos dos aerossóis na precipitação, especificamente a parametrização convectiva, a microfísica nos modelos e as principais funções empíricas que são utilizadas para o cálculo da autoconversão.

2.3.1. Parametrização convectiva

A formação das nuvens via convecção das massas de ar é consequência de diversos processos físicos que ocorrem na atmosfera. A convecção é amplamente responsável pelo transporte de umidade, traçadores químicos, energia e momento (WAGNER;GRAF, 2010), além de produzir chuva. Como possui relação direta com a cobertura de nuvens presente no ambiente, influencia largamente o balanço radiativo. Além disso, como provoca grandes gradientes de subida e descida de massas de ar (do inglês, respectivamente, *updrafts* e *downdrafts*), podem impactar circulações de grande escala como as células de Walker e Hadley, monções e outros. Dessa forma, sistemas suficientemente intensos podem provocar efeitos em escalas muito maiores que as associadas à sua formação, o que motiva a inclusão de seus efeitos em modelos numéricos de baixa resolução (10-500 km).

A escala horizontal das nuvens pode variar de dezenas até centenas de metros. Quando o espaçamento de grade do modelo é menor que o das nuvens, o transporte das massas de ar responsáveis pela sua formação pode ser resolvido explicitamente pelo modelo (equação do momento) e aspectos associados com a precipitação através do esquema de microfísica (seção 2.3.2). O problema é que os modelos meteorológicos de tempo e clima tipicamente possuem espaçamentos da ordem de 10-500 km, impossibilitando a resolução explícita, pois a convecção torna-se um fenômeno sub-grade. Dessa forma, alguma metodologia deve ser considerada para a inclusão dos efeitos da convecção nestes casos.

A parametrização convectiva pode ser definida como uma técnica empregada em modelos de tempo e clima para descrever o efeito de sistemas convectivos sem a resolução explícita da convecção (sistemas sub-grade). Para isso, as próprias variáveis do modelo na escala da grade (como a velocidade do vento, temperatura potencial e razão de mistura de água total) são empregadas na tentativa de prever estes efeitos e, como consequência, todos os outros processos numéricos devem estar bem representados, o que torna a parametrização convectiva um dos aspectos de maior incerteza e complexidade dentro dos modelos (WAGNER;GRAF, 2010).

Segundo Wagner e Graf (2010), dentre as principais questões em aberto relacionadas com a convecção estão:

- a) Efeito dos aerossóis nas nuvens convectivas incluindo efeitos de grande escala;
- b) Transporte convectivo de traçadores químicos, vapor d'água e condensados;
- c) Intensidade máxima de precipitação associado com o ciclo diurno da convecção;

d) Efeito do gelo no caso de nuvens frias;

e) Cobertura de nuvens e seus efeitos no balanço de radiação.

O aspecto relacionado com os aerossóis é o mais importante neste trabalho e será melhor descrito na seção 3.4.3.1 que fala da inclusão dos NCNs na parametrização convectiva do modelo.

Em termos de estrutura, um esquema de parametrização convectiva é associado com processos de controle e retroalimentação (do inglês, *feedback*) (SCHUBERT, 1974; ARAKAWA, 2004) (figura 2.17).

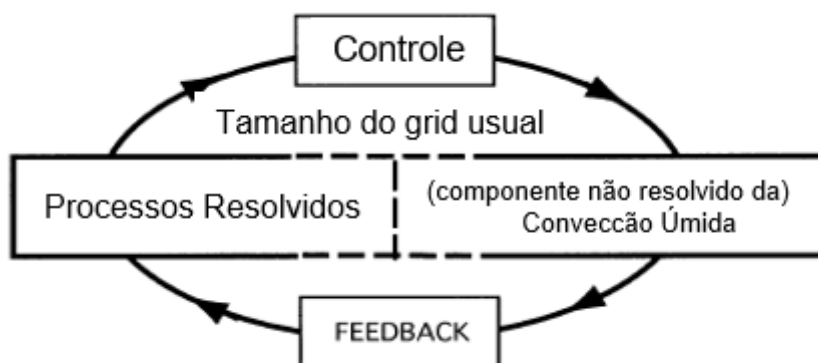


Figura 2.17 – Diagrama esquemático mostrando a interação entre processos resolvidos e não resolvidos num modelo juntamente com o papel do controle e feedback.

Fonte: Adaptada de Arakawa (2004).

Controle é normalmente dividido em controle estático e dinâmico. O controle estático é normalmente associado a um modelo de nuvem para a determinação de suas propriedades termodinâmicas e fluxos de massa (entranhamento, desentranhamento, *updrafts*, *downdrafts*, figura 2.18), enquanto o controle dinâmico é associado com o local e intensidade da convecção. O feedback é relacionado com os processos que modificam o ambiente afetando a escala resolvida (perfil vertical de temperatura, momento, umidade e precipitação).

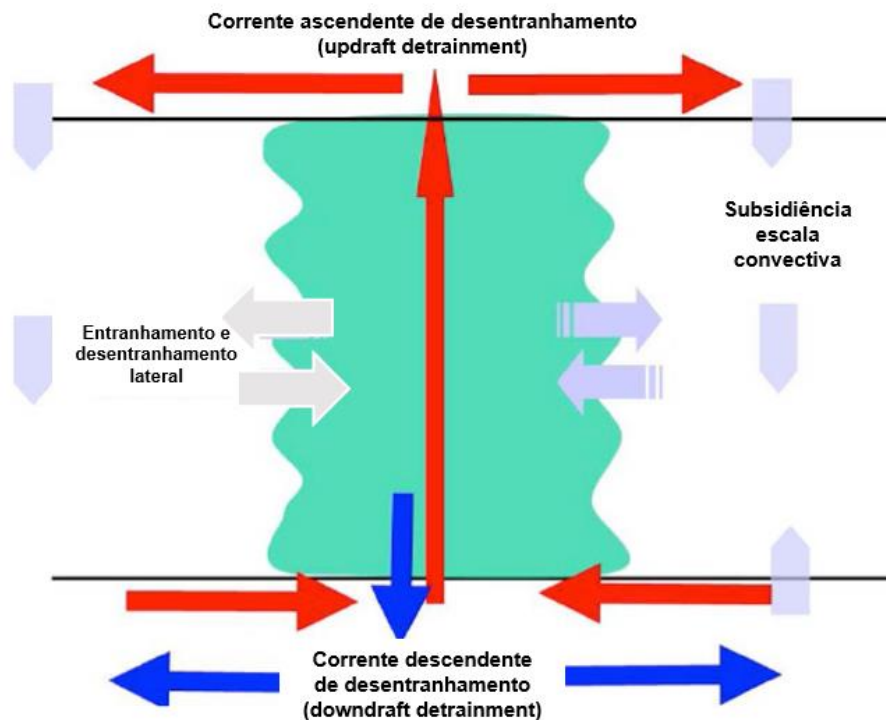


Figura 2.18 – Desenho ilustrando conceitualmente os fluxos associados a uma nuvem convectiva.
 Fonte: Adaptada de Grell e Freitas (2014)

Existem diversos tipos de parametrização convectiva descrita na literatura e aqui serão abordados os tipos principais, de acordo com Jacobson (2005).

Os esquemas de *ajuste de convecção úmida* são considerados os tipos mais simples. Neles o perfil vertical de temperatura na escala do modelo é ajustado para um perfil estável e com gradiente térmico (do inglês, *lapse-rate*) pseudo-adiabático, quando a umidade relativa excede um determinado valor e quando o perfil de temperatura é instável com relação ao ar úmido. Em termos de feedback, a umidade relativa não muda e o vapor d'água condensado precipita.

Nos *esquemas do tipo Kuo*, a precipitação convectiva ocorre onde existe convergência de umidade. Parte da umidade condensa, liberando calor latente e fortalecendo a precipitação. A outra parte da umidade é responsável pelo aumento da umidade relativa do ambiente. Nada é considerado em termos de

dinâmica e microfísica das nuvens nos esquemas Kuo e as altitudes do topo e base das nuvens não podem ser obtidas.

Os esquemas do tipo *Arakawa-Schubert* considera um modelo de nuvem dividido em duas partes. A camada de nuvem propriamente dita, onde estas se formam e a camada de mistura inferior. Na camada de nuvem podem existir várias nuvens individuais formando um conjunto de nuvens (do inglês, *cloud ensemble*), cada uma com sua taxa de entranhamento, fluxo vertical de massa e altura do topo. As equações são resolvidas somando-se a colaboração de todas as nuvens individuais. Em termos de feedback, o ar saturado que sai do topo da nuvem (corrente ascendente de desentranhamento, ou do inglês, *updraft detrainment*, figura 2.17) evapora e esfria o ambiente, aumentando a quantidade de vapor d'água. As taxas de desentranhamento variam de acordo com diferentes tipos de nuvem e altura de seu topo. Durante o crescimento vertical da nuvem, a subsidência induzida faz o feito oposto, ou seja, aumenta a temperatura devido a compressão adiabática e diminui a umidade relativa.

Mais informações sobre parametrização convectiva pode ser encontrada em outras referências (GRELL, GEORG A; DÉVÉNYI, D, 2002; ARAKAWA, 2004; WAGNER; GRAF, 2010; GRELL; FREITAS, 2014).

2.3.2. Microfísica nos modelos

2.3.2.1. Introdução

Microfísica pode ser definida como o conjunto de processos físicos que controlam a formação de gotas de água e de gelo, seus crescimentos e quedas como precipitação. De acordo com (HOUZE JR, 1993), para se representar numericamente e de forma satisfatória o comportamento de uma nuvem, os vários processos abaixo devem ser considerados:

- a) Nucleação das partículas;
- b) Difusão de vapor;

- c) Colisão-coalescência;
- d) Quebra das partículas;
- e) Derretimento do gelo.

Cada um destes processos possui sua formulação matemática e ocorrem de forma simultânea dentro da nuvem. Por exemplo, na seção 2.2 foi explicado como a teoria de Köhler é utilizada para descrever a ativação dos NCNs em gotículas de nuvens.

Em virtude da complexidade associada a representação dos processos microfísicos nas nuvens, é conveniente dividir a água em diferentes categorias relacionadas com o seu estado físico e tamanho. A figura 2.19 ilustra diferentes categorias de água ligadas aos seus vários processos microfísicos responsável pela transformação de uma categoria para outra. Os vários processos acabam competindo entre si pelo fato da substância água não ser infinita. Por exemplo, as gotículas de nuvem crescem com o uso do vapor d'água no processo de nucleação e condensação. Para ilustrar esta propriedade, as categorias de água são escritas em termos de razão de mistura e a equação da continuidade é usada:

$$\frac{Dq_i}{Dt} = S_i, i = 1, \dots, n \quad (2.36)$$

onde q_i é a razão de mistura da categoria de água i , S_i é o total de fontes e sumidouros da categoria de água i e n é o número total de categorias de forma que:

$$q_T = \sum_{i=1}^n q_i \quad (2.37)$$

onde q_T é o total de água presente.

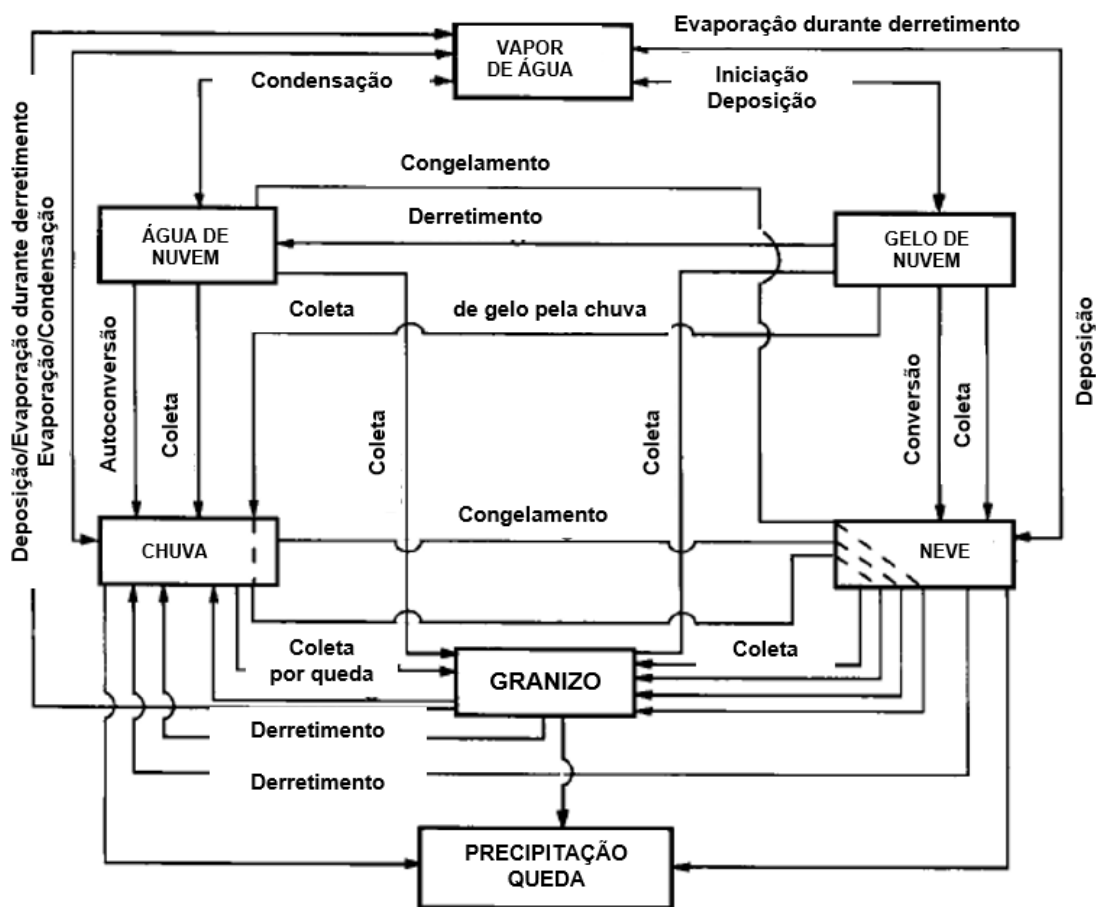


Figura 2.19 – Diagrama esquemático mostrando o exemplo de um modelo utilizando 6 categorias de água e os processos microfísicos responsáveis por suas conversões. Note-se que o processo de autoconversão (transformação da água de nuvem em água de chuva) será discutida no item 2.3.3, e o de nucleação condensação foi discutido no item 2.2.
 Fonte: Adaptada de Houze Jr (1993)

Vale ressaltar que o número de divisões de categorias de água não é fixo e o que é exibido na figura 2.19 (ou equação 2.36 com n igual a 6), é apenas um exemplo. O problema é que, quanto maior o número de categorias utilizadas, maior o tempo computacional no cálculo dos processos. Assim, a melhor estratégia é considerar apenas as categorias de água que é relevante ao fenômeno estudado (HOuze JR, 1993). Um exemplo seria o caso do estudo das nuvens quentes, nuvens em que não há a formação de partículas de gelo e, conseqüentemente, suas categorias não precisariam ser representadas.

Em termos gerais, duas estratégias são consideradas na formulação da (2.36), as quais se referem ao modo como as categorias de água são formadas. Em modelos agregados (ou do inglês, *bulk*), as categorias de água são agrupadas apenas com relação aos seus tipos, enquanto em modelos explícitos, são agrupados em termos de tipo e tamanho (figura 2.20).

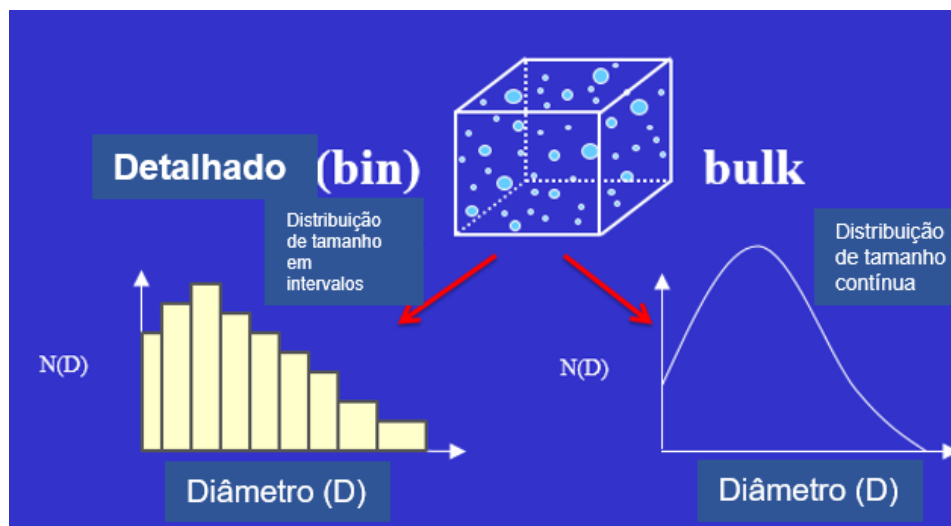


Figura 2.20 – Figura exibindo a diferença na representação do tamanho das partículas em uma categoria de água. Enquanto no modelo explícito a distribuição de tamanho é representada por pequenos intervalos (bins), no modelo “bulk” temos a distribuição de tamanho representada por uma função contínua.

2.3.2.2. Modelos explícitos

Em modelos explícitos, uma ou mais categorias de água são divididos em termos de concentração por tamanho (ou do inglês, *bins*), de forma que a equação (2.36) seja resolvida para cada tamanho. A vantagem do esquema explícito é que a distribuição de tamanho da categoria de água evolui naturalmente com o tempo, (figura 2.21) gerando maior grau de liberdade. A desvantagem é o custo computacional requerido, pois de acordo com Houze Jr (1993), em cada categoria de água deve haver entre 10-100 divisões de tamanho para corretamente modelar as propriedades da nuvem. Em virtude disto, os modelos explícitos são geralmente utilizados em modelos com alta

resolução para modelar nuvens isoladamente, ou para servir de avaliação para os esquemas *bulk* (MORRISON et al., 2005).

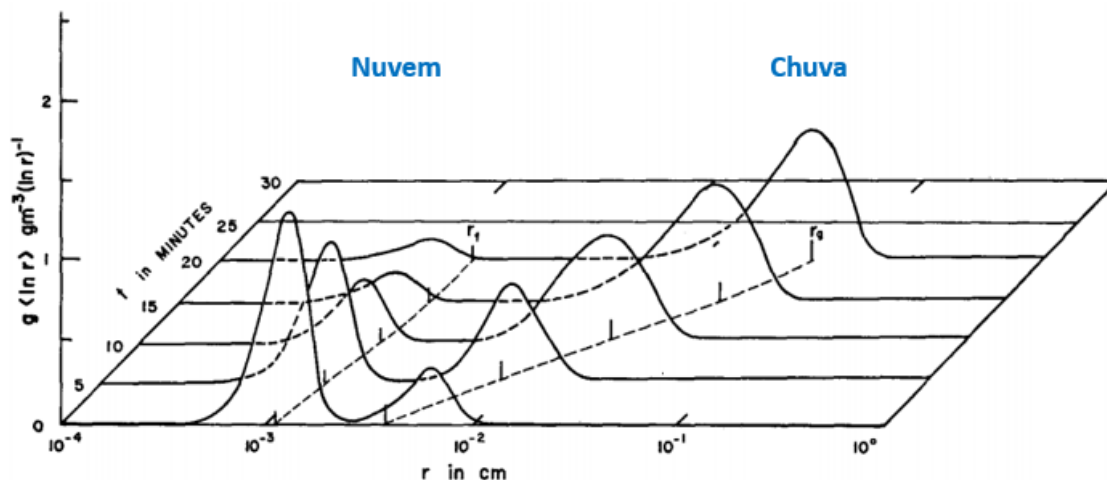


Figura 2.21 – Função densidade de massa em função do raio r evoluindo ao longo do tempo (min) num modelo bin de colisão-coalescência com as categorias de água de nuvem e chuva. À medida que o tempo passa e a precipitação ocorre, a água de nuvem vai se transformando em água de chuva.
Fonte: Adaptada de Berry e Reinhardt (1974)

Considerando-se uma nuvem apenas com água líquida ($q_T = q_L$), o conteúdo total de água na nuvem é vista como um espectro contínuo de tamanhos variando desde gotículas muito pequenas, que não conseguem precipitar, até as maiores gotas que precipitam. A distribuição de tamanho é representada por $N(D)$ (figura 2.20) onde $N(D)dD$ é o número de partículas por unidade de volume de ar no intervalo de tamanho $D+dD$ onde:

$$q_L = \int_0^{\infty} m(D)N(D)dD = \int_0^{\infty} (\pi/6)\rho D^3 N(D)dD \quad (2.38)$$

e aproximando-se a integral de (2.38) por k intervalos de tamanho, ela pode ser reescrita como:

$$q_L \approx \sum_{i=1}^k (\pi/6)\rho^3 N_i(\Delta D)_i \quad (2.39)$$

A equação da continuidade (2.36) pode ser resolvida por um conjunto de k+1 equações onde:

$$\frac{Dq_i}{Dt} = \mathfrak{R}_i + \mathcal{H}_i + \mathfrak{S}_i + \mathcal{B}_i + \mathfrak{T}_i, \quad i = 1 \dots k \quad (2.40a)$$

$$\frac{Dq_v}{Dt} = - \sum_{i=1}^k (\pi/6) \rho^3 (\mathfrak{R}_i + \mathcal{H}_i) (\Delta D)_i \quad (2.40b)$$

onde os termos do lado direito de (2.40a) representam respectivamente a formação de gotículas associadas à: nucleação, difusão de vapor, colisão coalescência, quebra das gotas (do inglês, *breakout*) e sedimentação (do inglês, *fallout*).

2.3.2.3. Modelos *bulk*

Em virtude da complexidade computacional em se resolver a microfísica de maneira explícita, no esquema *bulk* apenas algumas categorias de água são consideradas e a forma e distribuição de tamanho das partículas, além de outros parâmetros, são assumidos a priori.

O desenvolvimento do esquema *bulk* é atribuído ao trabalho de Kessler (1969), com um sistema com três categorias de água descrita nas equações seguintes (HOUZE JR, 1993):

$$\frac{Dq_v}{Dt} = -C_c + E_c + E_r \quad (2.41a)$$

$$\frac{Dq_c}{Dt} = C_c - E_c - A_c - K_c \quad (2.41b)$$

$$\frac{Dq_r}{Dt} = A_c + K_c - E_r + F_r \quad (2.41c)$$

onde q_v , q_c e q_r são, respectivamente, as razões de mistura de vapor, água de nuvem líquida e água de chuva. C_c e E_c representam os processos de condensação e evaporação da água de nuvem respectivamente, E_r é a

evaporação da água de chuva, A_c é a autoconversão, responsável pela conversão da água de nuvem via coalescência e difusão de vapor, K_c representa o processo de coleta das gotas menores pelas gotas maiores aumentando a quantidade de água de chuva e F_r é a sedimentação (*fallout*).

Inicialmente q_c é produzido via condensação C_c e, se suficiente quantidade de q_c for obtida, a autoconversão A_c se inicia. Depois do início da autoconversão, a precipitação pode ser regida também pela coleta K_c . Vale ressaltar que vapor d'água não é convertido diretamente em gotas de chuva neste esquema.

Para se calcular os termos do lado direito de (2.41) em termos das razões de misturas, simplificações têm que ser realizadas. A mais importante é com relação à distribuição das gotas $N(D)$ que deve ser uma função contínua. O esquema de Kessler (1969) utilizou a distribuição exponencial de Marshall-Palmer (MARSHALL;PALMER, 1948) que é calculada da seguinte maneira:

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda_r D} \quad (2.42)$$

onde N_0 é uma constante empírica. A obtenção de λ_r em termos de razão de mistura, é relacionada com a definição de momentos e será discutida na próxima seção.

Como visto, o esquema de Kessler incluía apenas duas categorias para água líquida (nuvem e chuva) e desenvolvimentos posteriores como os de Milbrandt e Yau (2005b) e Morrison e Grabowski (2008), incorporaram mais categorias e, ou, processos microfísicos, mas os conceitos envolvidos são similares ao método de Kessler.

2.3.2.4. Esquemas de 1 ou mais momentos

Segundo Milbrandt e Yau (2005a), muitos esquemas de microfísica *bulk* representam a distribuição de tamanho dos hidrometeoros $N(D)$ na forma de uma função gama, onde:

$$N(D) = N_0 D^\alpha e^{-\lambda_r D} \quad (2.43)$$

Caso α seja igual a zero, a equação exponencial (2.42) é novamente obtida. Muitos esquemas de microfísica de um momento usam o esquema adotado por Kessler (1969) para modelar a microfísica de nuvens sem gelo. Nela é adotada a distribuição de Marshall-Palmer com parâmetro N_0 constante, onde este pode ser baseado em observações ou modelos *bin* (MORRISON et al., 2005). Assim, apenas um momento da distribuição em (2.42) (ou seja λ_r) pode ser predita através da razão de mistura. A relação entre a razão de mistura e $N(D)$ é da forma de:

$$q = \int_0^\infty (\pi/6) \rho D^3 N(D) dD = \int_0^\infty (\pi/6) \rho D^{3+\alpha} N_0 e^{-\lambda_r D} dD \quad (2.44)$$

e com N_0 constante temos a equação que predita λ_r nos esquemas de um momento integrando-se analiticamente (2.44):

$$\lambda_r = \left[\frac{\pi \rho N_0 \Gamma(\alpha+4)}{6q} \right]^{\frac{1}{\alpha+4}} \quad (2.45)$$

e com todos os parâmetros da distribuição determinados, os processos microfísicos como a condensação, evaporação e sedimentação podem ser calculados.

A desvantagem dos esquemas de um momento é a falta de graus de liberdade, onde intrinsicamente fica uma relação monotônica entre N_0 e q (MILBRANDT; YAU, 2005A). O ideal é que N_0 e q variem de forma independente, pois existe processos microfísicos onde o número de partículas podem aumentar mas a massa total permanecer constante (quebra de gotas) ou a massa aumentar mas o número de partículas não mudar (crescimento por difusão). Isto acabou motivando o surgimento de esquemas de microfísica com mais momentos, onde mais parâmetros da distribuição (2.42) devem ser preditos. No caso de dois momentos os parâmetros N e q são preditos.

2.3.3. Parametrizações de autoconversão

2.3.3.1. Introdução

Para que uma gotícula de nuvem possa atingir o tamanho necessário para cair como uma gota de chuva, ela precisa crescer em milhares de vezes do seu tamanho inicial. Com a ajuda de aerossóis higroscópicos, os quais atuam como centros de condensação de vapor d'água, tais gotículas de nuvem crescem inicialmente por difusão de vapor, atingindo tamanhos da ordem de 10 micrômetros (SUD;LEE, 2007). Mas o processo de difusão isoladamente não é capaz de transformar gotículas de nuvem em gotas de chuva e o processo de crescimento continua através de processos de colisão e coalescência, onde gotículas maiores e com maiores velocidades terminais se chocam e agregam gotículas menores (figura 2.22).

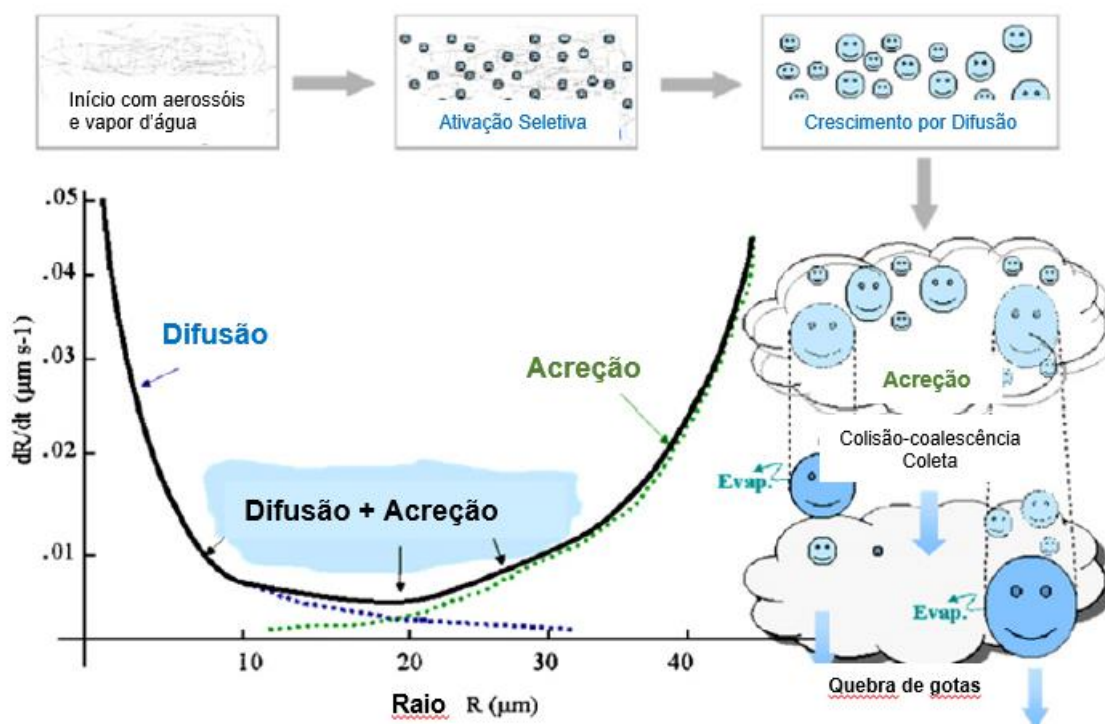


Figura 2.22 – Diagrama esquemático mostrando o ciclo de vida de das gotas de nuvem.

Fonte: Adaptada de Sud e Lee (2007).

No campo da microfísica de nuvens, a autoconversão é relacionada com a transformação das gotículas de nuvens (água de nuvem), em gotas de chuva (água de chuva) através de processos de colisão e coalescência. Portanto, a autoconversão é relacionada com a eficiência e quantidade de precipitação realizada principalmente por nuvens quentes. Como os aerossóis possuem influência na concentração das gotículas existentes, a correta parametrização da autoconversão pelos modelos é importante para estudos relacionados aos efeitos dos aerossóis nas propriedades das nuvens. De acordo com Guo et al. (2007), a autoconversão atua como uma ponte entre os aerossóis e a precipitação.

De maneira geral, as parametrizações de autoconversão são escritas da forma abaixo (Guo et al., 2007):

$$P = P_0 T \quad (2.46)$$

onde P é a taxa de autoconversão em si, P_0 é a função que descreve o comportamento da taxa de autoconversão e T é uma função que descreve os limiares de funcionamento do processo de autoconversão ($0 \leq T \leq 1$). Este comportamento pode ser facilmente observado na figura 2.23, que expressa as taxas associadas de autoconversão variando com a razão de mistura de água líquida para várias parametrizações. Enquanto as parametrizações de Beheng, Berry e Khairoutdinov e Kogan não possuem limiares de funcionamento, as parametrizações de Liu-Dawn e Manton Cotton só começarão a produzir água de chuva caso a razão de mistura de água líquida esteja acima de aproximadamente 0,2 e 0,4 g kg⁻¹ respectivamente.

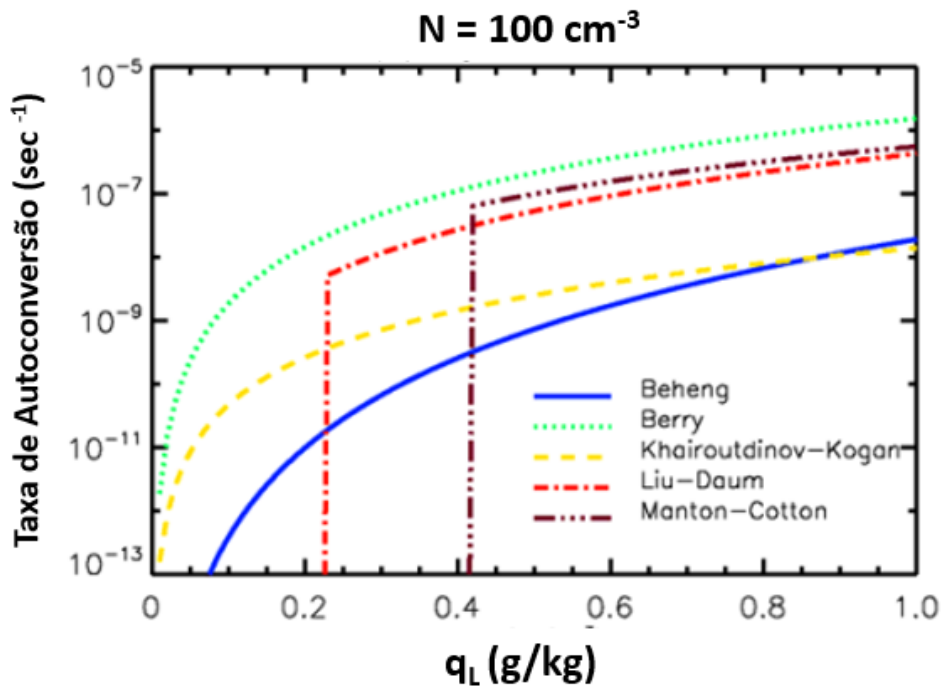


Figura 2.23 – Taxa de autoconversão calculada em função da razão de mistura de água líquida q_L , para algumas parametrizações encontradas na literatura assumindo uma concentração de gotículas de 100 cm^{-3} .

Fonte: http://www.arm.gov/science/meetings/2008/presentations/0311/7_Chuang.pdf (Acessado em 15/03/2016)

Embora o JULES-CATT-BRAMS utilize a parametrização de Berry na parametrização convectiva, nada impede que outra parametrização que dependa da concentração de gotículas pudesse ser escolhida. A apresentação das outras parametrizações serve para fins didáticos.

A seguir, segue a descrição matemática das parametrizações de autoconversão mencionadas na figura 2.23, como em Chuang et al. (2012), e que são comumente usadas em modelos numéricos de tempo e clima.

2.3.3.2. Parametrização de Berry

A parametrização de Berry não possui limiares em seu funcionamento ($T = 1$) e sua expressão pode ser escrita por:

$$P = P_0 = \frac{dq_r}{dt} = \frac{10^3 \rho q_l^2}{60(5+(0.0036N/10^3 \rho q_l D_{EG}))} \quad (2.47)$$

onde q_r é a razão de mistura de água precipitável (kg/kg), q_l a razão de mistura do conteúdo de água líquida na nuvem, ρ é a densidade do ar, N a concentração de gotículas presente na nuvem (cm^{-3}) e D_{EG} a dispersão do espectro de gotas na base da nuvem. Matematicamente, D_{EG} é definido por:

$$D_{EG} = \sigma_r / \bar{r} \quad (2.48)$$

onde σ_r é o desvio padrão dos raios das gotículas e \bar{r} é o valor médio. Valores padrão de D são de 0,366 sobre o oceano e de 0,146 sobre continentes (GRAF et al., 2007).

2.3.3.3. Parametrização de Manton-Cotton

A expressão proposta por Manton e Cotton é mais complexa e pode ser escrita como:

$$P = \left[\pi \kappa_l \left(\frac{3}{4\pi \rho_w} \right)^{4/3} \bar{E} N^{-1/3} L^{7/3} \right] [H(r_3 - r_{30})] \quad (2.49)$$

onde κ_l é a constante de Stokes ($1.19 \times 10^6 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$), ρ_w a densidade da água, N a concentração de gotículas presente na nuvem (cm^{-3}), L o conteúdo de água líquida presente na nuvem e \bar{E} a eficiência média de coleta das gotículas através de suas colisões. Os limiares de autoconversão são regidos pela função de Heavside (H) que possui valor nulo quando seu argumento é menor ou igual a zero, e um quando o argumento é maior que zero. O valor de r_3 é do raio médio da distribuição de gotículas de nuvem de terceira ordem obtido por:

$$r_3 = \left[\frac{\int r^3 n(r) dr}{N} \right]^{1/3} \quad (2.50)$$

onde r é o raio das gotículas, $n(r)$ a distribuição do raio das gotículas e r_{30} um limiar crítico.

2.3.3.4. Parametrização de Beheng

Esta parametrização não possui limiares em seu funcionamento, como a de Berry, sendo expressa por:

$$P = P_0 = \frac{dq_r}{dt} = 6 \times 10^{25} n^{-1.7} \rho^{3.7} N^{-3.3} q_l \quad (2.51)$$

onde q_l é a razão de mistura do conteúdo de água líquida na nuvem, ρ é a densidade do ar, N é a concentração de gotículas presente na nuvem (cm^{-3}) e n é o parâmetro de tamanho espectral da distribuição de gotas ("initial with droplet spectrum parameter").

2.3.3.5. Parametrização de Khairoutdinov e Kogan

Os autores introduziram esta parametrização com o propósito inicial de modelar a autoconversão em nuvens estratiformes:

$$P = P_0 = \frac{dq_r}{dt} = 1350 q_l^{2.47} N^{-1.79} \quad (2.52)$$

Na expressão acima, q_r é a razão de mistura de água precipitável (kg/kg), q_l a razão de mistura do conteúdo de água líquida na nuvem e N a concentração de gotículas de nuvem (cm^{-3}).

2.3.3.6. Parametrização de Liu-Daum

A expressão proposta por Liu-Daum possui limiar de funcionamento similar à de Manton-Cottom sendo:

$$P = \left[k_2 \left(\frac{3\rho_a}{4\pi\rho_w} \right)^2 \beta_6^6 \frac{q_l^3}{N} \right] [H(r_6 - r_{6c})] \quad (2.53)$$

com $\beta_6^6 = (1 + 3\varepsilon^2)((1 + 4\varepsilon^2)(1 + 5\varepsilon^2)/(1 + \varepsilon^2)((1 + 2\varepsilon^2)$, $r_6 = \beta_6 r_3$,

$r_{6c} = 4,09 \times 10^{-6} \beta^{1/6} \frac{N^{1/6}}{(\rho q_l)^{1/3}}$, $\beta = 1,15 \times 10^{23}$, $k_2 = 1,9 \times 10^{11}$, ρ é a densidade do ar e N a concentração de gotículas presente na nuvem (cm^{-3}).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção fazemos uma descrição das fontes de dados e do modelo utilizados nesta tese. A seção 3.1 engloba os dados de precipitação obtidos pelo satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e os de POA pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Spectroradiometer*), com a descrição de seus respectivos algoritmos de obtenção. A ferramenta utilizada para a obtenção destes dados foi a NASA Giovanni que também é descrita na seção 3.1. A seguir temos os dados de POA obtidos pela AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) (seção 3.2), que trata-se dos dados obtidos em terra a partir de uma rede de radiômetros. A lei de Beer-Bouguer-Lambert usada em sua estimativa de POA, é descrita brevemente. Na seção 3.3 é discutida informações sobre a campanha do SAMBBA e a metodologia utilizada no tratamento de seus dados obtidos com o avião de pesquisa. Na seção 3.4, o modelo JULES-CATT-BRAMS é descrito de forma detalhada, incluindo seus tratamentos sobre a parametrização convectiva, emissões, microfísica e outros tópicos. Finalmente, na seção 3.5, é detalhada a configuração dos experimentos realizados com o modelo JULES-CATT-BRAMS para esta tese.

3.1. Dados de Satélite

3.1.1. Dados de precipitação TRMM

Até meados de 1997, a estimativa da precipitação global nos trópicos era muito incerta, onde grande parte dos algoritmos que utilizavam os espectros do infravermelho e das micro-ondas geravam resultados muito diferentes entre si. Isto acabava replicando também nos resultados de modelagem, vistos que estes necessitavam de melhores dados para sua validação (KUMMEROW et al., 2000). Diante deste cenário, cientistas da NASA Goddard Space Flight Center (*GSFC*) analisaram a viabilidade de se construir um satélite para a monitoração da precipitação nos trópicos e subtropicais. O resultado foi o lançamento do satélite *TRMM* no dia 27 de novembro de 1997 no Centro Espacial Tanegashima, resultado da cooperação entre *NASA*, *EUA* e *NASDA* (*National*

Space Development Agency), Japão. A missão do *TRMM* durou 17 anos com grande sucesso e seus instrumentos foram desligados no dia 8 de abril de 2015, com posterior reentrada na atmosfera no dia 15 de junho.

Em comparação com outros satélites da *NASA* com órbita quase polar, o *TRMM* percorria órbitas geocêntricas com inclinação de apenas 35 graus, mas sendo o suficiente para a monitoração dos trópicos (50 graus Sul até 50 graus Norte). Originalmente em órbita numa altitude de 350 km quando foi lançado, sua altitude foi alterada para 402 km em setembro de 2001 visando a extensão da vida útil do satélite, já que em altitudes mais altas, o arrasto da atmosfera é menor ocasionando menor consumo de combustível. Seu período de revolução era de aproximadamente 90 minutos realizando um total aproximado de 16 órbitas diárias.

O *TRMM* possui diferentes sensores ativos e passivos como o seu radar de precipitação (*PR*, *precipitation radar*), o imageador de micro-ondas (*TMI*, *TRMM microwave imager*), o escaneador do visível e do infravermelho (*VIRS*, *visible infrared scanner*), o *CERES* (*Clouds and Earth's Radiant Energy System*) e o *LIS* (*Lightning Imaging System*) (SIMPSON et al., 1996). Fundamentais para os produtos de precipitação usados neste trabalho são o *PR*, o *TMI* e o *VIRS*. Mais informações sobre o *CERES* e o *LIS* podem ser obtidos em Lee et al. (1998) e CHRISTIAN et al. (1992) respectivamente.

O *PR* foi o primeiro radar designado para o monitoramento da precipitação através do espaço e, embora, possuísse um ângulo de observação (215 km swath) relativamente estreito como os radares de superfície, entregou informações bem detalhadas sobre a estrutura de precipitação (KUMMEROW et al., 2000). O *PR* era capaz de medir a distribuição tridimensional da chuva, espessura da camada e a precipitação que chega a superfície em sistemas convectivos superiores a 16 km. O *TMI* é um radiômetro que opera em cinco canais (10,7; 19,3; 21,3; 37,0 e 85,5 GHz) com 760 km de *swath*, permitindo que ele monitore a quantidade de vapor de água, água de nuvem e intensidade

de precipitação principalmente sobre os oceanos, devido ao maior contraste entre a energia das micro-ondas emitida pelas gotas de chuva e a superfície de oceanos e lagos. O *VIRS* é um espectro radiômetro do visível e infravermelho (0,63; 1,6; 3,75; 10.0 e 12 microns) e suas radiâncias são empregadas principalmente para a determinação do tipo, cobertura e temperatura do topo das nuvens.

Neste trabalho, os dados diários de precipitação do TRMM (algoritmo 3b42, HUFFMAN et al., 2007) foram utilizados para ser um fator de comparação com os resultados obtidos via modelagem com o JULES-CCATT-BRAMS (item 3.4). Seu processo de aquisição foi através da ferramenta NASA GIOVANNI e que será descrito no item 3.1.3.

O algoritmo 3b42 faz parte do TMA (The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis) (figura 3.1) com a proposta de se obter a taxa de precipitação (mm/hr) e estimativa de seu erro médio quadrático passando por 4 estágios:

- a) As estimativas de precipitação obtidas por micro-ondas são calibradas e combinadas;
- b) As estimativas de precipitação por infravermelho são criadas usando as estimativas obtidas em a);
- c) As estimativas por infravermelho e micro-ondas são combinadas;
- d) Alteração de escala nos dados horários (3 horas) para mensais.

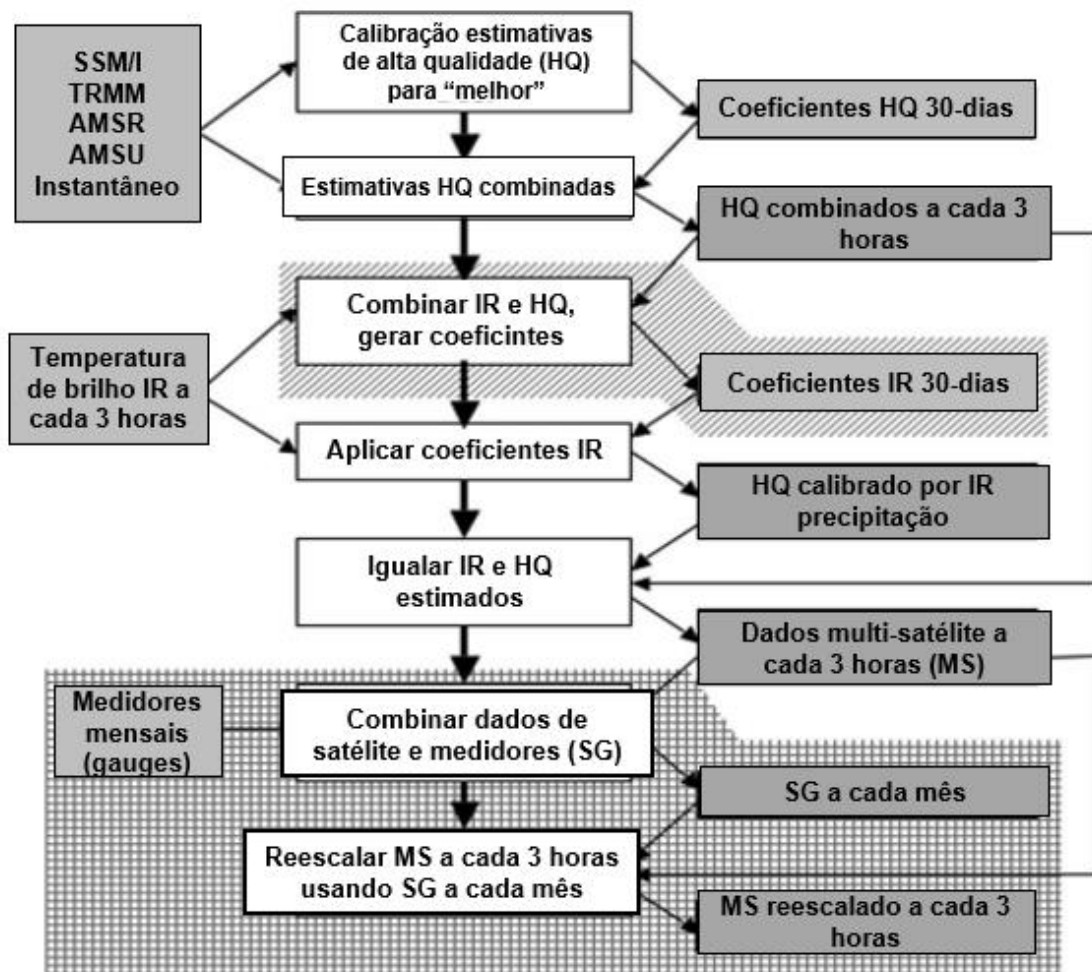


Figura 3.1 -Diagrama mostrando todos os estágios do TMA (The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis) do qual o produto TRMM 3b42 faz parte.
Fonte: Adaptada de Huffman et al. (2007)

Resumidamente, o algoritmo combina as estimativas de precipitação por micro-ondas de vários sensores diferentes incluindo o *Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing Systems (AMSR-E)*, o *Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)*, o *Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)*, e o *Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)* que são calibrados em conjunto com o produto 3B31 gerado pelo TRMM Combined Instrument (TCI, estimativa de precipitação usando *PR* e *TMI*). Dados de temperatura de brilho no infravermelho (IR, ~10,7 microns) são utilizados para geração de histogramas de acerto entre os dados de micro-ondas e IR, para que as

estimativas de precipitação por IR possam ser calculadas. Após a combinação entre as estimativas de micro-ondas e IR, os dados são convertidos para resolução mensal para ser comparado com os dados GPCP (*Global Precipitation Climatology Centre rain gauge data*) gerando o produto 3B43. Finalmente, os dados são reconvertidos para a resolução de 3 horas gerando o produto 3B42. O produto final (em mm/hr) possui resolução temporal de 3 horas, resolução espacial de 0,25 graus e cobertura espacial entre as latitudes de 50 graus sul e 50 graus norte. Vale ressaltar que na ferramenta de dados GIOVANNI pode ser obtido a mesma versão dos dados, mas com resolução diária.

3.1.2. Dados de profundidade óptica MODIS

A NASA possui um programa de financiamento denominado Earth Science Enterprises (ESE), cujo objetivo é o estudo do planeta Terra como um sistema interligado entre vida, oceano e atmosfera, visando o entendimento de como o planeta está mudando globalmente (JUSTICE et al., 2002). A ESE é responsável pelo projeto Earth Observing System (EOS), no qual são desenvolvidos e lançados satélites com sensores capazes de realizar medições em um amplo espectro de energia, desde o ultravioleta até as micro-ondas (KAUFMAN; HERRING; et al., 1998). O EOS possui a missão de obter dados de longa duração sobre todo o planeta, e assim permitir que estudos sobre sua dinâmica global possam ser realizados pela comunidade científica.

Entre os primeiros satélites lançados sob o projeto EOS estão o TERRA (EOS-AM1) e o AQUA (EOS-PM1) que carregam vários sensores a bordo. O MODIS é um destes sensores e está presente em ambos os satélites. O sensor possui a capacidade de obter dados em 36 bandas que se situam entre 0,4 e 14,4 μm . De acordo com Barnes et al. (1998), a incerteza nas suas medições radiométricas é de $\pm 5\%$ para as bandas do espectro solar e $\pm 1\%$ para as bandas do espectro terrestre.

Os satélites TERRA e AQUA foram lançados respectivamente em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002. Realizam uma órbita quase polar numa inclinação de 98 graus e altitude de 705 km. O TERRA realiza sua passagem sobre o equador na direção de norte a sul por volta das 10:30 hora local durante o dia. Já o AQUA realiza a mesma passagem de sul para norte por volta das 13:30 hora local (REMER et al., 2005). O período de cada órbita é de aproximadamente 100 minutos de forma que são realizadas 14,4 órbitas por dia. Nestas condições, o MODIS é capaz de realizar observações sobre toda a superfície terrestre a cada dois dias com uma largura de observação de 2330 km. A sua geometria de observação se repete a cada 16 dias (BARNES et al., 1998).

Neste trabalho, os dados de POA do MODIS foram utilizados de forma complementar com os obtidos via superfície através da rede AERONET, para serem um fator de comparação para os resultados obtidos via modelagem com o JULES-CCATT-BRAMS (item 3.4). Seu processo de aquisição foi da mesma forma que os do satélite TRMM através do NASA GIOVANNI Tool e que será descrito no item 3.1.3.

O produto de POA do MODIS é obtido através de algoritmos que selecionam pixels escuros (Dark Target Algorithms) com resoluções de 10 km e 3 km (LEVY et al., 2013; REMER et al., 2013), onde a única diferença entre eles é na maneira de como os pixels são organizados e no número de pixels requeridos para o processamento de máscaras e descartes (figura 3.2).

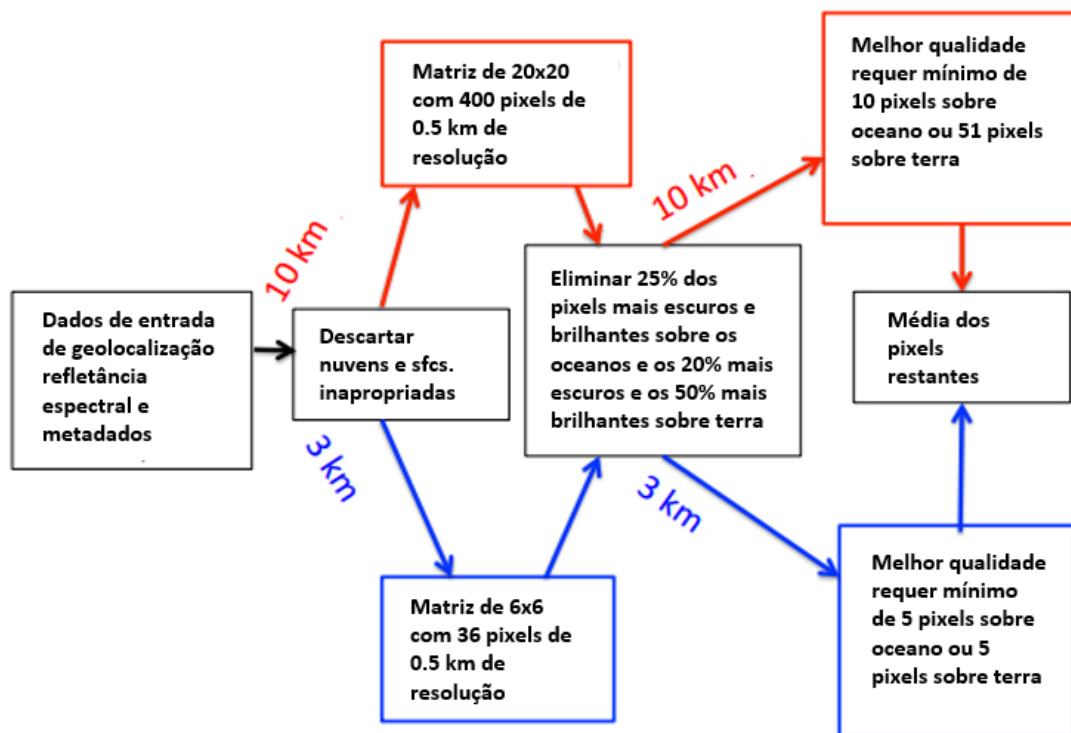


Figura 3.2 -Diagrama mostrando as pequenas diferenças no algoritmo de obtenção da POA pelo MODIS em 10 km comparado com o de 3 km.
 Fonte: Adaptada de Remer et al. (2013)

Devido a estas poucas diferenças, aqui será descrito resumidamente o funcionamento para o algoritmo de 10 km baseado em (REMER et al., 2005).

O *Dark Target Algorithm* seleciona um grânulo de imagem e as refletâncias no topo da atmosfera medidas pelo MODIS em $0,47 \mu\text{m}$ ($\rho^{m_{0,47}}$), $0,66 \mu\text{m}$ ($\rho^{m_{0,66}}$) e $2,1 \mu\text{m}$ ($\rho^{m_{2,1}}$) são organizadas em seções de 20×20 pixels (com 500 metros de resolução espacial) correspondendo num total de 400 pixels em cada seção ($10\text{km} \times 10\text{km}$ no nadir). Como a banda de $0,66 \mu\text{m}$ possui uma resolução de 250 metros ela é degradada para 500 metros para que corresponda à resolução das outras bandas.

O próximo passo é avaliar pixel por pixel para identificar quais deles são correspondentes a nuvens, neve ou gelo, ou água e descartá-los. Toda esta informação é fornecida pelo algoritmo de máscara de nuvens do MODIS.

Depois das seleções dos pixels livres de nuvens, os pixels mais escuros são selecionados com base nos valores de $\rho^{m_{2,1}}$. Pixels escuros são selecionados para que se minimize a influência da superfície nas refletâncias medidas pelo sensor. Para ser selecionado o pixel deve estar entre $0,01 \leq \rho^{m_{2,1}} \leq 0,25$.

Os pixels restantes são então ordenados agora com base em $\rho^{m_{0,66}}$. Os pixels 20% mais escuros e 50% mais brilhantes são descartados. A justificativa é para eliminar pixels possivelmente contaminados por nuvens bem como pixels contaminados por sombras de nuvens.

Os 30% dos pixels restantes são utilizados para a obtenção da profundidade óptica do aerossol. Mas o algoritmo prossegue apenas se estes 30% corresponderem a no mínimo 12 pixels. Então, é calculada a média das refletâncias $\rho^{m_{0,47}}$, $\rho^{m_{0,66}}$ e $\rho^{m_{2,1}}$ com todos os pixels que restaram na seção.

O processo de inversão (obtenção de parâmetros ópticos da atmosfera e superfície a partir das refletâncias medidas) é realizado de forma que a partir da informação da atmosfera e da superfície contida em $\rho^{m_{0,47}}$, $\rho^{m_{0,66}}$ e $\rho^{m_{2,1}}$, sejam obtidas a profundidade óptica do aerossol em $0,55 \mu\text{m}$ ($\tau_{0,55}$), a refletância da superfície em $2,1 \mu\text{m}$ ($\rho^{s_{2,1}}$) e a razão entre a moda fina e moda grossa (η) definida de forma que:

$$\rho_{\lambda}^{TOA} = \eta \rho_{\lambda}^{TOA f} + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^{TOA g} \quad (3.1)$$

Portanto, a refletância calculada no topo da atmosfera é uma soma ponderada da refletância gerada por aerossóis da moda fina ($\rho_{\lambda}^{TOA f}$) e da moda grossa ($\rho_{\lambda}^{TOA g}$). A inversão é realizada com o uso de tabelas de referência pré-calculadas (do inglês *lookup tables*). Elas foram geradas de forma que o algoritmo decida entre 3 modelos de aerossol da moda fina (partículas esféricas) e um da moda grossa (partículas não esféricas). A escolha do modelo da moda fina segue critérios geográficos e de estação do ano (figura 3.3), e foram baseados em análises de dados da AERONET.

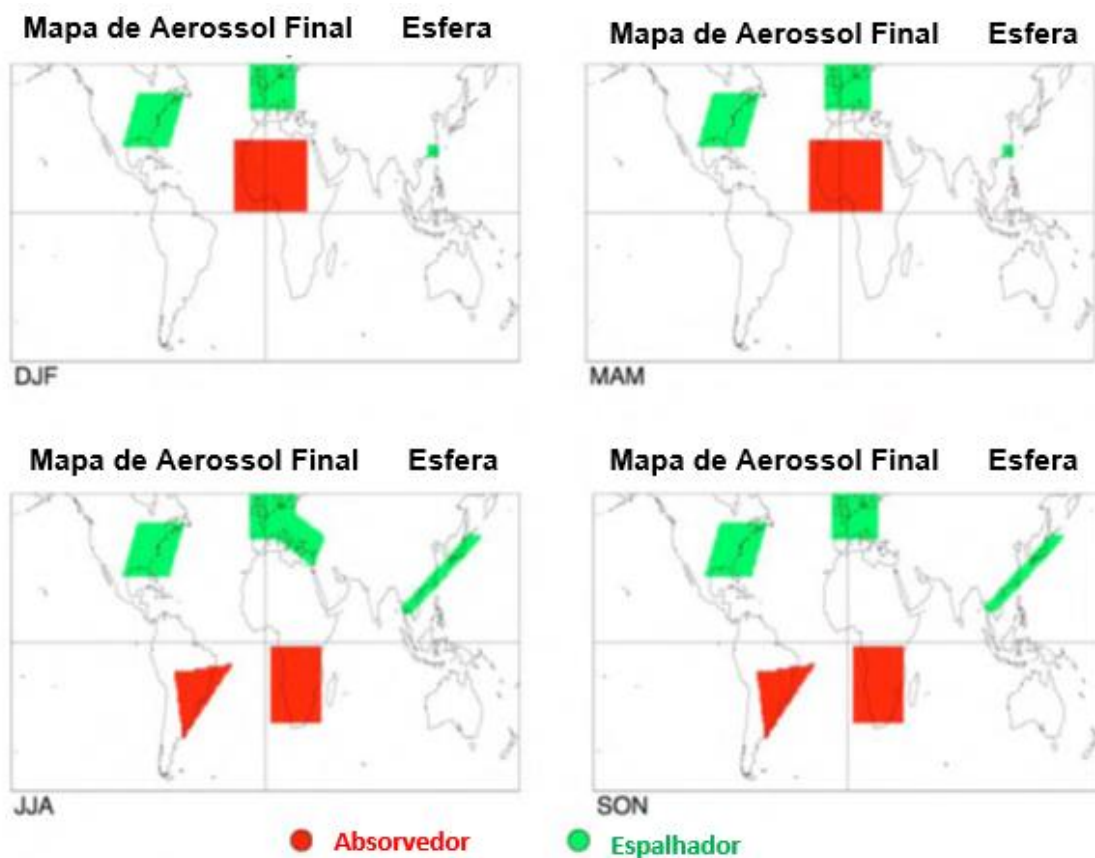


Figura 3.3 – Mapas mostrando os tipos de aerossol da moda fina utilizados no algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes, em diferentes épocas do ano. Em verde é utilizado um modelo com albedo simples de aproximadamente 0,95 (não absorvente), em vermelho de aproximadamente 0,85 (absorvente) e em branco de aproximadamente 0,9 (neutro).

Fonte: Adaptada de Remer et al. (2006)

Quando se usa *lookup tables*, as refletâncias medidas pelo sensor são comparadas com as originadas destas tabelas. No caso do algoritmo do MODIS, esta comparação é realizada de forma que se encontrem a partir de um conjunto de valores discretos de η , os valores de $\tau_{0,55}$ e $\rho_{2,1}^s$ que igualem $\rho_{0,47}^m$ e $\rho_{2,1}^m$ e que o erro (ϵ) seja o menor possível em $\rho_{0,66}^m$ ou:

$$ABS(\rho_{0,47}^{TOA} - \rho_{0,47}^m) / \rho_{0,47}^m = 0, \quad (3.2a)$$

$$ABS(\rho_{0,66}^{TOA} - \rho_{0,66}^m) / \rho_{0,66}^m = 0, \quad (3.2b)$$

$$ABS(\rho_{2,1}^{TOA} - \rho_{2,1}^m) / \rho_{2,1}^m = 0, \quad (3.2c)$$

com:

$$\rho_{0,47}^{TOA} = \eta(\rho_{0,47}^{af} + F_{0,47}^{df} \rho_{0,47}^s) T_{0,47}^f / (1 - s_{0,47}^f) + (1 - \eta)(\rho_{0,47}^{ag} + F_{0,47}^{dg} \rho_{0,47}^s) T_{0,47}^g / (1 - s_{0,47}^g), \quad (3.3a)$$

$$\rho_{0,66}^{TOA} = \eta(\rho_{0,66}^{af} + F_{0,66}^{df} \rho_{0,66}^s) T_{0,66}^f / (1 - s_{0,66}^f) + (1 - \eta)(\rho_{0,66}^{ag} + F_{0,66}^{dg} \rho_{0,66}^s) T_{0,66}^g / (1 - s_{0,66}^g), \quad (3.3b)$$

$$\rho_{2,1}^{TOA} = \eta(\rho_{2,1}^{af} + F_{2,1}^{df} \rho_{2,1}^s) T_{2,1}^f / (1 - s_{2,1}^f) + (1 - \eta)(\rho_{2,1}^{ag} + F_{2,1}^{dg} \rho_{2,1}^s) T_{2,1}^g / (1 - s_{2,1}^g). \quad (3.3c)$$

O aspecto importante das equações em (3.3) é que como apenas $\rho_{2,1}^s$ é obtido via *lookup tables*, é necessário estimar de alguma maneira qual a contribuição da refletância de superfície nos canais do visível, ou seja, os valores de $\rho_{0,47}^s$ e $\rho_{0,66}^s$. De acordo com Levy et al. (2007), eles são estimados a partir das seguintes relações:

$$\rho_{0,66}^s = [0,48 + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (NDVI_{swir} < 0,25) \quad (3.4a)$$

$$\rho_{0,66}^s = [0,58 + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (NDVI_{swir} > 0,75) \quad (3.4b)$$

$$\rho_{0,66}^s = [(0,48 + 0,2(NDVI_{swir} - 0,25)) + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (0,25 \leq NDVI_{swir} \leq 0,75) \quad (3.4c)$$

$$\rho_{0,47}^s = 0,49 \rho_{0,66}^s + 0,005, \quad (3.4d)$$

onde nota-se que estes valores são obtidos a partir do próprio valor de $\rho_{2,1}^s$, considerando a dependência com a geometria de observação através de Θ (ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor) e do tipo de superfície através do índice de vegetação $NDVI_{swir}$ definido pela seguinte expressão:

$$NDVI_{swir} = \frac{\rho_{1,24}^m - \rho_{2,1}^m}{\rho_{1,24}^m + \rho_{2,1}^m}. \quad (3.5)$$

Este índice é calculado de forma análoga ao índice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), mas são usados os canais de 1,24 e 2,1 μm em vez dos canais de 0,66 μm (vermelho) e 0,86 μm (infravermelho próximo), sob a hipótese de sofrer menos influência devido à presença de aerossóis. Valores baixos de NDVI significam presença esparsa de vegetação.

3.1.3. Ferramenta NASA GIOVANNI

O Centro de Serviços e Informação de Dados de Ciências da Terra da NASA (GES DISC), desenvolveram um sistema interativo de visualização e análise de dados batizado de Giovanni (Goddard Online Interactive Visualization And aNalysis Infrasctruture), onde, basicamente, se usa um navegador de internet. Sua criação foi baseada na premissa de que a exploração e análise dos vários tipos de dados e formatos que são normalmente associados às Ciências da Terra, demandam muito tempo e espaço físico em disco, além de um completo entendimento de seus algoritmos, de forma que uma maneira mais simplificada é necessária (BERRICK et al., 2009).

No estado atual, a ferramenta é dividida em 4 passos:

- e) Página de Seleção onde o usuário seleciona o dado pretendido, suas resoluções temporal e espacial e sua visualização;
- f) Página de Resultados onde a visualização é exibida juntamente com seus elementos de customização;
- g) Página de Linhagem dos Dados onde cada passo referente ao processo de geração dos resultados é descrita;
- h) Página de Download onde é possível baixar os dados originais e as figuras geradas na página de resultados. Os formato de download dos dados incluem o Hierarchical Data Format, versões 4 e 5 (HDF4,HDF5), Network Common Data Form (netCDF), ASCII, e Keyhole Markup Language (kml) que é utilizado pelo Google Earth.

O GIOVANNI foi utilizado para o download dos dados de satélite TRMM e do TERRA-MODIS no formato netCDF para a construção da tese. Ambos os dados corresponderam ao período de Agosto a Outubro de 2012, compreendendo o período auge da estação seca na Amazônia e o início de sua transição para a úmida por volta do final de Setembro e no mês de Outubro. Mais informações a respeito podem ser vistos na tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Variáveis e suas características em termos de resolução, período temporal e unidades obtidas com o GIOVANNI.

Nome da Variável	Precipitation Rate (TRMM_3b42_daily_v7)	Aerosol Optical Depth 550 nm (MOD08_D3_v51)
Fonte	TRMM	TERRA-MODIS
Resolução Temporal	Diário	Diário
Resolução Espacial	0.25°	1°
Data Inicial	2012-08-01	2012-08-01
Data Final	2012-10-31	2012-10-31
Unidade	mm/dia	adimensional

Fonte: <http://giovanni.gsfc.nasa.gov/>

3.2. Dados da AERONET

A AERONET é uma rede mundial de radiômetros solares e celestes instalada em superfície capaz de monitorar as propriedades ópticas dos aerossóis praticamente em tempo real (HOLBEN et al., 1998). Este tipo de monitoramento é necessário para um melhor conhecimento do papel dos aerossóis no sistema

climático. A rede foi desenvolvida e é mantida pela NASA e também possui o objetivo de validar as observações realizadas por satélites via sensoriamento remoto (HOLBEN et al., 1998). Entre os principais produtos fornecidos pela AERONET estão a POA em $0,5 \mu\text{m}$, o conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica, a distribuição de tamanho e o índice de refração das partículas.

Os radiômetros utilizados pela rede são do modelo 318-A fabricados pela CIMEL (figura 3.4) e são mantidos em funcionamento com uso de energia solar. Possuem um campo de visão de instrumento (*IFOV, Instrument Field of View*) de $1,2^\circ$ e são capazes de realizar medições da radiação solar direta e da radiação proveniente do céu, ou difusa. As medições da radiação direta são realizadas em oito bandas espectrais a cada 15 minutos centradas em 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm. No caso da radiação difusa, as medições são realizadas apenas em quatro bandas (440, 670, 870, e 1020 nm) a cada uma hora.



Figura 3.4 – Foto mostrando um radiômetro modelo 318-A em operação.

Fonte: Procópio (2005)

A POA é obtida através da medição da atenuação da radiação solar direta que é fisicamente descrita pela lei de Beer-Bouguer-Lambert. Esta representa a variação diferencial de radiância devido aos processos de absorção e

espalhamento correspondendo a uma atenuação do feixe de radiação incidente. Matematicamente ela pode ser escrita da seguinte maneira em sua forma diferencial (THOMAS;STAMNES, 1999):

$$dL_{\lambda}(s) = -k_{\lambda,ext}(s)L_{\lambda}(s)ds. \quad (3.6)$$

onde $dL_{\lambda}(s)$ representa a variação diferencial de radiância em um dado comprimento de onda λ e caminho óptico s , $k_{\lambda,ext}$ é o coeficiente linear de extinção, L_{λ} é a radiância e ds é a variação diferencial do caminho óptico. Note-se que o sinal negativo representa a atenuação da propagação do feixe e que a intensidade depende da própria radiação incidente L_{λ} . Integrando-se (3.6) entre um caminho óptico representado por s_1 e s_2 temos:

$$L_{\lambda}(s_2) = L_{\lambda}(s_1)\exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} k_{\lambda,ext}(s)ds\right) = L_{\lambda}(s_1)\exp(-PO(s_1, s_2)) \quad (3.7)$$

que é a forma mais conhecida desta lei. Desta forma, a lei de Beer-Bouguer-Lambert representa uma atenuação exponencial da radiância incidente à medida que esta se propaga num meio. Quanto mais denso e mais opticamente ativo for o meio, mais ele atenuará a radiação incidente. A partir da equação (3.7) e após efetuarem-se correções em PO devido ao espalhamento Rayleigh e à absorção gasosa, o valor de POA pode ser obtido.

A incerteza dos dados da POA pode ser devido a uma série de fatores, como a própria incerteza nas correções do espalhamento Rayleigh e da absorção gasosa definidas anteriormente, até nos aspectos envolvendo a calibração (conversão da tensão medida pelo instrumento em grandeza de interesse) dos radiômetros. De acordo com (HOLBEN et al., 1998), a incerteza da POA em condições de céu limpo e com o uso de um instrumento bem calibrado, pode ser de 0,01 para comprimentos de onda maiores que 440 nm e de 0,02 para comprimentos de onda menores que 440 nm.

Os dados obtidos pelos radiômetros são transmitidos para satélites geoestacionários que são processados pela NASA e disponibilizados para o

público em três versões através da internet no endereço <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. A primeira versão é chamada de *nível 1* e corresponde aos dados brutos obtidos pelo radiômetro sem nenhum tipo de calibração ou da eliminação de contaminação por nuvens. A segunda versão é chamada de *nível 1,5* e corresponde aos dados obtidos após a eliminação da contaminação por nuvens. O procedimento é realizado através da análise da variabilidade em três sequências de medições (tripletos), nos dados de POA (SMIRNOV et al., 2000). A última versão é denominada de *nível 2,0* e, além da eliminação de contaminação por nuvens, são analisados aspectos referentes ao desempenho do radiômetro e da calibração do instrumento. Estes dados são considerados de máxima qualidade disponível, mas não são disponibilizados em tempo real, podendo demorar até seis meses após a medição, o que implica uma menor cobertura temporal dos dados disponíveis com relação ao intervalo de tempo adequado para a análise.

Neste trabalho, os dados de POA foram utilizados para se complementar com os dados obtidos por satélite na avaliação das condições de carregamento de aerossol no período de estudo, além de ser um fator de comparação para os resultados obtidos via modelagem com o JULES-CCATT-BRAMS (item 3.4). Três sítios da AERONET foram considerados na região Amazônica, Rio Branco, Cuiabá e Alta Floresta. Total prioridade foi dada para a obtenção de dados de qualidade 2.0 tanto quanto fosse possível. Caso estes não estivessem disponíveis em um dado sítio ou período, os dados de qualidade 1.5 foram utilizados. Mais informações podem ser vistas na tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Localização geográfica dos sítios da AERONET e qualidade dos dados usados neste trabalho.

Sítio	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Qualidade
Rio Branco (RB)	-9,96	-67,87	212	2.0
Cuiabá (CB)	-15,73	-56,02	210	1.5
Alta Floresta (AF)	-9,87	-56,10	277	1.5

3.3. Dados de campo SAMBBA

O *South American Biomass Burning Analysis* (SAMBBA) foi uma campanha realizada com o objetivo de se investigar e coletar dados da atmosfera na região Amazônica durante a estação seca, quando ocorre uma alta quantidade de emissões por queima de biomassa. Várias instituições de pesquisa nacionais e estrangeiras embarcaram num esforço interdisciplinar para se melhor compreender os aspectos relacionados com a modelagem dos aerossóis e da previsão de clima e tempo da região, incluindo o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), o UK Met Office (UKMO), a Universidade de São Paulo (USP) e mais 7 universidades do Reino Unido (DARBYSHIRE;JOHNSON, 2012). Entre os principais objetivos da campanha estiveram:

- a) Investigar o impacto das queimadas da Amazônia no balanço radiativo através de seus efeitos diretos e indiretos.
- b) Investigar as forçantes e retroalimentações resultantes das queimadas na dinâmica da atmosfera e ciclo hidrológico.
- c) Investigar o impacto das emissões tropicais de queimadas no ciclo de carbono.
- d) Investigar o impacto das queimadas da Amazônia nas previsões numéricas de tempo e clima.
- e) Investigar o impacto das queimadas na qualidade do ar sobre o Brasil.

Durante o SAMBBA, o avião de pesquisa Bae-146, totalmente equipado para a realização de medidas de química e da dinâmica da atmosfera (figura 3.5), voou da cidade de Porto Velho, sede da campanha, para diferentes localidades da região Amazônica. Um total de 20 voos, cobrindo aproximadamente 200-300 km de distância e um total de 80 horas, foram realizados em condições de atmosfera limpa e poluída durante 14 de setembro e 3 de outubro de 2012.

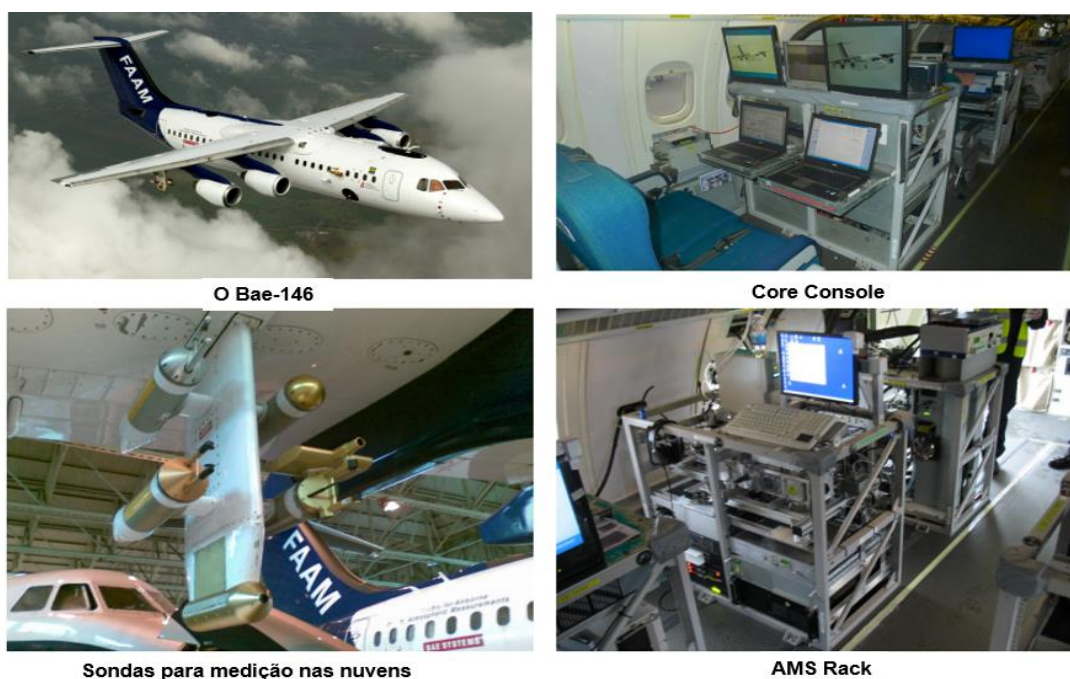


Figura 3.5 – Figura exibindo o avião de pesquisa BAe-146 e alguns de seus principais instrumentos.

Fonte: Adaptada de Darbyshire e Johnson (2012)

Na figura 3.5 é possível observar alguns dos instrumentos presentes no avião de pesquisa. O *Core Console* foi responsável por monitorar via registradores eletrônicos (*dataloggers*) os instrumentos que por padrão sempre estão presentes no avião, como os de navegação (GPS, altitude, velocidade) e as sondas responsáveis pela medição das variáveis meteorológicas básicas (temperatura, umidade, pressão), diferenciando-se dos instrumentos que foram adicionados para a campanha e que foram fornecidos por outras instituições de pesquisa, como o SMPS¹ e o APS² pela Universidade de Manchester. O AMS Rack possui um conjunto de instrumentos para o monitoramento das propriedades dos aerossóis. Na mesma figura também são exibidas as sondas responsáveis pela medição das propriedades físicas das nuvens (*Cloud Physics Probes*).

¹ O Scanning Mobility Particle Sizer é um instrumento utilizado para a medição da distribuição de tamanho dos aerossóis investigando a mobilidade das partículas em um campo elétrico.

² O Aerodynamic Particle Sizer é um instrumento utilizado para a medição do tamanho dos aerossóis usando o princípio de inércia.

Nesta tese, os dados da campanha do SAMBBA de CA e de monóxido de carbono CO, foram obtidos para fins de comparação com os resultados obtidos via modelagem com o JULES-CCATT-BRAMS. Para evitar situações de concentrações de material particulado muito elevadas (como nas plumas de fumaça) optou-se por analisar os voos que possuísem características associadas de névoa. Isto acabou motivando a seleção de oito dos nove voos utilizados neste trabalho, em que suas trajetórias podem ser observadas na figura 3.6 e informações adicionais na tabela 3.3. Diferentemente dos anteriores, o voo B749 foi escolhido para representar a situação de condições limpas na região Amazônica, associadas com a emissão biogênica pela floresta e com concentrações de fundo (ou de background) da ordem de 100 cm^{-3} e servir de contraponto para os casos poluídos.

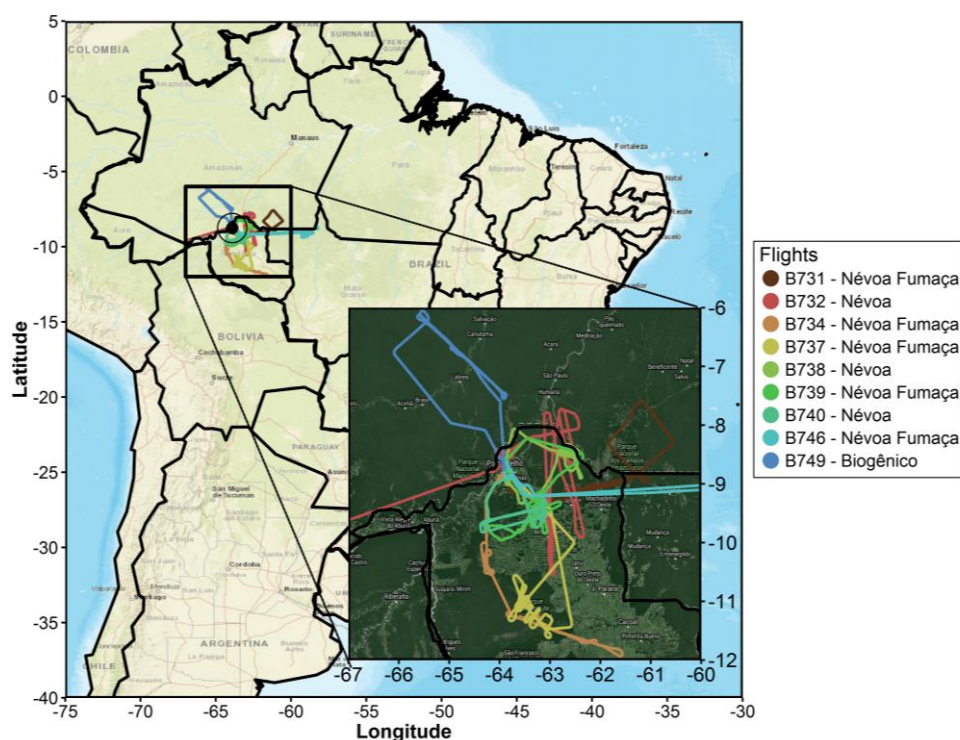


Figura 3.6 – Ilustração mostrando o trajeto dos voos selecionados que foram realizados durante a campanha do SAMBBA na região Amazônica (esquerda) e ao redor de Porto Velho (direita), onde a maior parte dos trajetos se concentrou. Os voos foram classificados de acordo com as características predominantes de emissão de particulado. Mais informações estão na tabela 3.3

Tabela 3.3 – Características dos voos do SAMBBA escolhidos para esta tese. PVH e RBR significam respectivamente Porto Velho e Rio Branco.

Voo	Data	Partida / Chegada	Decolagem / Pouso	Objetivos
B731	14/09/2012	14:00 / 18:35	PVH / PVH	Névoa regional (elevada e camada limite) e fumaça fresca
B732	15/09/2012	14:30 / 18:40	PVH / RBR	Névoa regional (elevada e camada limite), nuvens de nível médio
B734	18/09/2012	12:00 / 16:15	PVH / PVH	Radiação, distribuição de tamanho, névoa regional (elevada e camada limite), fumaça fresca, imagens infravermelho, levantamento de pluma
B737	20/09/2012	14:45 / 18:45	PVH / PVH	Focos de queimadas, levantamento de pluma, fumaça fresca, distribuição de tamanho, validação do CALIPSO
B738	22/09/2012	16:00 / 19:30	PVH / PVH	Névoa regional (elevada e camada limite)
B739	23/09/2012	12:00 / 16:00	PVH / PVH	Fumaça fresca (camada limite), imagens infravermelho, emissões de brasas
B740	25/09/2012	11:45 / 15:00	PVH / PVH	Névoa regional (elevada e camada limite)
B746	29/09/2012	13:00 / 17:00	PVH / PVH	Fumaça fresca de emissões por brasa, imagens infravermelho, névoa regional (elevada e camada limite), avaliação regional de aerossóis, nuvens (sondas) e meteorologia.
B749	03/10/2012	14:00 / 17:30	PVH / PVH	Emissões biogênicas pela floresta, processos de transformação química e de camada limite durante o ciclo diurno, caracterização aerossol de fundo (background)

Fonte: Darbyshire e Johnson (2012)

No processo de tratamento dos dados da campanha, algumas hipóteses tiveram que ser consideradas. Para a eliminação de possíveis contribuições de plumas de queimadas, foram descartados valores de CA maiores de 2300 cm^{-3} e de CO maiores de 700 ppm. Como será melhor visualizado nos resultados, o histograma de frequência destes valores mostraram valores muito baixos e que, portanto, não representou uma perda de informação muito significativa. Outro aspecto a ser ressaltado, é com relação aos dados de CA. Devido a problemas instrumentais que aconteceram durante a campanha, a obtenção dos valores de CA pelos CPCs³ não foram possíveis, de forma que estes valores tiveram que ser estimados de maneira indireta. Para isso foram utilizados os valores do coeficiente de espalhamento no espectro da cor verde em 550 nm ($k_{550,scat}$) obtidos a partir dos nefelômetros⁴. Dessa forma, assumindo-se que os aerossóis sejam esféricos, de acordo com a teoria Mie, e que sejam utilizados valores de eficiência de extinção Q_{ext} e do raio efetivo (r_{eff}) tipicamente associados com as queimadas, a concentração CA pode ser estimada.

Partindo-se da expressão (2.7) e assumindo que Q_{scat} independa do tamanho das partículas é possível escrever que:

$$k_{550,scat} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{550,scat}(m, r) n(r) dr \quad (3.8a)$$

$$\frac{k_{550,scat}}{\pi Q_{550,scat}} = \int_0^{\infty} r^2 n(r) dr \sim r^2 \int_0^{\infty} n(r) dr \sim r_{eff}^2 CA \quad (3.8b)$$

³ Do inglês Condensation Particle Counter, o CPC é um instrumento que realiza a contagem dos aerossóis aproveitando-se de sua característica de servir como núcleo de condensação, de forma que sua detecção ocorre através da emissão de raios lasers que interagem com as gotículas presentes no ambiente supersaturado de sua câmara.

⁴ Nefelômetros são instrumentos que medem o coeficiente de espalhamento e de retroespalhamento associado aos aerossóis, utilizando feixes de laser em comprimentos de ondas específicos. No caso da campanha do SAMBBA, os valores foram obtidos nos comprimentos de 700 (vermelho), 550 (verde) e 450 nm (azul).

$$\text{ou que} \quad CA = k_{550,scat}/\pi Q_{550,scat} r_{eff}^2 \quad (3.8c)$$

onde r_{eff} é o raio efetivo da distribuição de tamanho dos aerossóis, ou seja, a média do raio das partículas ponderadas pelo seus tamanhos presentes na distribuição $n(r)$. Este parâmetro é normalmente empregado em estudos de aerossóis, pois partículas com maiores tamanhos tendem a espalhar mais eficientemente. Lembrando-se da relação entre Q_{scat} e Q_{ext} na equação (2.10) temos a equação final que foi usada para estimativa de CA dos dados do SAMBBA:

$$CA = k_{550,scat}/\pi \omega_{550} Q_{550,ext} r_{eff}^2 \quad (3.9)$$

onde ω_{550} é o albedo simples em 550 nm. A tabela 3.4 exhibe os valores utilizados para o cálculo de (3.9). O valor escolhido de ω_{550} (0,93) foi baseado na análise visual da figura 2.3 para o sítio de Abracos Hill e foi o valor de 0,93.

Tabela 3.4 – Valores utilizados para o cálculo da expressão (3.9). Os valores foram obtidos do modelo de aerossol para a América do Sul no trabalho de Rosário (2011) e que foram implementados no modelo JULES-CATT-BRAMS. O sítio utilizado aqui como representativo das condições da Amazônia foi o de Abracos Hill.

Albedo Simples ω_{550}	Eficiência de extinção $Q_{550,ext}$	Raio efetivo r_{eff} (mícrons)
0,93	1,154	0,207

Finalizando, os dados de CA e de CO obtidos tiveram que ser organizados de maneira que pudessem ser comparados diretamente com os do modelo. Em termos de região de análise, foram analisados apenas os trechos de voo que estivessem próximos de Porto Velho e que estavam nos limites de latitude e longitude como exibidos na figura 3.6. Para que os perfis verticais fossem comparáveis, foi realizada a média dos dados do SAMBBA que estivessem nas altitudes das 41 camadas do modelo. Nas rodadas em si foram consideradas 41 camadas, cuja, resolução vertical começava a 150 m acima da superfície, se estendendo a uma taxa de 1.15 até a resolução final de 850 m, com o topo do modelo a aproximadamente 20 km.

3.4. MODELO JULES-CCATT-BRAMS

3.4.1. Introdução

A metodologia de trabalho se baseou na modelagem numérica da atmosfera utilizando o esquema de vegetação e cálculo de fluxos *Joint UK Land Environment Simulator* (JULES, BEST et al., 2011; CLARK et al., 2011; MOREIRA et al., 2013) juntamente com o modelo de emissão, reatividade química, transporte e deposição de gases e aerossóis *Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport* (CCATT, FREITAS et al., 2005; LONGO et al., 2010; LONGO et al., 2013) ambos acoplados ao modelo atmosférico *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS, FREITAS et al., 2009). O BRAMS foi desenvolvido a partir de melhorias realizadas sobre o modelo RAMS (WALKO et al., 2000), com o objetivo de se adequar as suas parametrizações físicas aos processos que ocorrem normalmente na América do Sul.

O BRAMS é um modelo numérico meteorológico de área limitada capaz de simular circulações atmosféricas em escalas hemisféricas até escalas de grandes turbilhões da camada limite planetária. O modelo é equipado com um esquema de múltiplos aninhamentos que permite resolver simultaneamente diversas escalas espaciais e temporais (PIELKE et al., 1992), possuindo o estado da arte em parametrizações físicas e com uma moderna parametrização de nuvens cúmulos, desenvolvida no formalismo de *ensemble* (GRELL, GEORG A.; DÉVÉNYI, DEZS, 2002).

O CCATT é um sistema numérico apropriado para simular e estudar emissões, transporte, deposição e processos físicos e químicos associados a gases traço e aerossóis atmosféricos. É um modelo de transporte Euleriano totalmente acoplado ao BRAMS, permitindo a previsão numérica simultânea do tempo, da qualidade do ar e impactos dos aerossóis e mudanças do uso terra na evolução da atmosfera (FREITAS et al., 2005; FREITAS et al., 2006; LONGO et al.,

2009; LONGO et al., 2010). Possui um modelo de transporte que resolve fenômenos na escala da grade e sub-grade (principais processos exibidos na figura 3.7), além de um mecanismo químico completo para o prognóstico de espécies químicas reagentes.

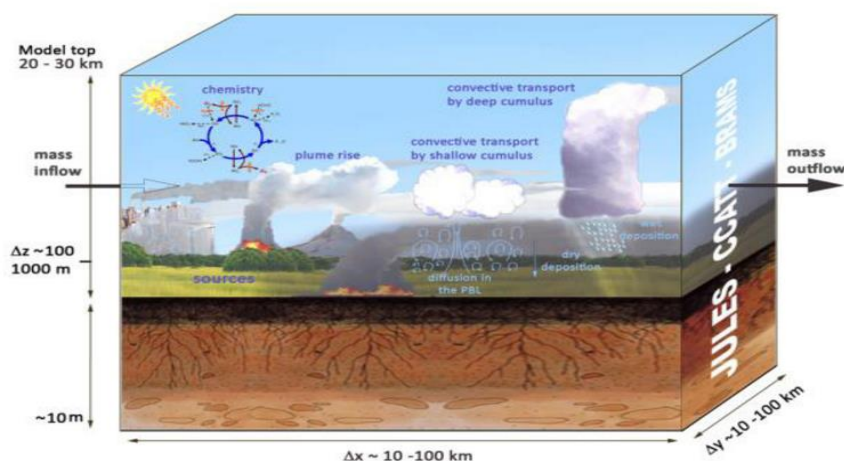


Figura 3.7 - Processos simulados pelo JULES-CCATT-BRAMS, como levantamento de pluma, transporte convectivo por cúmulos profundos e rasos, difusão na camada limite, deposição seca, deposição úmida e química.
 Fonte: Moreira et al. (2013)

Pelo fato do CCATT e do BRAMS serem totalmente acoplados, o processo de transporte de traçadores é feito simultaneamente com a evolução do estado atmosférico. A equação geral da continuidade de massa escrita na forma de equação de tendência pode ser representada por:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{adv} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{CLP} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{conv} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{conv} + W_{PM2,5} + R + Q_{pr} \quad (3.10)$$

$\begin{matrix} dif \\ pfd \\ rasa \end{matrix}$

onde \bar{s} é a razão de mistura do traçador e seus termos de tendência à direita são, respectivamente, a advecção pelo vento na escala da grade, o transporte sub-grade dentro da camada limite planetária (CLP), o transporte sub-grade associado à convecção profunda e o transporte sub-grade associado à convecção rasa. Adicionalmente, os últimos termos representam respectivamente a remoção úmida dos aerossóis da moda fina (PM2,5), o termo sumidouro associado à deposição seca dos aerossóis e o termo

associado ao mecanismo de ascensão de pluma de queimadas (FREITAS et al., 2006)

Seu esquema de radiação *Community Aerosol & Radiation Model for Atmospheres* (CARMA, TOON et al., 1988; LONGO et al., 2010; LONGO et al., 2013) calcula os efeitos de onda curta e onda longa em partículas de aerossóis e hidrometeoros e vice-versa. Este fato permite que o modelo seja capaz de realizar estudos dos efeitos diretos e indiretos dos aerossóis no balanço radiativo, além de cálculos de taxas de aquecimento, constituindo uma importante ferramenta para estudos de interação entre os aerossóis e a atmosfera.

As propriedades ópticas intensivas dos aerossóis, especialmente a eficiência de extinção, albedo simples e parâmetro de assimetria são obtidas de uma tabela construída por algoritmos de cálculo do espalhamento Mie, usando valores climatológicos da distribuição de tamanho e índice de refração complexo dos aerossóis a partir de várias medições da AERONET (item 3.2) sobre a América do Sul (PROCOPIO, 2003; ROSÁRIO, 2011; ROSÁRIO et al., 2013). Estes modelos ópticos espectrais são espacialmente distribuídos no CCATT-BRAMS centrado em cada sítio da AERONET com áreas de influência determinadas pela correlação entre os dados de profundidade óptica entre o MODIS e a AERONET (ROSÁRIO et al., 2013).

O modelo de vegetação JULES (BEST et al., 2011; CLARK et al., 2011) foi totalmente acoplado ao CCATT-BRAMS (MOREIRA et al., 2013) e é o responsável pela simulação dos fluxos de energia em superfície e os processos hidrológicos. O acoplamento é bidirecional, de forma que o JULES adquire várias informações do componente atmosférico do CCATT-BRAMS (como vento, temperatura, pressão, fluxos descendentes de radiação e etc....) e após o seu processamento, retorna as informações de calor sensível, calor latente, e fluxos ascendentes de radiação ao mesmo componente atmosférico. O JULES é considerado estado da arte em termos de simulação, sendo o mesmo

esquema utilizado no modelo unificado do UK Met Office (www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unifiedmodel).

O pré-processador de emissões PREP-CHEM-SCR é o responsável pela inclusão das emissões de gases traço e aerossóis para simulações com espécies químicas presentes na atmosfera (FREITAS et al., 2011). Vários tipos de emissões estão presentes incluindo emissões urbano-industriais, biogênicas, queima de biomassa, vulcânica, uso de biocombustível e queima a partir de resíduos agrícolas (tabela 3.5).

Como o foco deste trabalho foram os aerossóis de queimadas, a próxima seção esclarecerá com maior detalhe como ocorre o cálculo das emissões por queima de biomassa realizado pelo modelo.

Tabela 3.5 – Descrição dos tipos de emissões e seus inventários associados do pré-processador de emissões PREP-CHEM-SRC.

Emissões	Inventários	Referência
Urbano Industrial	RETRO	http://retro.enes.org
	EDGAR	http://edgar.jrc.ec.europa.eu (OLIVIER et al., 1996; OLIVIER et al., 1999)
	América do Sul	(ALONSO et al., 2010)
Biogênico	GEIA/ACCENT Activity on Emission Databases	http://www.aero.jussieu.fr/projet/ACCENT/description.php
	Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature (MEGAN)	(GUENTHER et al., 2006)
Queima de Biomassa	Brazilian biomass burning emission model (3BEM)	(LONGO et al., 2010)
	Global Fire Emissions Database (GFEDv2)	(GIGLIO et al., 2005; VAN DER WERF et al., 2006)
Vulcânico	Base de dados Mastin	(MASTIN et al., 2009)
Biocombustível Resíduos Agrícolas	Yevich and Logan	(YEVICH; LOGAN, 2003)

Fonte: Freitas et al. (2011)

3.4.2. Emissões de queimadas com o modelo 3BEM

O modelo de emissão 3BEM (BRAZILIAN BIOMASS BURNING EMISSION MODEL, FREITAS et al., 2005; LONGO et al., 2010) acoplado ao CCATT é destinado ao cálculo das emissões de gases e de material particulado associado às queimadas no modelo JULES-CCATT-BRAMS. Sua metodologia de cálculo se baseia na estimativa da quantidade de biomassa consumida durante a combustão (metodologia de baixo para cima, ou do inglês *bottom-up*) com a ajuda dos valores de densidade de biomassa acima do solo (α), fator de combustão (β), fator de emissão (EF) para uma dada espécie de vegetação (η) e tamanho da área queimada (A_{fogo}). Matematicamente, temos a seguinte expressão:

$$M^{[\eta]} = \alpha_{veg} \beta_{veg} EF_{veg}^{\eta} A_{fogo} \quad (3.11)$$

onde $M^{[\eta]}$ é a massa emitida pela espécie η devido à combustão.

O campo de emissão produzido pelo 3BEM depende de produtos obtidos via satélite bem como de valores de parâmetros obtidos via observação de campo. Os mapas de localização dos focos de queimadas são obtidos através de 3 produtos de satélite (MODIS, GOES, INPE, tabela 3.6) e que são agregados usando um algoritmo de filtro, de modo que se evite a contagem repetida de focos.

Os dados de área queimada podem ser obtidos de forma instantânea via sensoriamento remoto e, quando este não está disponível, uma média estatística é utilizada. No caso do produto GOES_WF_ABBA, a área queimada é estimada automaticamente via sensoriamento remoto através do tamanho do foco queimado para cada pixel não saturado ou coberto de nuvens. Caso este valor não esteja disponível, um valor médio de 0,14 km² é utilizado. No caso dos focos detectados via MODIS e AVHRR, um valor médio de 0.22 km² é utilizado.

Parâmetro normalmente associado às emissões de queimadas, o fator de emissão se refere à quantidade de massa de uma determinada espécie que é emitida em relação a massa total de biomassa queimada e pode ser expressa por:

$$EF_{veg}^{\eta} = \frac{M_{\eta}}{M_{biomass}} \quad (3.12)$$

onde M_{η} é a massa do composto η emitido e $M_{biomass}$ a massa total de carbono consumida. Os dados de fatores de emissão e de combustão são baseados em Andreae e Merlet (2001) e Longo et al. (2009) .

Como os valores dos fatores de combustão e de emissão dependem da cobertura de vegetação que está queimando, mapas de uso da terra são utilizados para definir a cobertura vegetal presente no pixel. Para a determinação da biomassa acima do solo, mapas de carbono são utilizados (ver tabela 3.6)

A emissão total por espécie pode ser calculada através da somatória de todos os focos de queimadas observadas em grade e sub-grade através de:

$$Q^{\eta} = \frac{r(t)}{\rho_0 \Delta V} \sum_{Grade}^{Focos} M^{\eta} \quad (3.13)$$

onde $r(t)$ representa uma função gaussiana centralizada no horário das 17:45 UTC, modulando o ciclo diurno das emissões de acordo com Prins et al. (1998) (figura 3.8). Vale ressaltar que apesar disso, os dados de emissão utilizados na tese possuem resolução temporal diária.

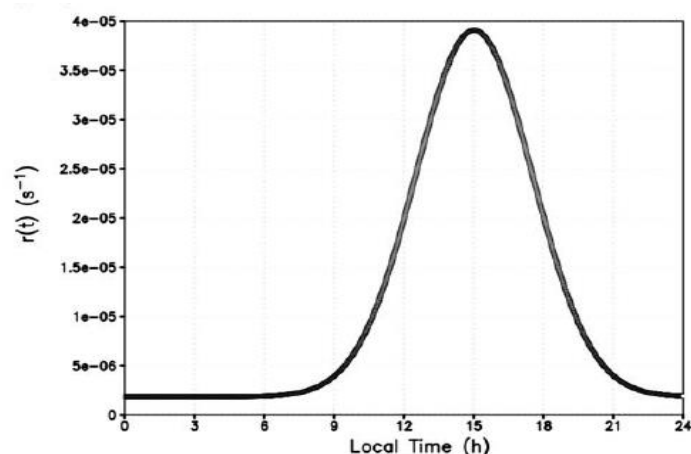


Figura 3.8 - Função gaussiana utilizada para simulação do ciclo diurno das emissões por queima de biomassa.

Fonte: Freitas et al. (2011)

Mais informações com relação ao 3BEM em termos de metodologia e dados de entrada podem ser vistos na tabela 3.6 e figura 3.9.

Tabela 3.6 – Parâmetros referentes aos dados 3BEM com relação à sua resolução, cobertura, dados de entrada e referências.

Parâmetros	Dados	Referências
Resolução Temporal	Diário	(FREITAS et al., 2005; LONGO et al., 2010)
Cobertura Espacial	Global	
Resolução Espacial	1 km	
Mapas de Focos	MODIS Fire GOES WF_ABBA INPE (baseado AVHRR)	(GIGLIO et al., 2003) (PRINS et al., 1998) (SETZER;PEREIRA, 1991)
Área queimada	MODIS AVHRR 0.22 km ² GOES WF_ABBA	
Cobertura de Vegetação	Amazon Region – Projeto Proveg Other Regions – GLC2000	(SESTINI et al., 2003) (BARTHOLOME;BELWARD, 2005)
Mapas de Carbono	Amazon Region Other Regions	(SAATCHI et al., 2007) (HOLLY et al., 2007)

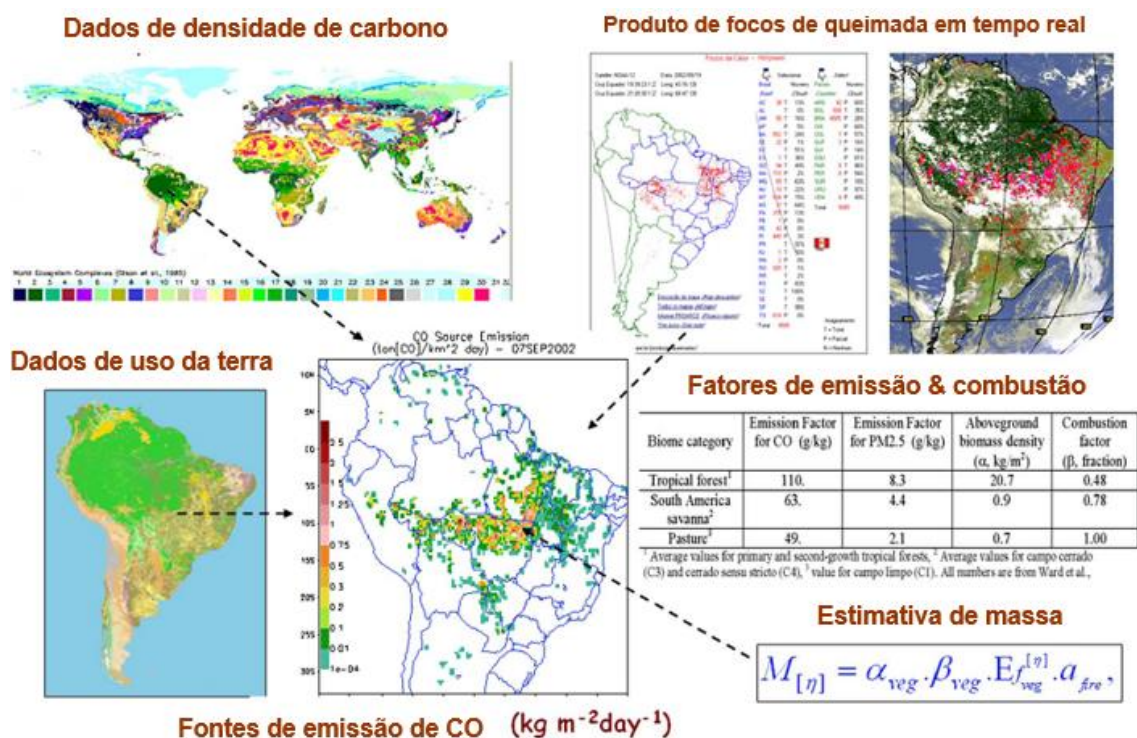


Figura 3.9 – Diagrama esquemático ilustrando os tipos de dados e formulação matemática para a estimativa das emissões de queimadas pelo 3BEM. Fonte: Adaptada de Longo et al. (2010)

3.4.3. Ativação dos aerossóis em NCN e NG

A ativação das partículas de aerossóis para NCN e NG é de vital importância na simulação dos efeitos aerossóis-nuvens pelo fato de modificarem as propriedades radiativas, dinâmicas e de precipitação das nuvens (DEMOTT et al., 2010; WARD; COTTON, 2011).

No contexto de NCNs, o primeiro passo é o de se obter a concentração de aerossol (CA) para que a eficiência de NCN possa ser usada na estimativa de NCN. O modelo calcula CA, num primeiro passo, a partir da concentração de massa obtida de forma prognóstica e que é convertida para a concentração numérica de aerossol. Para isto é utilizada uma função de distribuição lognormal climatológica construída a partir de dados da AERONET e um valor

de densidade de partícula de $1,35 \text{ g cm}^{-3}$ considerada como típica para as condições de aerossóis de queimadas na Amazônia (REID et al., 1998).

O NCN então pode ser obtido usando-se um valor estimado de eficiência de NCN (ou razão NCN/CA) para o ambiente em questão, ou a microfísica (seção 3.3.3.2) explicitamente calcula quanto deste CA será ativado. O primeiro caso é atrelado com a parametrização convectiva, pelo fato desta não ser capaz de resolver a ativação dos aerossóis explicitamente. Originalmente, a parametrização convectiva do JULES-CATT-BRAMS não usa o valor de CA diretamente para a determinação de NCN, mas sim a POA (ver seção 3.4.3.1). Logo, uma das questões analisadas neste trabalho foi a de se modificar o cálculo de NCN usando-se diretamente o valor de CA com uma eficiência de NCN típica das condições de queimadas e comparar com o caso das obtidas via POA.

O modo como o JULES-CATT-BRAMS trata a questão do NCNs na parametrização convectiva e na microfísica são melhor descritos nas seções seguintes. No caso dos NGs, o modo como o modelo parametriza a sua nucleação será explicada na seção de microfísica, já que no modelo atual não há dependência dos NGs na parametrização convectiva.

3.4.3.1. Parametrização convectiva

Um dos aspectos a se ressaltar na investigação do efeito dos aerossóis de queimadas na simulação climática é como modelar este efeito na parametrização convectiva. A parametrização é necessária para levar em conta o efeito do transporte convectivo em escalas menores que a da resolução do modelo que não é resolvido explicitamente. Em geral, estes efeitos de escalas menores são conhecidos na modelagem numérica como processos sub-grade.

Atualmente o JULES-CCATT-BRAMS leva em conta o efeito dos aerossóis na parametrização convectiva atuando no processo microfísico de autoconversão. A autoconversão é relacionada com a transformação das gotículas de nuvens

(água de nuvem) em gotas de chuva (água de chuva) através de processos de colisão e coalescência, possuindo influência na quantidade de precipitação realizada pela nuvem. A influência dos aerossóis é baseada na relação de Berry (GHOSH;JONAS, 1998):

$$\frac{\partial r}{\partial t} = \frac{(\rho r_c)^2}{60 \left(5 + \frac{0.0366 NCN}{\rho r_c m} \right)} \quad (3.14)$$

onde r é o conteúdo da água de chuva, r_c o conteúdo de água líquida da nuvem e ρ sua densidade e NCN é a concentração numérica de núcleos de condensação. Nela é possível ver que em uma população com mais núcleos de condensação de nuvens, a taxa de autoconversão é reduzida havendo potencial redução na precipitação em virtude da menor formação de água de chuva.

A determinação da quantidade de NCN é realizada seguindo o estudo realizado por Andreae (2008). Este estudo estabeleceu uma relação média entre a quantidade de núcleos de condensação e a profundidade óptica do aerossol, como exibida na figura 3.10. A POA é uma grandeza adimensional relacionada com a carga de aerossóis presentes na atmosfera muito utilizada em estudos climáticos que visam determinar os efeitos dos aerossóis no sistema Terra-atmosfera. O comportamento de aumento dos valores de concentração NCN com os da POA é expresso matematicamente por:

$$NCN = \left[\frac{POA}{0.0027} \right]^{\frac{1}{0.643}} \quad (3.15)$$

estabelecendo a ligação entre os aerossóis e a formação da chuva em (3.14).

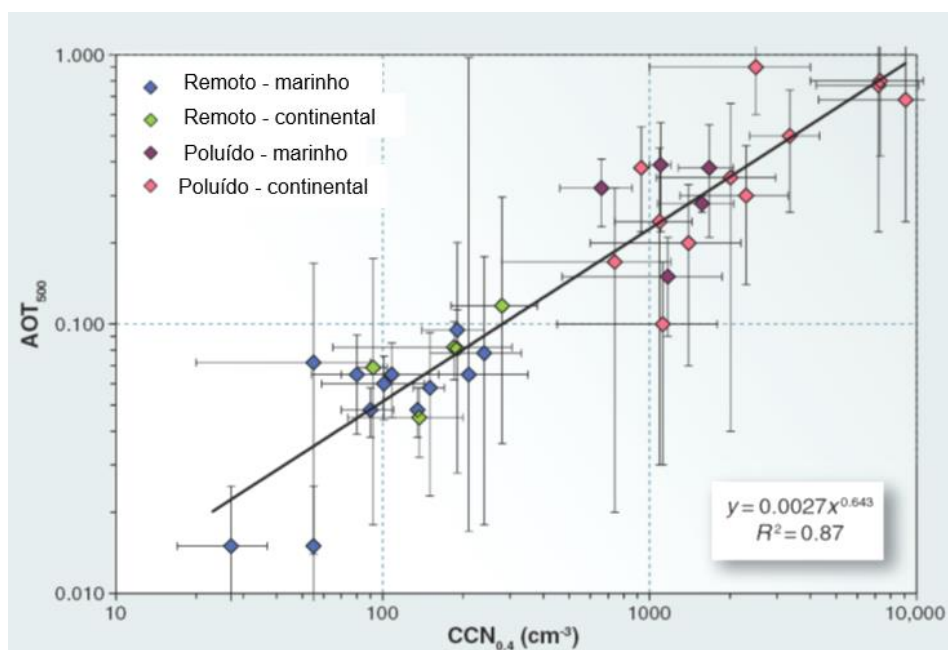


Figura 3.10 - Relação entre a POA em 500 nanômetros (Aerosol Optical Thickness, AOT) e da concentração numérica de CCNs ($CCN_{0,4}$) em cm^{-3} , obtidas sobre regiões remotas ou poluídas localizadas sobre continentes ou oceanos. As barras de erro representam a variação observada em medições realizadas por diversos estudos.

Fonte: Adaptada de Andreae, (2008)

Embora a autoconversão seja importante, aspectos dinâmicos relacionados à formação de nuvens também devem ser considerados quando na presença de aerossóis. Como um exemplo, o cisalhamento vertical do vento pode proporcionar que a chuva abaixo da base da nuvem atinja regiões que estejam abaixo do ponto de saturação. Isto acaba favorecendo a evaporação e diminuindo a eficiência de precipitação. A base teórica por trás desta inclusão foi o estudo publicado em Jiang et al. (2010). Neste estudo, o autor realizou simulações numéricas com o modelo *RAMS*, no modo de microfísica (*LES, do inglês Large Eddy Simulation*), para diferentes cargas de aerossóis (ou *NCN*) para obter uma base estatística de como os aerossóis podem influenciar a eficiência de precipitação (*PE*) realizada por nuvens cúmulos. Dessa forma a seguinte expressão foi proposta:

$$PE = \frac{R_v}{M_v} \sim M_v^{\alpha_3 - 1} N_d^{\beta_3} \quad (3.16)$$

onde R_v é o volume total de água de chuva acumulada sobre a superfície durante o tempo de vida da nuvem, M_v é o volume total de água condensada na nuvem durante o mesmo tempo de vida e α e β são parâmetros empíricos determinados estatisticamente. O valor de R_v pode ser calculado como uma integral da taxa de chuva na superfície (R_{sfc}) sobre a área A experimentando precipitação e sobre o tempo de vida da nuvem t como:

$$R_v = \int R_{sfc} dA dt \quad (3.17)$$

Na equação 3.16, PE pode ser interpretada como uma medida do quanto a água de nuvem condensada efetivamente se transformou em precipitação (água de chuva) e, quanto maior esta medida, mais eficiente é a precipitação. Nas condições de nuvens cúmulos presentes no estudo, os valores de PE variaram de 1 a 10% com o uso de (3.16) com menores eficiências nos casos com mais aerossóis.

Embora existam estudos que sugerem aumento da precipitação em determinados casos de aumento de aerossóis (LEE et al., 2008B), a metodologia apresentada aqui está mais condicionada aos estudos que sugerem a redução da precipitação, principalmente o de Khain et al. (2008) que foi realizado na região da Amazônia.

3.4.3.2. Microfísica

De fundamental importância para o sistema de ativação de material particulado na microfísica do modelo, está em como suas tabelas de ativação foram criadas. Estas utilizaram-se de um modelo de parcela Lagrangiano no qual uma hipotética parcela de ar com uma carga de CA é levantada para camadas superiores da atmosfera, permitindo que esta umedeça e seja ativada como NCN e promovendo o crescimento das gotículas de nuvem (SALEEBY; COTTON, 2004; WARD; COTTON, 2011). Matematicamente, o modelo de parcela resolve a

equação de Köhler, a qual determina as condições ótimas (representada por curvas) para o crescimento da gotícula de nuvem levando-se em conta tanto o efeito de curvatura quanto o efeito do soluto.

O sistema de tabelas mencionado (do inglês, *lookup tables*) foi implementado em virtude do alto custo computacional envolvido na solução explícita da ativação dos aerossóis no modelo. Os resultados do modelo de parcela foram sistematizados em variáveis de 4 dimensões, as quais contêm a porcentagem de NCN que é ativada para se transformar em gotícula. As quatro dimensões são representadas pela temperatura, velocidade vertical, concentração de NCN e raio médio do NCN (figura 3.11), escolhidas em virtude de serem as que apresentaram as maiores sensibilidades na ativação dos NCNs. É possível notar qualitativamente, que mais NCNs são ativados nas condições de menores temperaturas, ventos verticais mais intensos, maiores raios de NCN e menores concentrações de NCN.

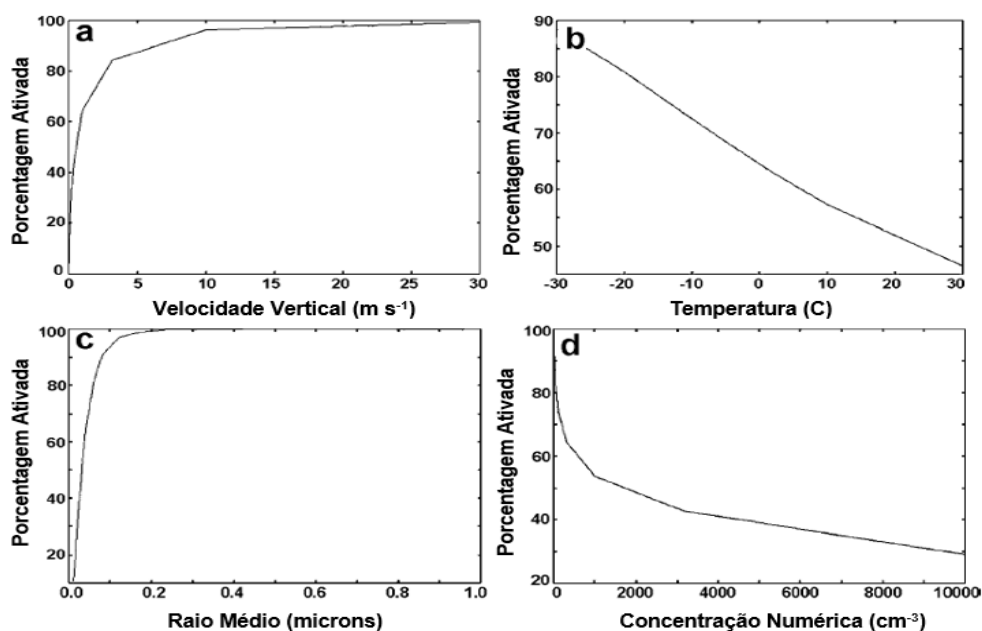


Figura 3.11 – Variações em porcentagem da quantidade de NCN que é ativado dependendo de (a) velocidade vertical, (b) temperatura, (c) raio médio do espectro de NCN e (d) concentração de NCN.

Fonte: Adaptada de Saleeby e Cotton (2004)

Ventos verticais mais intensos são responsáveis por fazer as parcelas de ar percorrer caminhos mais extensos dentro das nuvens atingindo supersaturações mais altas, ativando mais NCNs. Menores concentrações numéricas de NCN implica menor competição por vapor d'água dentro das nuvens, resultando em mais gotículas atingindo o raio crítico e, conseqüentemente, maior porcentagem de ativação. NCNs com raios maiores são favorecidos na hora da ativação, pois o menor efeito de curvatura, de acordo com a equação de Köhler, resulta em menores supersaturações requeridas para a manutenção das gotículas, facilitando seu crescimento para gotas de chuva.

De acordo com Saleeby e Cotton (2004), a questão da temperatura é a mais complicada, pois existe a competição de dois efeitos. Embora, seja esperado, de acordo com a equação de Köhler, que a pressão de equilíbrio em torno da gota seja menor para maiores temperaturas, e assim mais ativações neste caso, o que ocorre é uma competição de efeitos entre a equação de Köhler e a variação da supersaturação com o tempo resolvida pelo modelo de parcela, resultando que as parcelas mais frias percorram caminhos mais extensos dentro das nuvens com efeito análogo ao dos ventos verticais.

A parametrização da nucleação dos núcleos de gelo no modelo JULES-CATT-BRAMS, predita a concentração numérica dos NGs levando em conta os processos de deposição e congelamento (MEYERS et al., 1992). A expressão matemática é dependente somente da supersaturação em relação ao gelo S_i e temos que:

$$NG = \exp(6,629 + 12,96S_i) \quad (3.18)$$

onde S_i é a razão entre a pressão de vapor (e) e a pressão de vapor de saturação sobre o gelo e_{si} , ou, e/e_{si} .

Como será melhor descrito na seção 3.5, um dos objetivos nesta tese foi a de testar a implementação da parametrização proposta em DeMott et al. (2010) e comparar com os resultados obtidos pela parametrização descrita em 3.18.

Esta comparação é relevante, pois a parametrização de DeMott é dependente tanto da temperatura quanto da concentração de aerossóis e, de acordo com os autores, oferece resultados mais consistentes quando comparados com dados observacionais.

3.5. Configuração dos experimentos

O modelo JULES-CCATT-BRAMS foi utilizado para simular o período de 01 de Agosto até 31 de Outubro de 2012, com sua grade ocupando toda a América do Sul e com resolução espacial de 30 km. A resolução temporal das simulações foi de seis horas.

O esquema de convecção de nuvens utilizado foi o G3D (GRELL, GEORGE A; DÉVÉNYI, D, 2002; GRELL; FREITAS, 2014), com a inclusão da dependência do NCN na parametrização convectiva como discutido na seção 3.4.3.1.

Foi utilizado o esquema de microfísica *bulk* de 1 momento com sete categorias de água (WALKO et al., 1995; WARD; COTTON, 2011). Entre as categorias de água estão incluídas as de água de nuvem e de chuva (ambos no estado líquido); gelo (pristine ice), neve e agregados (todos no estado sólido); granizo jovem (graupel) e granizo (estes no estado misto de sólido e líquido). A função de distribuição de tamanho foi representada pela função gama generalizada com parâmetro de forma igual a 2. Embora parecida, não se trata da mesma distribuição que a de Marshall-Palmer. A metodologia de ativação dos aerossóis em NCN foi descrita na seção 3.4.3.2.

Para as condições iniciais e de contorno do modelo, os dados de reanálise do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, BERRISFORD et al., 2009) com resolução temporal de seis horas foram utilizados.

A estimativa de umidade do solo inicial para as simulações seguiu a metodologia de Gevaerd e Freitas (2006). Resumidamente, esta estimativa combina a modelagem numérica com produtos de sensoriamento remoto e

centros de previsão de tempo. A umidade (volume de água por volume de solo, $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) é estimada utilizando uma equação prognóstica baseada em modelo de transporte de água. Dados de temperatura da superfície a 2m são utilizadas para a estimativa da evapotranspiração do bioma (método de Thornthwaite), enquanto dados de precipitação são utilizados para a estimativa do fluxo de umidade para o solo. A correta estimativa da umidade do solo é importante para a previsão da precipitação e da representação da camada limite planetária.

As emissões de queimadas foram estimadas com o modelo 3BEM como descrito na seção 3.4.2. Como a região Amazônica durante o período em questão é fortemente influenciada pelas emissões de queimadas, as outras fontes de emissão foram desconsideradas.

Com o objetivo de avaliar a influência dos aerossóis na precipitação, três rodadas com o modelo foram realizadas com diferentes cargas de aerossóis e formulações para a estimativa de *NCN*. Na tabela 3.7, apresenta-se resumidamente as configurações para cada rodada. A rodada MODEL CLEAN representa as condições da atmosfera limpa apenas com aerossol de fundo (background) assumido como 100 cm^{-3} . As outras rodadas usam as emissões de queimadas, mas usam duas maneiras diferentes de se estimar a concentração de *NCN* usada no esquema de autoconversão de Berry (seção 3.4.3.1).

Tabela 3.7. Descrição resumida das rodadas realizadas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS e as diferentes metodologias para a estimativa do campo de *NCN*.

Nome da rodada	Emissão de queimadas	Cálculo do <i>NCN</i>
MODEL CLEAN	Não, apenas fundo (CA 100 cm^{-3})	Via CA (seção 3.4.3)
MODEL CA	sim	Via CA (seção 3.4.3)
MODEL POA	sim	POA_{550} – Eq. (3.15)

Nas rodadas MODEL CA e MODEL CLEAN, a concentração de NCN foi estimada usando uma eficiência de NCN de 0.5, como sugerido em Andreae (2008) para condições de poluição na Amazônia. Assim temos:

$$NCN = 0.5 * CA \quad (3.19)$$

onde CA é obtida diretamente através do modelo, que fornece uma variável tridimensional desta. O valor final de NCN que foi usado na autoconversão de Berry (equação 3.14) foi o valor médio de NCN ponderado pela pressão da superfície até a base da nuvem, para melhor caracterizar a carga de aerossóis que está abaixo da nuvem.

A simulação MODEL POA utilizou a estimativa de NCN obtida via equação 3.15, que usa como parâmetro a POA₅₅₀. Dessa forma, o campo de NCN possui dimensão 2D.

O objetivo final deste teste foi o de averiguar se POA₅₅₀ serve como um bom parâmetro na estimativa de NCN e conseqüentemente na avaliação de seus efeitos na precipitação. Adicionalmente, é esperado que com a inclusão do NCN em 3 dimensões resulte em melhores resultados.

Para investigar a influência da parametrização de gelo nas rodadas do modelo JULES-CATT-BRAMS, foi implementado em seu módulo de microfísica outra parametrização, mas que ao contrário da atual que depende apenas dos valores de S_i (ver equação 3.18), esta depende tanto da temperatura (e portanto, indiretamente da supersaturação S_i) quanto dos aerossóis. Esta é calculada como:

$$NG = a(273,16 - T_k)^b CA_{0,5}^{(c(273,16 - T_k) + d)} \quad (3.20)$$

onde $CA_{0,5}$ é a concentração numérica dos aerossóis com diâmetros superiores a 0,5 microns, T_k é a temperatura da nuvem em Kelvin e os parâmetros empíricos a, b, c e d possuem os valores de 0,0000594; 3,33; 0,0264 e 0,0033

respectivamente. A expressão proposta em 3.20 foi obtida do trabalho de DeMott et al. (2010) e, segundo os autores, ela diminui por um fator de 100 a variabilidade observada entre a quantidade de NGs prevista e observada pela parametrização de Meyers descrita em 3.18 (figura 3.12).

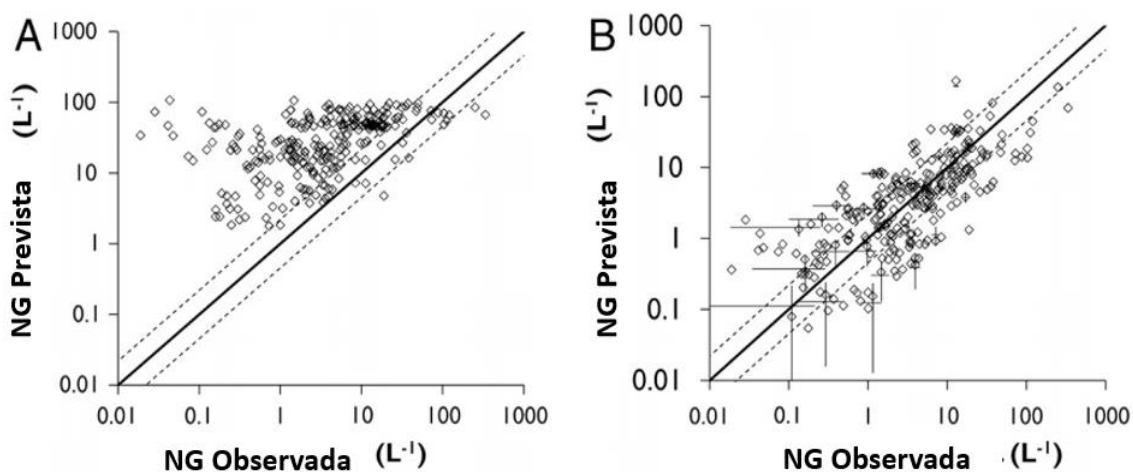


Figura 3.12 – Comparação entre a concentrações de NG prevista e observada usando (A) a parametrização de Meyers (equação 3.18) e (B) a parametrização de DeMott (equação 3.20).

Fonte: Adaptada de DeMott et al. (2010).

As rodadas efetuadas para investigar as parametrizações de gelo são independentes das rodadas efetuadas para o caso dos NCNs. Para o caso dos NGs, teste de sensibilidade foi realizado para averiguar a dependência dos valores de NGs com os aerossóis, incluindo seus valores multiplicados por 4 e 16. Para a rodada limpa, a concentração de fundo foi de 300 cm^{-3} . (ver tabela 3.8).

Tabela 3.8. Descrição resumida das rodadas realizadas com o modelo *JULES-CCATT-BRAMS* para as análises das parametrizações de *NGs* (comparação equações 3.18 e 3.20). As concentrações de *CA* se referem à média obtida pelo modelo durante os 3 meses na Amazônia (Agosto-Outubro).

Nome da rodada	Emissão de queimadas
NG CLEAN	Não, apenas fundo (CA 300 cm ⁻³)
NG CA	CA 319 cm ⁻³
NG 4xCA	CA 1273 cm ⁻³
NG 16XCA	CA 5079 cm ⁻³

4 RESULTADOS

Nesta seção são discutidos os resultados obtidos no trabalho. Ela é dividida em duas seções distintas. A seção 4.1 descreve os principais resultados obtidos com a rodada do modelo JULES-CATT-BRAMS, considerando-se todo o período de três meses de Agosto a Outubro de 2012. Ela se inicia com a descrição sinótica das condições encontradas durante a estação seca da Amazônia e prossegue com a comparação entre resultados do modelo e os dados observacionais do MODIS e TRMM. A seção finaliza com as diferenças encontradas entre as rodadas especificadas na tabela 3.7. Já a seção 4.2 é semelhante à anterior, mas explora os resultados no contexto de um evento de frente fria que ocorreu entre os dias 18 e 22 de dezembro de 2002. A seção 4.3 discute os resultados obtidos com a utilização da parametrização de DeMott para o gelo, incluindo a sua comparação com a de Meyers. Finalmente, na seção 4.4, os resultados entre a comparação dos dados do SAMBBA de CA e de CO com o modelo são discutidas.

4.1. Estação seca

Durante os meses de agosto, setembro e outubro, a região Amazônica apresenta padrões sinóticos que favorecem as condições de seca. O principal responsável é um sistema de alta pressão estacionário de mesoescala que, provocando a subsidência do ar na região, dificulta a formação de nuvens e de precipitação na parte central da América do Sul (NOBRE et al., 1998). As porções norte e sul do continente não são afetadas, o que resulta na formação de duas bandas de máxima precipitação. A precipitação que se forma na banda Norte (latitude entre 0 e 10N) é principalmente associada com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), caracterizada por um cinturão de sistemas de baixa pressão localizada sobre a região Equatorial. Na banda sul (latitude entre 40S e 30S) a precipitação é associada com sistemas de frentes frias que trazem ar polar para a região provocando instabilidades.

A figura 4.1 mostra a distribuição da precipitação obtida pelo satélite TRMM durante a estação seca de 2012 sobre a América do Sul. A parte central do continente, particularmente durante agosto e setembro, apresentaram valores baixos de precipitação (inferior a 100 mm para a precipitação mensal acumulada), com posterior tendência de aumento para 400 mm em algumas regiões, associadas com a transição para a estação úmida no final de outubro.

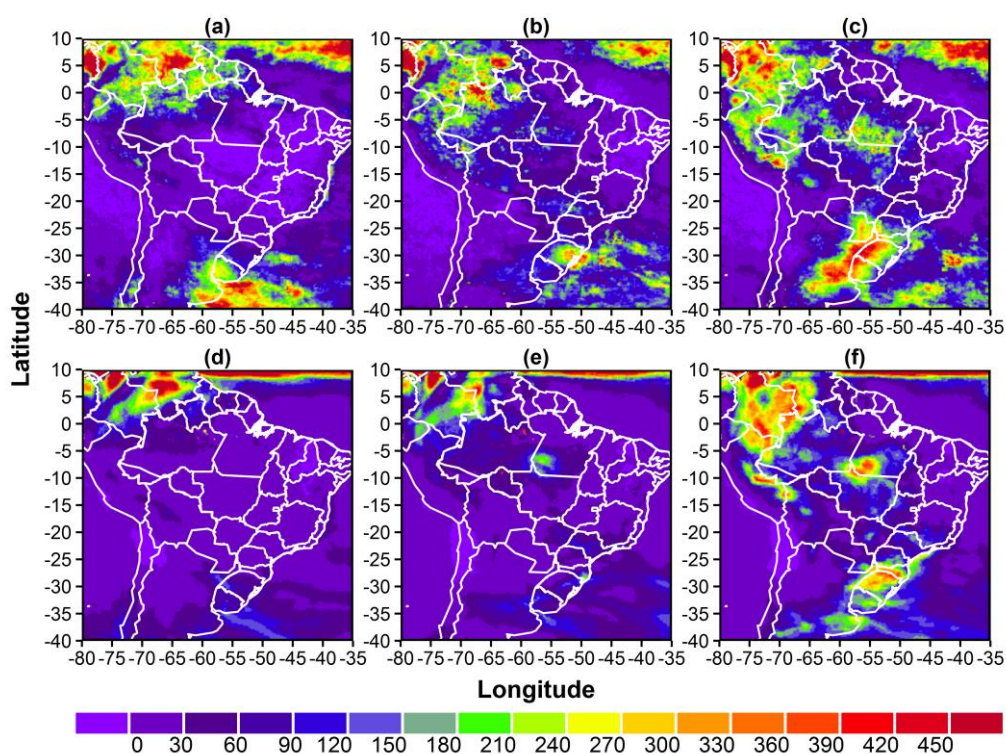


Figura 4.1 – Precipitação mensal acumulada (mm) sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) obtida via TRMM (a,b,c) e rodada MODEL CA (d e f).

Em setembro, no pico da estação seca, os valores de POA obtidos na região Amazônica foram consistentemente acima de 0,8 no canal de 550 nm, onde é possível ver a pluma de fumaça sendo transportada para longas distâncias de seus locais de origem (figura 4.2). Em geral, o modelo superestimou os valores de POA quando comparados com o sensor MODIS por aproximadamente 10%.

O motivo pode estar relacionado com a subestimação da precipitação pelo modelo, no qual será discutido adiante.

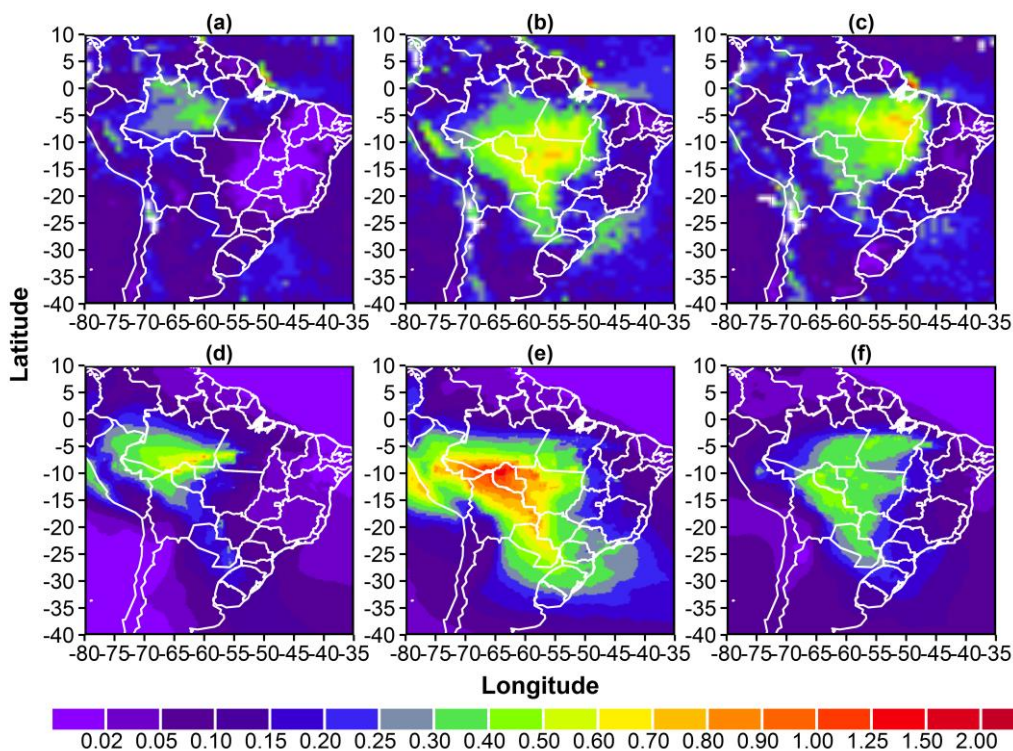


Figura 4.2 – Valores médios de POA sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) obtidos via MODIS-TERRA (a,b,c) e rodada MODEL CA (d e f).

Os valores diários de POA obtidos pelas estações da AERONET mostraram que o pico de máxima carga de aerossol ocorreu por volta de 11/09 (figura 4.3). Os valores de POA obtidos pelo MODIS e pelo modelo concordaram bem com os valores da AERONET, representando de forma adequada a carga de aerossol durante a transição da estação seca para a úmida. A discrepância entre os valores de POA obtidos em outubro pelo modelo e o MODIS, resultou da dificuldade do modelo 3BEM obter de forma correta as emissões com sua metodologia clássica (de baixo para cima, ou do inglês *bottom-up*) principalmente na parte leste da região Amazônica. Melhores estimativas de

emissão nesta região tende a ser obtidos com a metodologia da energia radiativa do fogo (PEREIRA et al., 2016).

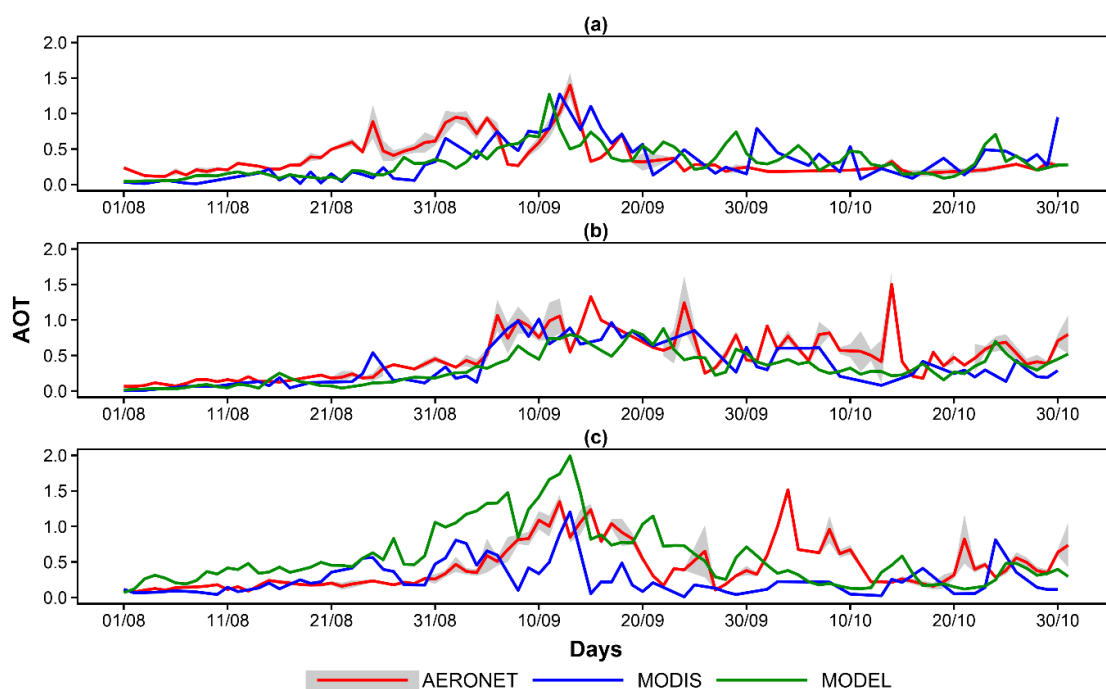


Figura 4.3 – Série temporal diária de POA para os sítios de Rio Branco (a), Cuiabá (b) e Alta Floresta (c) obtidas via AERONET, comparando seus resultados com os obtidos via MODIS e rodada MODEL CA para os pixels mais próximos dos sítios no período de agosto a outubro. O intervalo cinza nos dados da AERONET representa o desvio padrão da variação diária.

Os valores de precipitação mensal total acumulados para os meses de agosto, setembro e outubro de 2012 obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS e pelo satélite TRMM são mostrados na figura 4.1. O modelo capturou bem as bandas norte e sul de máximas precipitações, embora com tendência de subestimativa da precipitação quando comparado com os valores obtidos via TRMM. Melhores resultados com as simulações foram obtidos durante o mês de outubro. Nos outros meses, o modelo teve dificuldade para representar a banda sul de precipitação associadas com as passagens de frentes frias. A dificuldade parece estar relacionada ao fato do modelo ter sido rodado com configuração de espaçamento de grade de 30 km (ênfase para estudos de

clima) onde a precipitação resolvida pelo modelo representou apenas 10% do total da precipitação calculada. Em outras palavras, a grande maioria da precipitação obtida foi representada apenas pela chuva convectiva calculada pela parametrização convectiva. Vale ressaltar que este problema não inviabiliza a avaliação da sensibilidade da precipitação calculada pelo modelo devido às diferentes concentrações de aerossol.

A figura 4.4 mostra a precipitação total acumulada para todo o período de agosto até outubro, comparando as três rodadas do modelo descritas na tabela 3.7 com os valores obtidos via TRMM. Como pode ser vista, a carga de aerossol teve grande impacto neste caso. Importante ressaltar que as diferenças encontradas aqui são resultados dos efeitos direto e indireto dos aerossóis de forma simultânea. A rodada MODEL POA foi a que obteve os menores valores de precipitação entre todas as rodadas. A possível razão para este fato é mostrado na figura 4.5. A estimativa de NCN baseada na POA (equação 3.16) impactou de forma significativa o cálculo da precipitação convectiva, resultando em valores mais baixos que os valores obtidos via TRMM e da rodada MODEL CA (40% a 60% menos precipitação na região central do Brasil), sugerindo que a equação 3.16 está superestimando a carga de NCN.

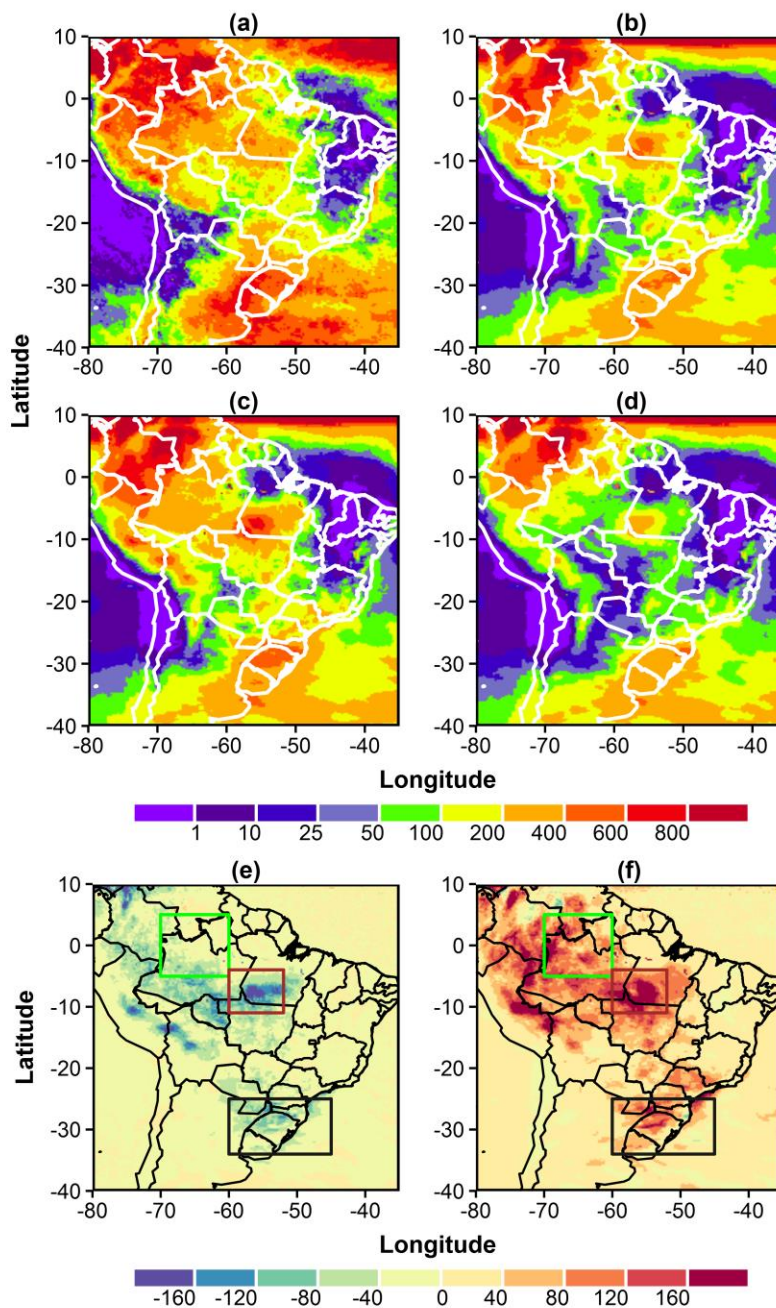


Figura 4.4 – No topo, precipitação total acumulada durante 3 meses (agosto a outubro 2012) na América do Sul via (a) satélite TRMM e JULES-CATT-BRAMS onde (b), (c) e (d) são respectivamente as rodadas MODEL CA, MODEL CLEAN e MODEL POA. A diferença absoluta entre as rodadas são mostradas na seção inferior onde (e) e (f) são respectivamente (MODEL CA – MODEL CLEAN) e (MODEL CA – MODEL POA).

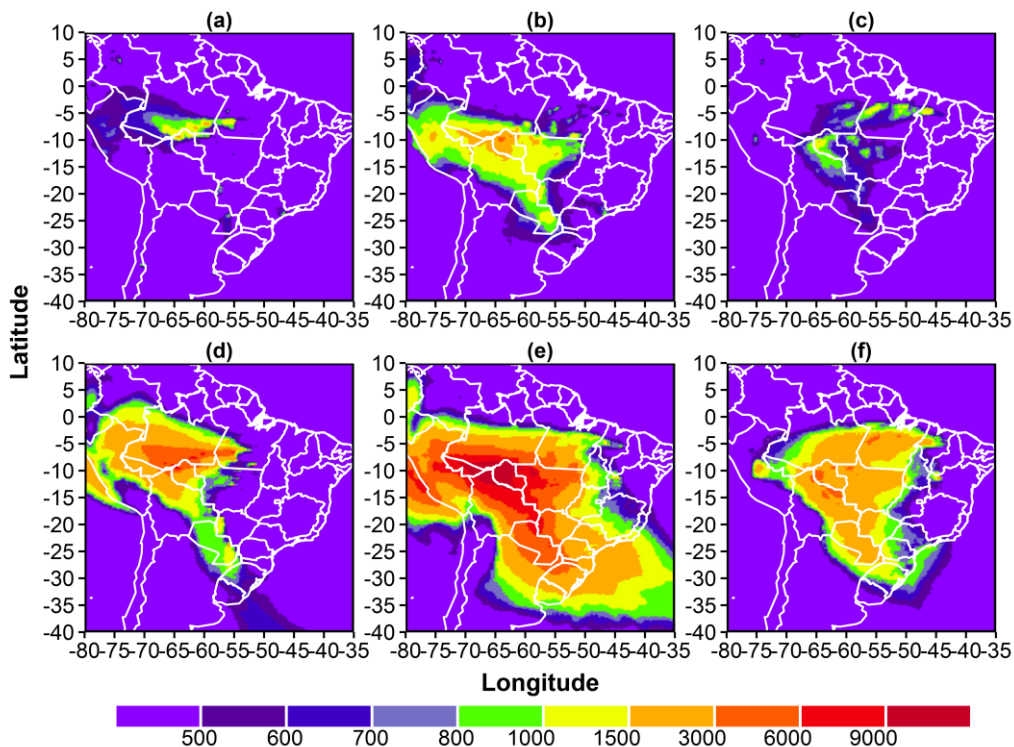


Figura 4.5 – Distribuição regional média mensal de CA (cm^{-3}) sobre a América do Sul em agosto (a,d), setembro (b,e) e outubro (c,f) para as rodadas MODEL CA (a,b,c) e MODEL POA (d,e,f).

As três regiões de cores demarcadas na figura 4.4 foram escolhidas para representar os diferentes regimes de carga de aerossol de queimadas e de ocorrência de precipitação sobre o Brasil. A região vermelha representa a transição do cerrado para floresta e foi a região que obteve as maiores quantidades de aerossol na estação seca. A região verde representa o padrão de precipitação associado às condições equatoriais (leia-se ZCIT) com menor quantidade de aerossol e, finalmente, a região cinza representa as condições de precipitação associadas com as frentes frias com eventual transporte de aerossol de queimadas oriundas da região Amazônica. A inclusão da emissão de aerossol foi primordial para os resultados obtidos na região vermelha (figuras 4.4 e 4.6 e tabela 4.1), onde a rodada MODEL CA obteve melhores resultados quando comparados com o TRMM.

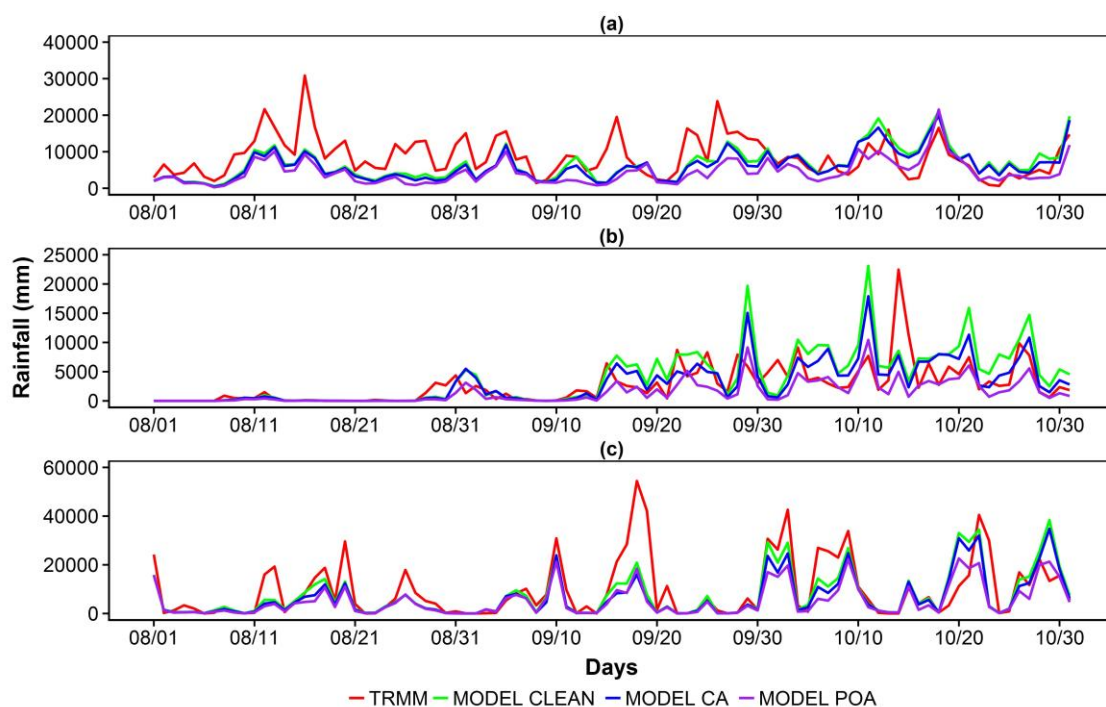


Figura 4.6 – Série temporal diária da precipitação total acumulada para as regiões verde, vermelha e cinza mostradas respectivamente em (a), (b) e (c).

Tabela 4.1. Valores médios da precipitação acumulada durante 3 meses dentro das regiões verde, vermelho e cinza. O desvio padrão representa a variabilidade dos valores observados em cada região. Também é mostrado o cálculo das diferenças observadas entre os dados TRMM e as rodadas com o modelo.

Precipitação (mm)	Verde	Vermelho	Cinza
TRMM	499(169)	281(82)	418(154)
MODEL CA	325(196)	276(114)	252(92)
MODEL CLEAN	352(197)	362(156)	291(105)
MODEL POA	238(185)	139(69)	206(89)
Diferença Precipitação (mm)	Verde	Vermelho	Cinza
TRMM – MODEL CA	174(145)	5(115)	167(140)
TRMM – MODEL CLEAN	147(149)	-81(149)	127(147)
TRMM-MODEL POA	261(147)	142(81)	213(142)

A tabela 4.1 mostra que na região vermelha, o TRMM obteve uma média de precipitação acumulada de 281 mm, sendo que na rodada MODEL CLEAN e MODEL CA, os resultados foram respectivamente de 362 e 276 mm resultando numa diminuição da incerteza com relação aos dados do TRMM de -81 (superestimativa) para 5 mm (subestimativa) em média.

Como esperado, os resultados obtidos nas regiões verde e cinza foram menos associadas à presença de aerossol, mas o padrão do modelo em subestimar a precipitação em todas as rodadas quando comparadas ao TRMM, dificulta a análise da real importância da inclusão do efeito dos aerossóis na precipitação modelada nestas regiões.

4.2. Estudo de caso

Até aqui, a análise dos resultados considerou todo o período entre agosto e outubro, mas a mesma análise foi repetida para um período de escala menor de tempo para averiguar se os efeitos dos aerossóis são significativos também neste caso. Por volta de 18 de setembro, uma frente fria começou sua passagem sobre a região sul do Brasil, cuja sua precipitação foi limpando a região dos aerossóis posicionados em seu caminho. O padrão de precipitação observado no período de 18 a 22 de setembro de 2012 pode ser visto na figura 4.7, cujo seu início pode ser notado pela chuva estacionária no sul do Brasil em 18 de setembro. Durante os próximos dias, um padrão diagonal de precipitação aparece com direção nordeste-sudeste e que vai se transportando para a direção norte, onde a maior parte dos aerossóis de queimadas são emitidos.

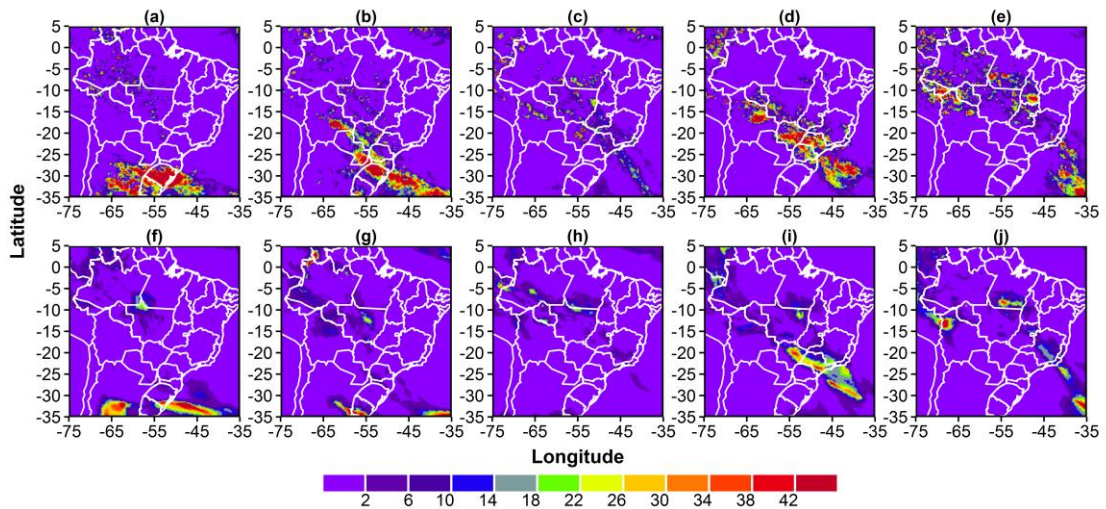


Figura 4.7 – Precipitação total diária acumulada (mm) sobre o Brasil durante a passagem da frente fria nos dias 18 (a,f), 19 (b,g), 20 (c,h), 21 (d,i) e 22 (e,j) de setembro de 2012 obtidos via satélite TRMM (a,b,c,d,e) e JULES-CATT-BRAMS rodada CA (f,g,h,i,j).

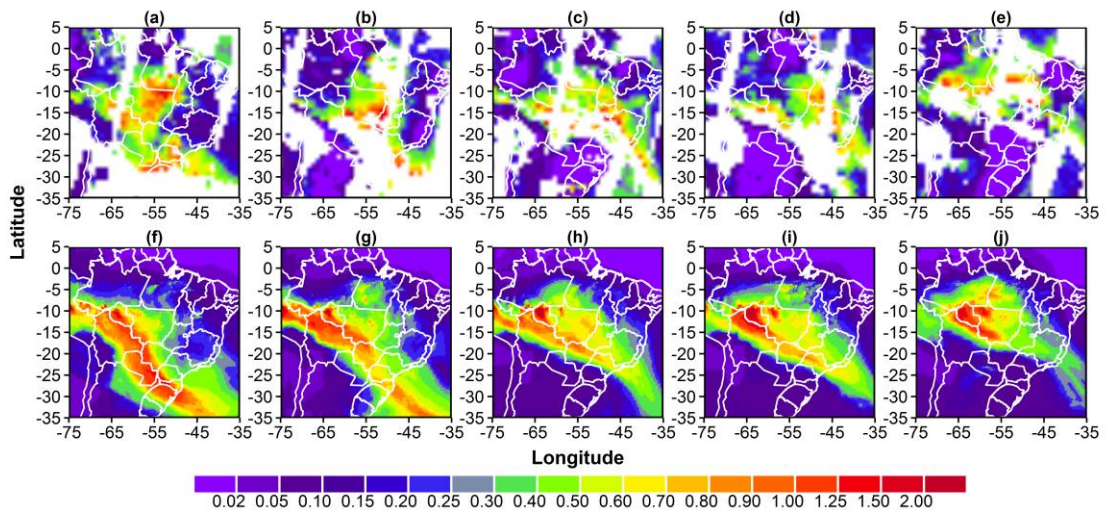


Figura 4.8 – Valores de POA 550 nm sobre o Brasil durante a passagem da frente fria nos dias 18 (a,f), 19 (b,g), 20 (c,h), 21 (d,i) e 22 (e,j) de setembro de 2012 obtidos via sensor MODIS (a,b,c,d,e) e JULES-CATT-BRAMS rodada CA (f,g,h,i,j).

Tipicamente, o satélite TRMM obteve valores acima de 40 mm por dia. A figura 4.8 mostra o comportamento dos valores de POA para o mesmo período, com

boa concordância entre os valores obtidos e simulados onde o modelo capturou o decréscimo de POA nas regiões à frente da frente fria. Este caso, especificamente, foi o primeiro sinal do final da transição da estação seca para úmida, com o início do aumento nos valores de precipitação na região central do Brasil e que irá se intensificar mais ainda durante o mês de outubro.

Em geral, o caso da frente fria mostrou resultados similares ao caso trimestral como pode ser visto nas figuras 4.9 e 4.10. O padrão diagonal de precipitação é mais facilmente observado quando se acumula os valores de precipitação dos cinco dias, com valores variando de 40 a 80 mm de precipitação modelada nos cinco dias e com valores um pouco mais altos para o TRMM.

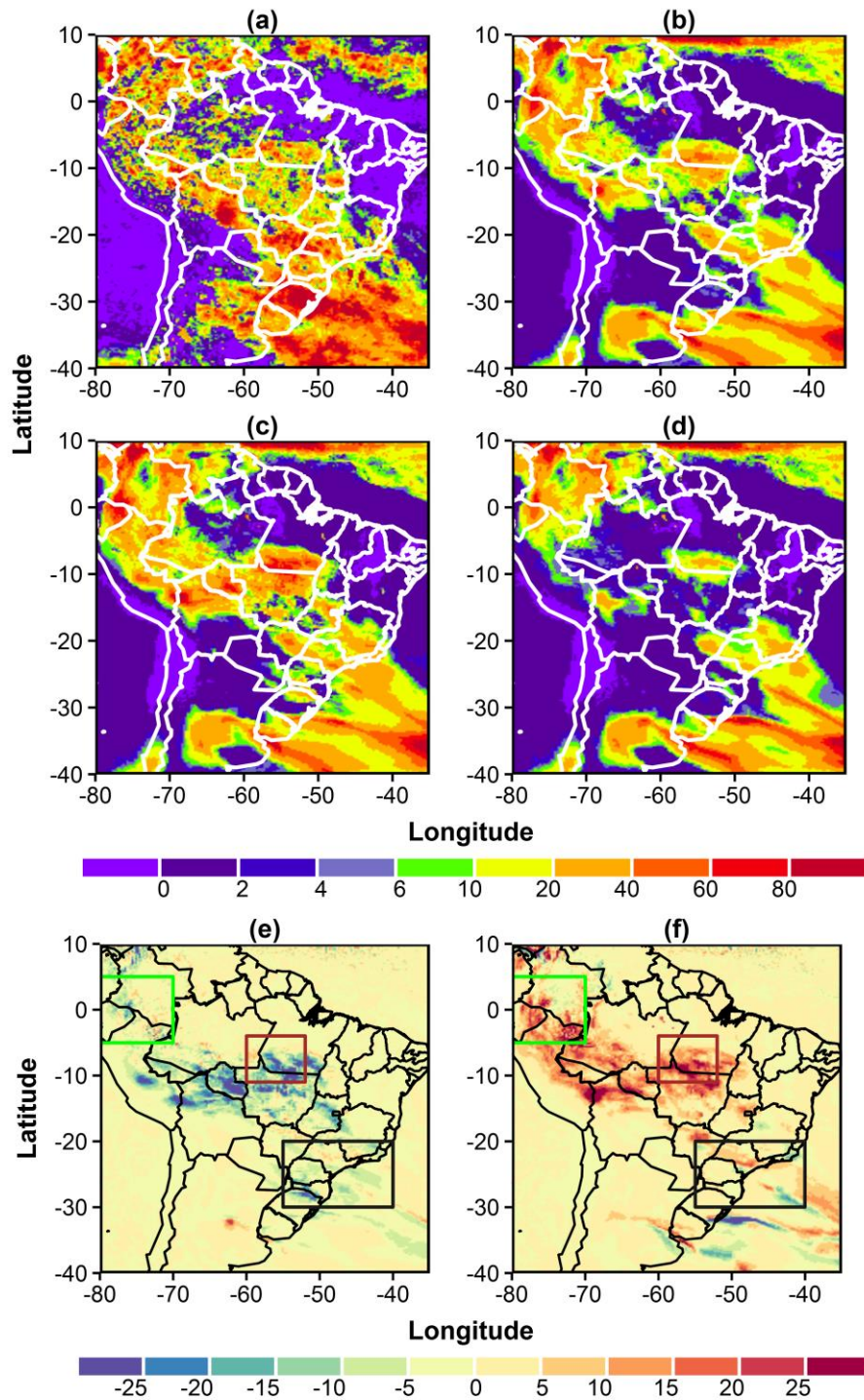


Figura 4.9 – Mesmo que a figura 4.4, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.

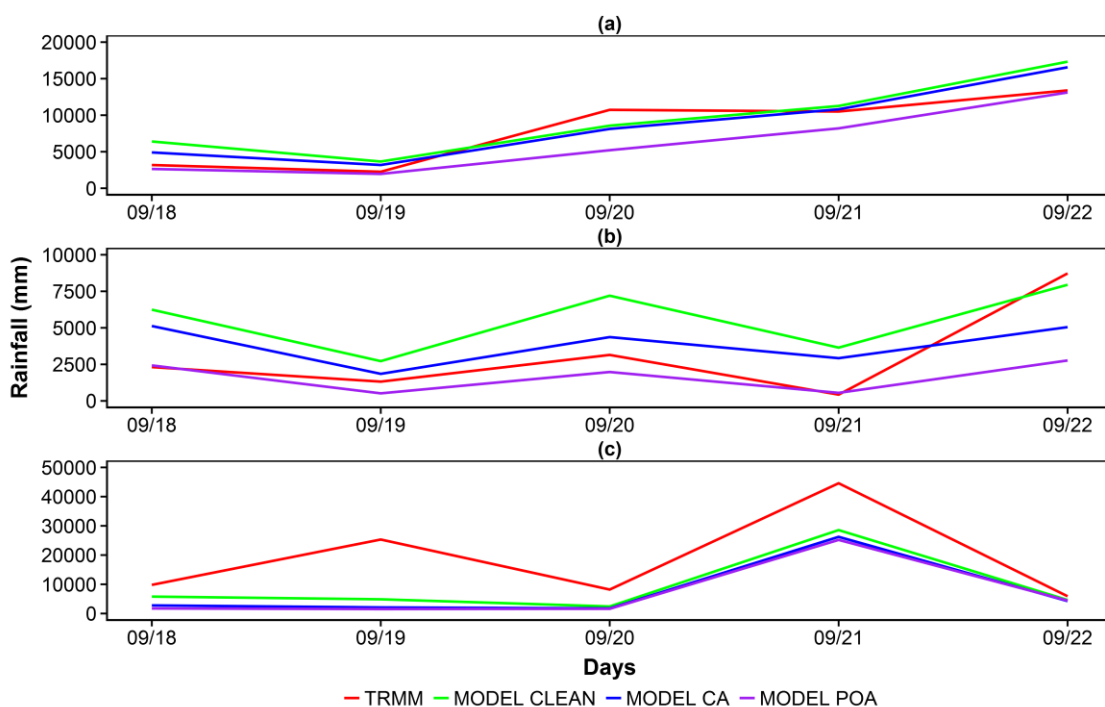


Figura 4.10 – Mesmo que a figura 4.6, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.

Tabela 4.2. Mesmo que a tabela 4.1, mas apenas durante o período da passagem da frente fria entre 18 e 22 de setembro de 2012.

Precipitação (mm)	Verde	Vermelho	Cinza
TRMM	11(16)	18(17)	51(38)
MODEL CA	11(12)	19(14)	11(13)
MODEL CLEAN	11(12)	28(22)	14(13)
MODEL POA	09(13)	08(07)	12(17)
Diferença Precipitação (mm)	Verde	Vermelho	Cinza
TRMM – MODEL CA	01(17)	-01(19)	40(41)
TRMM – MODEL CLEAN	01(17)	-10(24)	37(40)
TRMM-MODEL POA	02(17)	09(17)	39(41)

4.3. Parametrização NGs

Esta seção descreve os resultados utilizando as parametrizações de DeMott e Meyers com o modelo JULES-CATT-BRAMS para as quatro rodadas mencionadas na tabela 3.8. Estas rodadas são diferentes das seções anteriores, pois se concentraram no domínio da região Amazônica e foram realizadas para o período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012. Assim sendo, deve-se interpretar estes resultados como preliminares da continuação do trabalho apresentado nas seções anteriores, visando a implementação dos efeitos dos NGs na microfísica e futuramente na parametrização convectiva.

Inicialmente, a figura 4.11 mostra a distribuição espacial da concentração de aerossol (CA) obtida durante o período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012 com o modelo. É possível notar um pico de 550 cm^{-3} ao redor de Porto Velho no norte do estado de Rondônia. Esta região possui altas emissões de fumaça no período, o que é atestado pelos mapas de POA do MODIS e do modelo exibidas nas figuras 4.2b e 4.2e. Estes valores foram obtidos com o modelo 3BEM e representa os valores de CA obtidos com a rodada controle NG CA (figura 4.11a). Quando os fatores multiplicativos 4 e 16 são aplicados, temos os resultados das rodadas NG 4xCA e NG 16xCA representados respectivamente pelas figuras 4.11b e 4.11c.

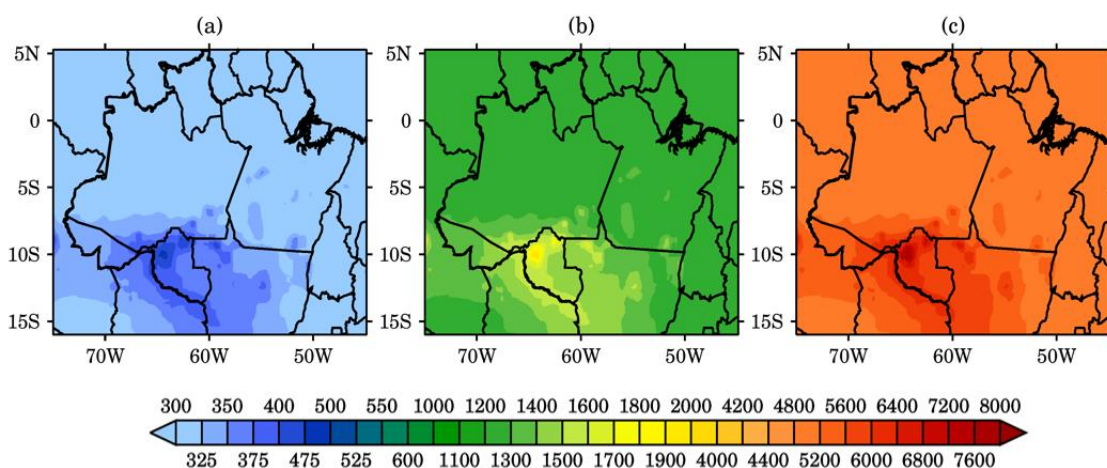


Figura 4.11 – Distribuição regional média de CA (cm^{-3}) para a região da Amazônia durante o período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012 para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA.

A figura 4.12 mostra a distribuição geográfica da razão de mistura de gelo (q_{ice}), calculada com a parametrização de DeMott na região Amazônica, exibindo valores maiores do que a parametrização de Meyers. Isto sugere que embora a parametrização de DeMott reduza os valores de q_{ice} em situações de baixa concentração de aerossol, em situações com intensa emissão de material particulado o comportamento visto foi o oposto.

A regressão entre os valores de q_{ice} obtidos com as duas parametrizações é mostrada na figura 4.13 e nota-se que os valores de DeMott são mais sensíveis aos valores de concentração de aerossol, na medida que a inclinação da reta de regressão vai decrescendo com o uso dos dados das rodadas com maior concentração de aerossóis. Os valores médios destas concentrações estão na tabela 3.8.

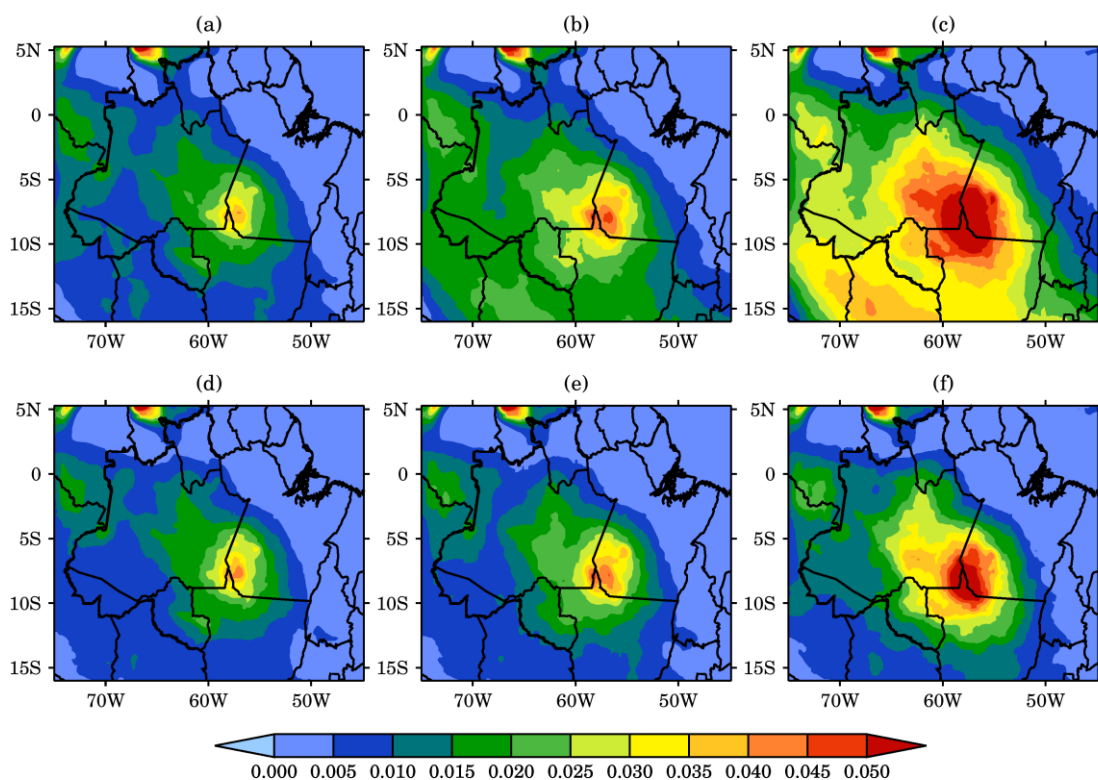


Figura 4.12– Valores médios da razão de q_{ice} (g/kg) na região Amazônica, obtidos com a parametrização de DeMott para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA e similarmente para a parametrização de Meyers em (d), (e) e (f).

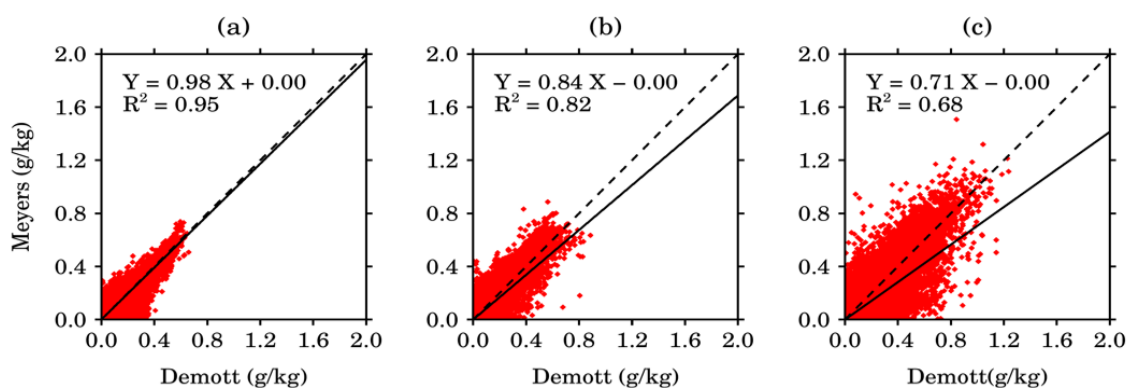


Figura 4.13 – Gráficos de regressão linear entre as razões de q_{ice} (g/kg) de DeMott e Meyers, Valores médios da razão de mistura de gelo (g/kg) na região Amazônica, obtidos com as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA.

As distribuições geográficas para a precipitação acumulada são mostradas na figura 4.14 onde é possível notar na região Amazônica dois picos de precipitação, um no norte do estado do Amazonas e outro no sul do estado do Pará. O efeito dos aerossóis na precipitação pode ser notado em sua diminuição à medida que a concentração de aerossóis aumenta. Isto é associado principalmente ao efeito dos aerossóis na parametrização convectiva e será melhor explicado nos parágrafos seguintes.

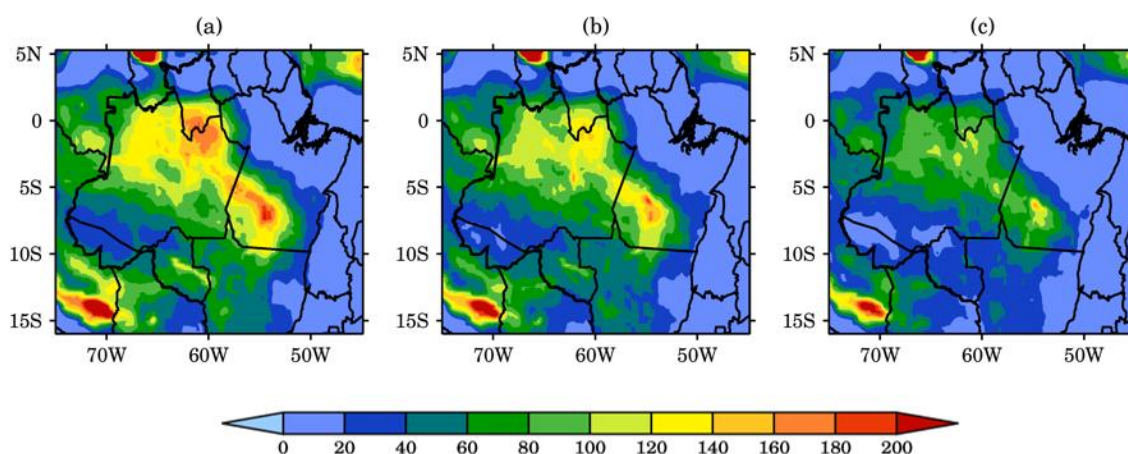


Figura 4.14 - Valores de precipitação acumulada total (mm) para a região Amazônica no período de 10 de setembro a 3 de outubro de 2012 para as rodadas (a) NG CA, (b) NG 4xCA e (c) NG 16xCA.

A figura 4.15 mostra as séries temporais da precipitação resolvida acumulada (calculada pela microfísica), da precipitação convectiva (calculada pela parametrização convectiva) e a precipitação total (soma das anteriores) para a região Amazônica para o caso da parametrização de DeMott. O objetivo foi o de tentar observar casos de possíveis aumentos nos valores de precipitação resolvida devido à maior presença de NGs, como foi explicado na figura 1.6.

Os valores de precipitação resolvida exibiram pouca variabilidade e o efeito de sua intensificação não foi observado nestas condições, sugerindo que o efeito dos aerossóis na microfísica sem a participação do gelo, ainda foi mais importante nestas simulações, vide a leve tendência de diminuição da

precipitação resolvida entre as rodadas NG CA, NG 4xCA e NG 16xCA no pico de 25 de setembro.

No caso da chuva convectiva, e que representou a maior fração da chuva total calculada, obteve o resultado esperado de decréscimo de precipitação pela combinação do efeito direto do aerossol e do efeito deste na parametrização de Berry (equação 3.15).

Considerando-se o dia 25 de setembro, onde os picos de precipitação total das rodadas aconteceram (figura 4.14c), houve uma queda de aproximadamente 70000 mm/dia da rodada NG Clean para aproximadamente 50000 mm/dia na rodada NG 16xCA.

Finalmente, a tabela 4.3 mostra a comparação entre os valores de precipitação resolvida (PR) média (não acumulada), q_{ice} e razão de mistura de água líquida (q_{liq}) usando as parametrizações de DeMott e Meyers. Embora q_{ice} exibiu valores distintos entre as duas parametrizações, seus efeitos não foram perceptíveis em termos de precipitação total. Este pode ser resultado do espaçamento de grade adotado nas rodadas, que foi de 30 km, e que foi escolhido baseado na ênfase de se preparar o modelo para simulações climáticas⁵. Dessa forma, a não resolução pela microfísica de sistemas precipitantes de menor escala, pode ter sido determinante nos resultados obtidos.

⁵ Rodadas climáticas são associadas com longos períodos de tempo e requerem muito uso computacional e espaço em disco para se armazenar e processar os resultados, de forma que espaçamento de grade maiores são adotados para minimizar o problema.

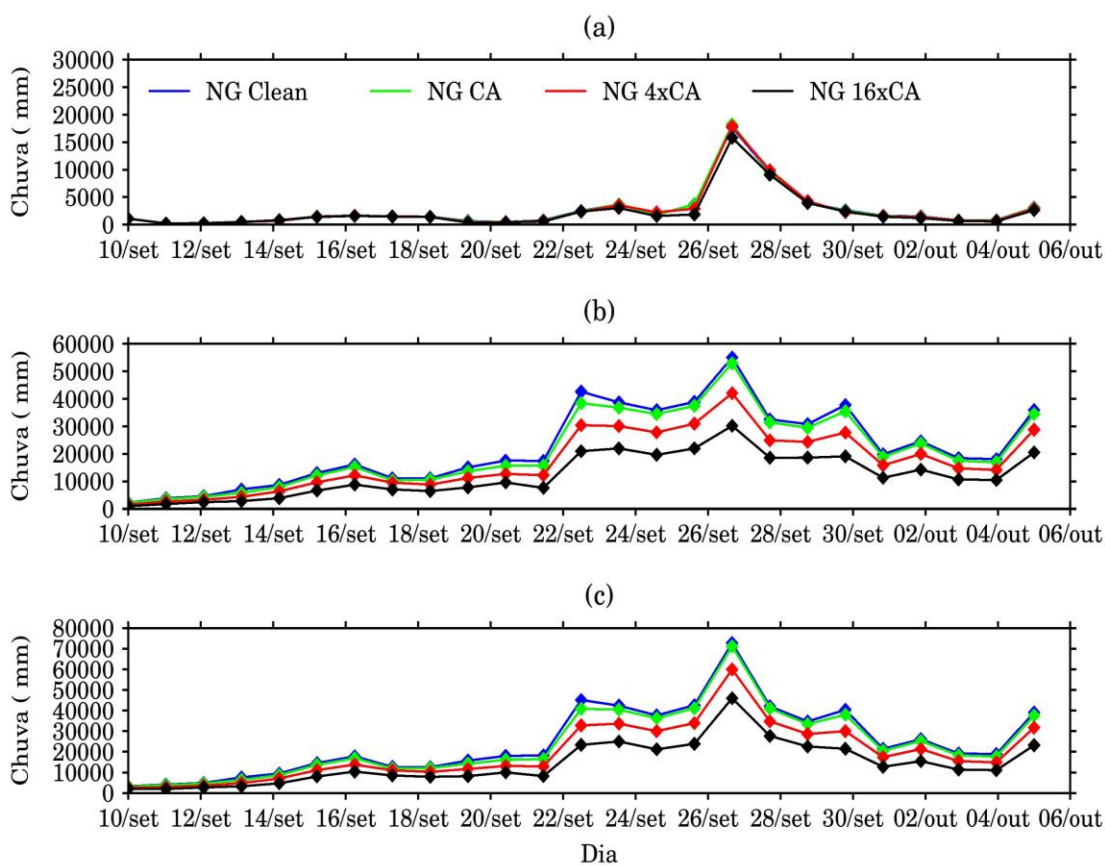


Figura 4.15 – Séries temporais de precipitação acumulada total (mm/dia) para a região Amazônica (mesma das figuras 4.11 e 4.12) calculadas para (a) chuva resolvida, (b) chuva convectiva e (c) chuva total, obtidas com as rodadas NG Clean, NG CA, NG 4xCA e NG 16xCA com a parametrização de DeMott.

Tabela 4.3. Valores médios de precipitação resolvida (PR), e razões de mistura para o gelo q_{ice} e água líquida q_{liq} obtidas com as rodadas da tabela 3.6. Os sufixos D e M se referem às rodadas com uso da parametrização de DeMott e Meyers respectivamente.

Rodadas	PRD	PRM	q_{iceD}	q_{iceM}	q_{liqD}	q_{liqM}
NG CA	6.2	6.3	0.009	0.008	0.0120	0.0118
NG 4xCA	6.1	6.3	0.013	0.009	0.0128	0.0126
NG 16xCA	5.5	5.7	0.022	0.011	0.0118	0.0117

4.4. Comparação com SAMBBA

Esta seção mostra os resultados preliminares obtidos da comparação dos valores de CA e de CO entre o modelo JULES-CCATT-BRAMS e os dados da campanha do SAMBBA. Esta comparação com os dados obtidos a partir do avião de pesquisa é relevante, pois torna-se possível investigar os perfis verticais das variáveis. No caso dos aerossóis, por exemplo, embora os dados de POA obtidos a partir do MODIS e da AERONET sejam relacionados com o CA presente no local, estes representam valores que são integrados em toda a coluna atmosférica. Dessa forma, a análise dos dados da campanha serve como um complemento dos resultados exibidos nas seções 4.1 e 4.2. Os valores de CO também foram incluídos nas análises por se tratar de um traçador importante das emissões de queimadas, além de ter servido como um valor limiar para a detecção de plumas, conforme explicado na metodologia de filtragem dos dados.

A figura 4.16 exibe os perfis verticais obtidos para o CA para os dias dos nove voos escolhidos, além da média dos resultados para todos os voos. Os dados do modelo foram processados como uma média de suas 41 camadas calculadas sobre a região de Porto Velho, conforme a região mostrada na figura 3.6. Os dados do SAMBBA tiveram que ser estimados a partir dos valores de $k_{550,scat}$ obtidos com os nefelômetros e convertidos para as mesmas 41 camadas do modelo para a comparação direta. Com exceção do voo B749 que representa as condições de atmosfera limpa, todos os outros voos foram classificados como poluídos. Em termos médios houve uma boa concordância dos resultados do modelo com os dados da campanha, com valores médios de CA em torno de 800 cm^{-3} na superfície e que variaram de 500 a 1500 cm^{-3} . A névoa dos aerossóis tende a persistir até uma altitude entre 3 e 4 km, onde acima disso, as concentrações são de fundo, com valores de CA de aproximadamente 100 cm^{-3} (representada pelas linhas verdes na figura 4.16 e utilizado para a simulação MODEL CLEAN).

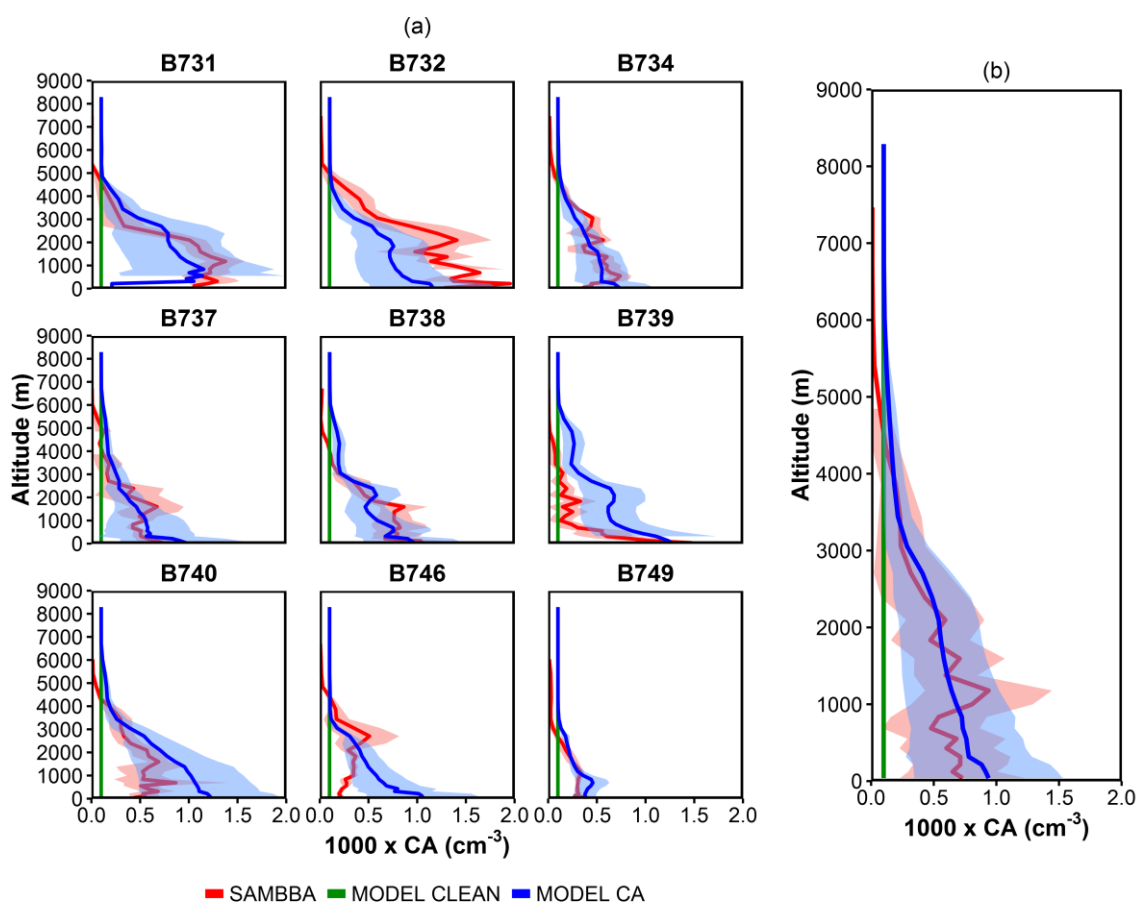


Figura 4.16 – (a) Perfil vertical médio de CA (cm^{-3}) ao redor de Porto Velho para cada voo analisado e os seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS. A linha verde representa o valor de 100 cm^{-3} usada na simulação MODEL CLEAN. (b) Média dos perfis verticais exibidos em (a). As áreas sombreadas representam o desvio padrão obtido devido em (a) variabilidade obtida no dia dos voos e em (b) a variabilidade resultante de todos os voos.

A diferença entre as condições de atmosfera poluída e limpa é facilmente observada quando se compara o voo B749 com os demais. Em condições limpas, tanto modelagem e observação sugerem que os valores de CA dificilmente ultrapassam os 500 cm^{-3} , enquanto que nos outros voos, os valores chegam aos 1500 cm^{-3} . Isto reforça o fato de que o modelo de emissão de queimadas 3BEM conseguiu ter sensibilidade na reprodução das condições de material particulado encontradas para os dias da realização dos voos do SAMBBA, sejam eles mais limpos ou poluídos.

A análise dos voos poluídos mostra que dependendo do voo, o modelo pode superestimar ou subestimar a concentração de CA com a altura. Isto particularmente aconteceu com os voos B732 (subestimativa) e B739 (superestimativa). Vários fatores podem estar associados a estes casos, desde uma pior performance do inventário de emissão em representar a carga de aerossóis presentes nestes dias dos voos, quanto a limitação em si na metodologia da estimativa da CA adotado nesta tese. No primeiro caso pode acontecer desde situações de não detecção de focos pelo satélite ou de problemas associados com a metodologia *bottom-up* na estimativa das emissões, como o uso de valores incorretos de fatores de emissão. Já no segundo caso, os valores de CA estimados são dependentes dos valores escolhidos de ω_{550} , $Q_{550,ext}$ e de r_{eff} , e estes podem não ser os melhores para a região dos voos, o que dificulta ainda mais a análise dos resultados, pois a modelagem poderia muito bem ser a estimativa mais realista neste caso. Apesar dessas limitações, e assumindo-se que a metodologia de CA foi robusta, o perfil vertical dos aerossóis foi bem representado para boa parte dos voos. Além disso, olhando-se para a média dos perfis verticais, os resultados do modelo estiveram sempre dentro da variabilidade diária observada.

A figura 4.17 mostra o histograma de frequências dos valores de CA obtidos com a modelagem e os valores estimados para o SAMBBA. São exibidos histogramas para diferentes camadas de altitude (4.17a) e para todos os dados processados (4.17b). A intenção aqui foi a de principalmente averiguar os valores limiares de CA que seriam escolhidos, para que os dados analisados não apresentassem possíveis contaminações por plumas. Na figura 4.17b, vemos que a frequência dos valores de CA que são maiores que 2300 cm^{-3} representaram apenas 5% dos dados totais para ambos os dados do SAMBBA e do modelo, de forma que o limiar escolhido pareceu ser adequado por não haver muita perda de informação dos dados originais.

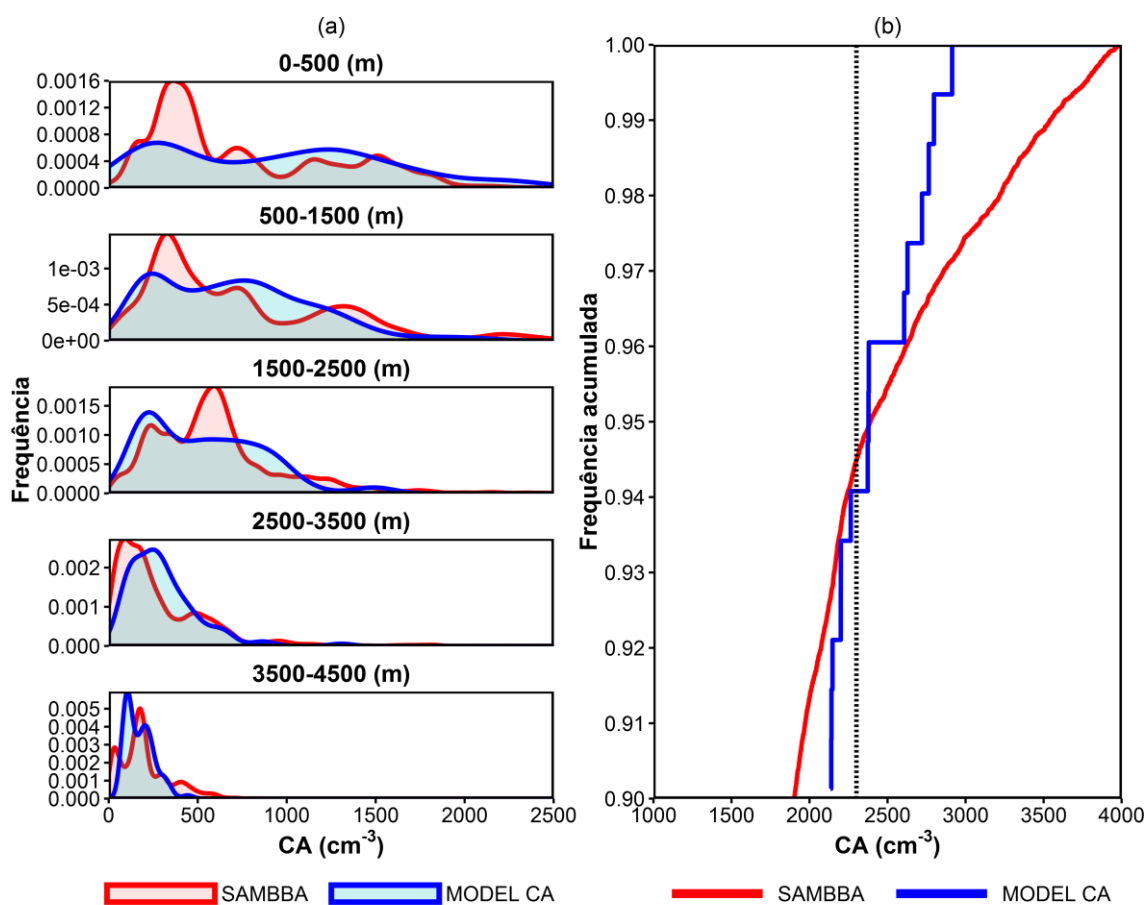


Figura 4.17 – (a) Histogramas de frequências dos valores de CA obtidos ao redor de Porto Velho para todos os voos analisados e seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS para diferentes camadas de altitude. (b) Histograma de frequência acumulada para os valores de CA entre 1000 e 4000 cm⁻³, onde a linha tracejada representa o limiar de corte dos dados do SAMBBA, ou seja, acima do limiar foram assumidos que os CA eram provenientes de plumas.

Na figura 4.17a temos os histogramas de frequência separados para diferentes intervalos de altitude. Em geral a simulação exibiu distribuições mais largas de CA em altitudes menores que 2500 m, onde os dados do SAMBBA exibiram picos de 400 e 600 cm⁻³ que o modelo não capturou. Entre 2500 e 3500 m, o modelo exibiu uma média de distribuição mais alta e entre 3500 e 4500, a distribuição exibiu ótima concordância. Figuras deste tipo são importantes para averiguar o quanto o modelo está sendo capaz de reproduzir o transporte vertical do material particulado (transporte convectivo). Caso este transporte seja muito intenso, o esperado é que nas camadas superiores o modelo exiba

uma distribuição mais alargada para os valores mais altos e nas camadas inferiores uma distribuição mais estreita. No caso deste trabalho, como os dados de CA simulados exibiram uma distribuição mais larga em baixas superfícies e uma média de distribuição mais alta entre 2500 e 3500 m, este problema de transporte aparentemente não ocorre, de forma que o que acontece é que o modelo exibiu mais tendência em superestimar os resultados do que subestimar os resultados comparando-se com os dados observados.

Os perfis verticais obtidos para o caso do CO são exibidos na figura 4.18. Neles é possível perceber que embora os resultados do modelo estejam compreendidos dentro do intervalo de variabilidade diária observada pelo SAMBBA, houve uma tendência de subestimativa dos valores simulados na maioria dos voos. Os valores típicos de CO obtidos para os voos poluídos ficaram por volta de aproximadamente 350 ppb em média na superfície, mas a variabilidade indica que podem passar dos 500 ppb. Em condições de atmosfera limpa (B749) estes não passaram de 200 ppb. O modelo teve boa capacidade para representar o perfil de CO quando a média dos valores na superfície ficaram por volta de 300 ppb (voos B737, B739, B740, B740, B746 e B749). Já para os mais carregados (voos B737, B738, B746), a tendência sempre foi de subestimativa. Como será exibido nos histogramas na figura 4.19, os valores obtidos com o modelo nunca passaram dos 600 ppb para todos os dados obtidos, nem chegando próximo do limiar de corte de 720 ppb utilizado para os dados do SAMBBA. Logo as emissões de CO não escalaram tão bem entre os casos limpos e poluídos como no caso do CA, mas a sensibilidade existiu.

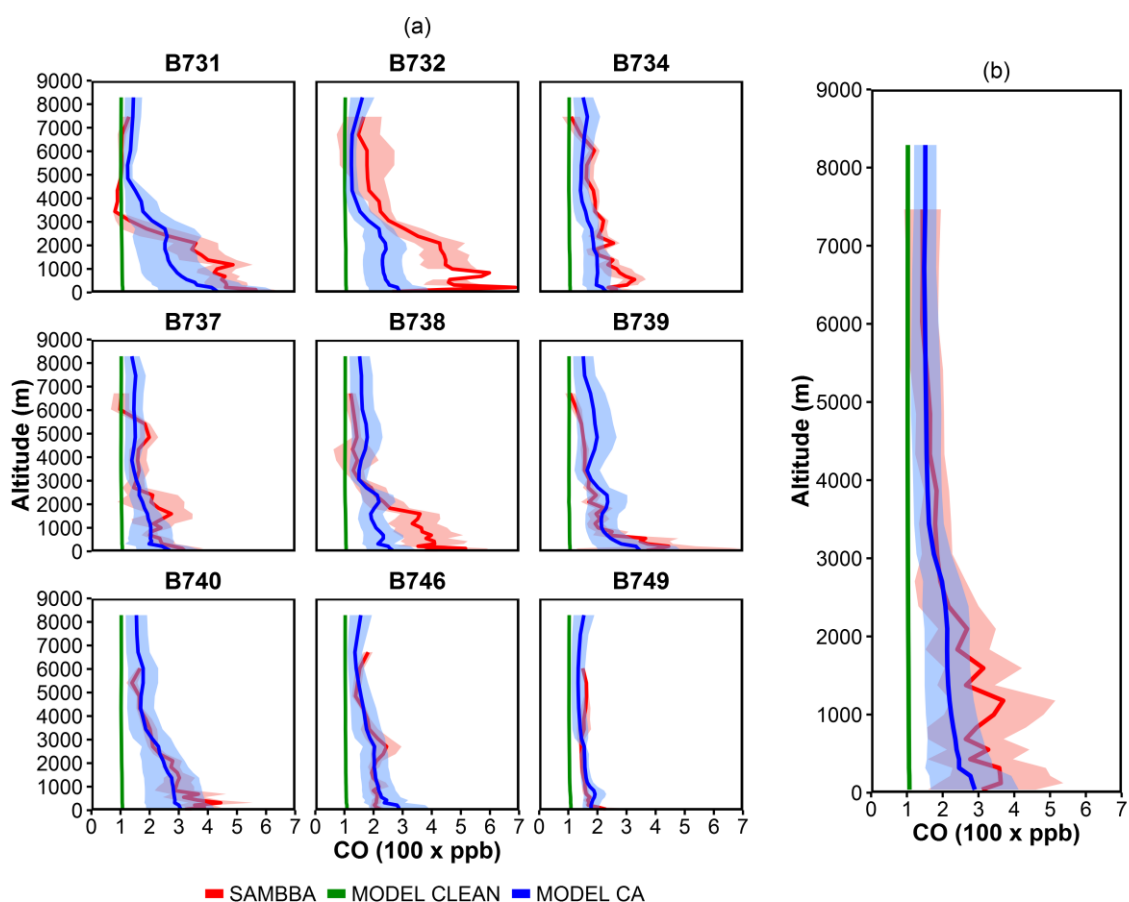


Figura 4.18 – (a) Perfil vertical médio de monóxido de carbono ou CO (ppb) ao redor de Porto Velho para cada voo analisado e os seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS. A linha verde representa o valor de 100 ppb associado aos casos de atmosfera limpa. (b) Média dos perfis verticais exibidos em (a). As áreas sombreadas representam o desvio padrão obtido devido em (a) variabilidade obtida no dia dos voos e em (b) a variabilidade resultante de todos os voos.

Análogo ao realizado para a figura 4.17, na figura 4.19 temos os mesmos histogramas produzidos, mas com os dados de CO. Na figura 4.19b, vemos que a frequência dos dados de CO que são maiores que 720 ppb representaram aproximadamente apenas 3% dos dados totais para os dados do SAMBBA e nenhum deles para o caso do modelo, ou seja, os valores obtidos com o JULES-CATT-BRAMS nunca foram maiores que 720 ppb. Considerando-se também o limiar obtido para o CA de 2300 cm^{-3} , a filtragem dos dados então foi realizada se, ou os valores de CA fossem maiores que 2300 cm^{-3} (5% do total), ou que os valores de CO fossem maiores que 720 ppb

(3% do total). Como estes dois valores foram obtidos por instrumentos distintos, julgou-se que o uso em conjunto destes limiares seria relativamente robusto para a exclusão das plumas.

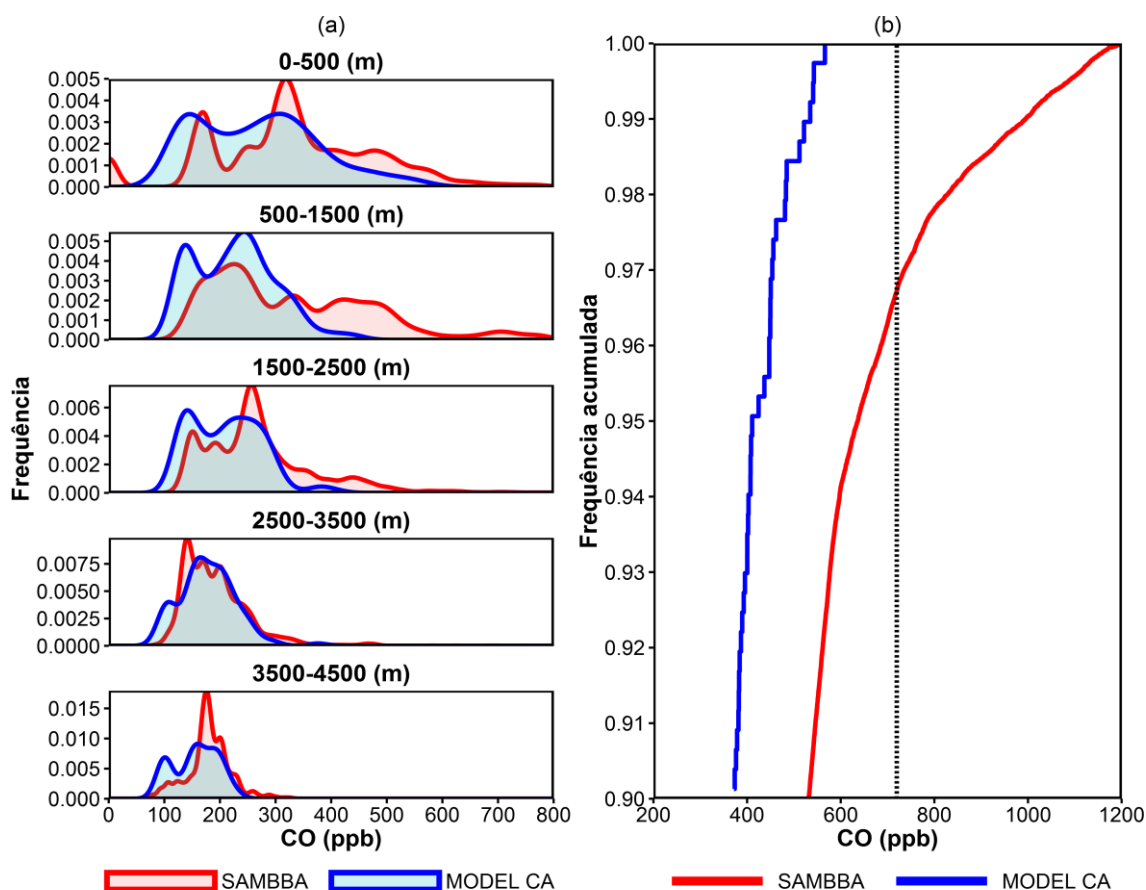


Figura 4.19 – (a) Histogramas de frequências dos valores de CO obtidos ao redor de Porto Velho para todos os voos analisados e seus valores correspondentes obtidos com o modelo JULES-CATT-BRAMS para diferentes camadas de altitude. (b) Histograma de frequência acumulada para os valores de CO entre 200 e 1200 ppb, onde a linha tracejada representa o limiar de corte dos dados do SAMBBA, ou seja, acima do limiar foram assumidos que os CO eram provenientes de plumas.

Com relação aos histogramas de CO com a altitude na figura 4.19a, foi possível notar boa concordância na média e largura na distribuição acima de 2500 m, mas abaixo o modelo tendeu a exibir uma distribuição mais estreita e com média menor que os dados do SAMBBA. A motivação para a realização da figura 4.19a veio do trabalho de Andreae et al. (2012) em que os autores sugerem, baseado nas análises dos dados de CO obtidos durante a campanha

do Balanço Regional de Carbono na Amazônia (BARCA, ANDREAE et al., 2012; BELA et al., 2015) que os modelos em geral (incluindo o JULES-CATT-BRAMS) possuem tendência a exibir uma distribuição mais estreita na superfície (ignorando valores de CO mais altos medidos em superfície) enquanto que em altitudes mais altas, as larguras de distribuição são equivalentes, mas com médias de distribuição mais altas. Esse fenômeno estaria associado com deficiências na distribuição vertical de poluição que poderiam estar associados com excesso no cálculo do transporte convectivo, ou com uma superestimativa na altura da camada de injeção, colocando maiores concentrações de CO e particulado em camadas mais altas. Como no caso deste trabalho as distribuições de CO foram bem representadas nas camadas mais altas, este problema não se aplica, porém, mais estudos devem ser realizados para descobrir o motivo da subestimativa dos valores de CO próximo da superfície.

5 CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho foi o de avaliar a influência dos aerossóis de queimada na precipitação durante o período de transição da estação seca para a úmida na Amazônia para o ano de 2012 sobre o Brasil. Três experimentos numéricos foram realizados com o modelo JULES-CATT-BRAMS com diferentes cargas de aerossóis e com duas estimativas diferentes da concentração de NCN. Na primeira rodada (MODEL CLEAN) assumiu-se que a concentração de aerossóis era apenas de fundo e homogênea, com concentração de 100 cm^{-3} . A segunda rodada (MODEL CA) incluiu as emissões de queimadas calculadas pelo modelo 3BEM, onde foi assumida uma eficiência de NCN (razão NCN/CA) de 0.5 para o cálculo da estimativa da concentração de NCN. A terceira rodada (MODEL POA) incluiu as mesmas emissões da segunda rodada, mas o cálculo do NCN utilizou valores de POA (equação 3.18). Os resultados foram analisados para o período de 3 meses de agosto a setembro de 2012, que engloba todo o período mencionado anteriormente e, como complemento, foi acrescentado a mesma análise para o período de passagem da frente fria para o período de 18 a 22 de setembro de 2012.

O modelo JULES-CATT-BRAMS foi capaz de simular de forma adequada o padrão de precipitação associada com a transição da estação seca para a estação úmida para o ano de 2012, com melhores resultados obtidos para o mês de outubro. Os valores de POA obtidos pelo modelo foram superestimados em comparação com os do MODIS, talvez relacionado com a tendência do modelo de subestimar a precipitação quando comparada com o TRMM (principalmente nos meses de Agosto e Setembro) o que ocasiona menos remoção de aerossol pela precipitação.

A região de transição de cerrado para floresta, onde a maior parte dos aerossóis de queimadas são emitidos (região vermelha da figura 4.4), foi a que obteve a melhora mais significativa na comparação com os valores de precipitação obtidos com o TRMM, justificando a inclusão dos efeitos dos

aerossóis na parametrização convectiva, embora ressaltando-se que o efeito direto dos aerossóis também está presente. As outras áreas (verde e cinza na figura 4.4) exibiram menos sensibilidade da precipitação aos efeitos dos aerossóis, com tendência de subestimação dos valores quando comparados com os do TRMM. Para estes casos, não foram encontrados resultados conclusivos para que se justifique a inclusão dos efeitos dos aerossóis nestas regiões. O padrão dos resultados obtidos foram os mesmos tanto para a análise de 3 meses quanto para o caso da frente fria, ressaltando que mesmo para escala de tempo menores (5 dias) os efeitos dos aerossóis na precipitação são notáveis.

A rodada MODEL CA apresentou os melhores resultados quando comparados com os do TRMM, sugerindo que a equação 3.18 possui a tendência de superestimar a carga de aerossóis, pelo menos para a região das queimadas na Amazônia.

A inclusão da nova parametrização de gelo representou uma oportunidade para a realização de comparações com a parametrização antiga baseada em Meyers. Como o foco desta tese foi o de preparação do modelo para rodadas climáticas, as simulações foram realizadas com grid de 30 km resultando em subestimativa da precipitação total em determinadas regiões, devido a não resolução pela microfísica de sistemas precipitantes de menor escala.

Considerando-se a precipitação total PT obtida durante o período de 10 de setembro a 3 de outubro, as rodadas NG 4xCA e NG 16xCA apresentaram respectivamente uma redução média de aproximadamente 15% e de 40% com a rodada controle NG CA respectivamente, ressaltando principalmente o efeito direto dos aerossóis e o da autoconversão de Berry na precipitação total simulada.

A parametrização de Demott consistentemente adicionou mais núcleos de gelo em comparação com a de Meyers, mas possíveis efeitos de intensificação de precipitação em virtude da maior participação de gelo não foram observados

pelas simulações. Estes fatos reforçaram a premissa de que embora com limitações, o modelo CCATT-BRAMS foi capaz de simular os principais sistemas responsáveis pela precipitação e da interação aerossóis-nuvens, numa resolução factível para o estudo de fenômenos na escala de clima.

Outro objetivo específico da tese foi o de avaliar os resultados da modelagem de CA e de CO quando comparados com os dados obtidos pela campanha do SAMBBA realizada na Amazônia. Em virtude da não disponibilidade dos dados de CA, estes tiveram que ser estimados a partir dos valores de $k_{550,scat}$ obtidos por nefelômetros. Já os dados de CO foram obtidos diretamente pelos instrumentos de medição presentes no avião de pesquisa. Os resultados foram processados em termos de perfis verticais médios (41 camadas do modelo) para cada dia dos voos sobre a região de Porto Velho. Os resultados mostraram que em termos gerais, o modelo JULES-CATT-BRAMS representou de forma satisfatória os perfis verticais dos nove voos do SAMBBA escolhidos, principalmente para o caso do CA. No caso do CO houve um comportamento sistemático do modelo em subestimar os valores principalmente nas camadas inferiores. Os valores de CA variaram de 300 a 1500 cm^{-3} próximos da superfície e de 200 a 500 ppb para o caso do CO, sugerindo que as névoas de poluição medidas durante a campanha não foram demasiadamente poluídas. Finalizando, o modelo de emissão 3BEM conseguiu apropriadamente simular as condições de atmosfera limpa (voo B749) e de atmosfera poluída (todos os outros).

6 PERSPECTIVAS DE TRABALHOS FUTUROS

Os próximos parágrafos possuem o objetivo de enumerar algumas sugestões de trabalhos futuros no contexto desta tese.

Simulações para um maior período de tempo dando ainda mais ênfase a questão climática, por exemplo, 30 anos.

Uso de cenários de emissão de particulados realista para a realização de rodadas climáticas para o futuro, por exemplo, para o período de 2000 a 2050.

Em vez de focar os resultados em termos de precipitação, dar maior atenção às mudanças de fluxo de calor latente, calor sensível, temperatura e balanços de radiação.

Avaliar as estimativas de *NCN* com as obtidas por dados observacionais e experimentais como o projeto SAMBBA (*South American Biomass Burning Analysis*).

Simulações com espaçamento de grade menor que 30 km para melhor averiguação do impacto da microfísica nos resultados (exemplo, 5 km).

Simulações adicionais com o objetivo de diferenciar entre os efeitos diretos e indiretos dos aerossóis. Neste trabalho, os efeitos foram considerados de forma conjunta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, A. P. D. **Modelagem de mudança do uso da terra na Amazônia:** explorando a heterogeneidade intrarregional. 2012. 206 p. (sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/08.10.18.21-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/M7t7e>>. Acesso em: 27 abr. 2016.

ALONSO, M. F.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; MELLO DA FONSECA, R.; MARÉCAL, V.; PIRRE, M.; KLENNER, L. G. An urban emissions inventory for South America and its application in numerical modeling of atmospheric chemical composition at local and regional scales. **Atmospheric Environment**, v. 44, n. 39, p. 5072-5083, 2010. ISSN 1352-2310.

ANDREAE, M. O. Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 8, n. 3, p. 11293-11320, 2008. ISSN 1680-7316.

ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BECK, V.; BELA, M.; FREITAS, S.; GERBIG, C.; LONGO, K.; MUNGER, J. W.; WIEDEMANN, K. T.; WOFYSY, S. C. Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 13, p. 6041-6065, 2012. ISSN 1680-7316.

ANDREAE, M. O.; BROWELL, E. V.; GARSTANG, M.; GREGORY, G. L.; HARRISS, R. C.; HILL, G. F.; JACOB, D. J.; PEREIRA, M. C.; SACHSE, G. W.; SETZER, A. W.; DIAS, P. L. S.; TALBOT, R. W.; TORRES, A. L.; WOFYSY, S. C. Biomass-burning emissions and associated haze layers over Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 93, n. D2, p. 1509-1527, 1988. ISSN 2156-2202.

ANDREAE, M. O.; MERLET, P. Emissions of trace gases and aerosols from biomass burning. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, n. 4, p. 955-966, 2001.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D. Aerosol-cloud-precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. **Earth-Science Reviews**, v. 89, n. 1-2, p. 13-41, 2008. ISSN 0012-8252.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science** (New York, N.Y.), v. 303, n. 5662, p. 1337-1342, 2004. ISSN 0036-8075.

ARAKAWA, A. The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2493-2525, 2004/07/01 2004. ISSN 0894-8755.

A ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. V.; PIRES JUNIOR, C.; PAIXÃO, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; CORREIA, A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 168-189, Ago. 2006. (INPE-14281-PRE/9369).

ARTAXO, P.; RIZZO, L. V.; BRITO, J. F.; BARBOSA, H. M.; ARANA, A.; SENA, E. T.; CIRINO, G. G.; BASTOS, W.; MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O. Atmospheric aerosols in Amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. **Faraday discussions**, v. 165, p. 203-235, 2013.

ARTETA, J.; CAUTENET, S.; TAGHAVI, M.; AUDIFFREN, N. Impact of two chemistry mechanisms fully coupled with mesoscale model on the atmospheric pollutants distribution. **Atmospheric Environment**, v. 40, n. 40, p. 7983-8001, 2006.

BARNES, W. L.; PAGANO, T. S.; SALOMONSON, V. V. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1088-1100, 1998. ISSN 0196-2892.

BARONA, E.; RAMANKUTTY, N.; HYMAN, G.; COOMES, O. T. The role of pasture and soybean in deforestation of the Brazilian Amazon. **Environmental Research Letters**, v. 5, n. 2, p. 024002, 2010. ISSN 1748-9326.

BARTH, M. C.; KIM, S. W.; WANG, C.; PICKERING, K. E.; OTT, L. E.; STENCHIKOV, G.; LERICHE, M.; CAUTENET, S.; PINTY, J. P.; BARTHE, C.; MARI, C.; HELSDON, J. H.; FARLEY, R. D.; FRIDLIND, A. M.; ACKERMAN, A. S.; SPIRIDONOV, V.; TELENTA, B. Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 18, p. 4709-4731, 2007.

BARTHOLOME, E.; BELWARD, A. S. GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 9, p. 1959-1977, 2005. ISSN 0143-1161.

BECKER, B. K. Geopolítica da amazônia. **Estudos Avançados**, v. 19, n. 53, p. 71-86, 2005. ISSN 0103-4014.

BELA, M. M.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; MOREIRA, D. S.; BECK, V.; WOFSY, S. C.; GERBIG, C.; WIEDEMANN, K.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Ozone production and transport over the Amazon Basin during the dry-to-wet and wet-to-dry transition seasons. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 15, n. 2, p. 757-782, 2015. ISSN 1680-7324.

BERRICK, S. W.; LEPTOUKH, G.; FARLEY, J. D. Giovanni: A web service workflow-based data visualization and analysis system. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 1, p. 106-113, 2009.

BERRISFORD, P.; DEE, D.; FIELDING, K.; FUENTES, M.; KALLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S. **The ERA-Interim Archive**. Reading: ECMWF, 2009

BERRY, E. X.; REINHARDT, R. L. An analysis of cloud drop growth by collection: part I. double distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1814-1824, 1974/10/01 1974. ISSN 0022-4928.

BEST, M. J.; PRYOR, M.; CLARK, D. B.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; MÉNARD, C. B.; EDWARDS, J. M.; HENDRY, M. A.; PORSON, A.; GEDNEY, N.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; COX, P. M.; GRIMMOND, C. S. B.; HARDING, R. J. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes. **Geosci. Model Dev.**, v. 4, n. 3, p. 677-699, 2011. ISSN 1991-9603.

BOUCHER, O.; RANDALL, D.; ARTAXO, P.; BRETHERTON, C.; FEINGOLD, G.; FORSTER, P.; KERMINEN, V.-M.; KONDO, Y.; LIAO, H.; LOHMANN, U.; RASCH, P.; SATHEESH, S. K.; SHERWOOD, S.; STEVENS, B.; ZHANG, X. Y. Clouds and Aerosols. In: STOCKER, T. F.; QIN, D., *et al* (Ed.). **Climate Change 2013: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. cap. 7, p.571–658. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0.

BRITO, J.; RIZZO, L. V.; MORGAN, W. T.; COE, H.; JOHNSON, B.; HAYWOOD, J.; LONGO, K.; FREITAS, S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Ground-based aerosol characterization during the South American Biomass Burning Analysis (SAMBBA) field experiment. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 14, n. 22, p. 12069-12083, 2014. ISSN 1680-7324.

CHAHINE, M. T. The hydrological cycle and its influence on climate. **Nature**, v. 359, n. 6394, p. 373-380, 1992.

CHRISTIAN, H.; BLAKESLEE, R.; GOODMAN, S. **Lightning Imaging Sensor(LIS) for the Earth Observing System**. 1992

CHUANG, C. C.; KELLY, J. T.; BOYLE, J. S.; XIE, S. Sensitivity of aerosol indirect effects to cloud nucleation and autoconversion parameterizations in short-range weather forecasts during the May 2003 aerosol IOP. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 4, n. 3, p. n/a-n/a, 2012. ISSN 1942-2466.

CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; JONES, C. D.; GEDNEY, N.; BEST, M. J.; PRYOR, M.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; HARDING, R. J.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geosci. Model Dev.**, v. 4, n. 3, p. 701-722, 2011. ISSN 1991-9603.

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M. C.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J.-G. Introduction. In: STOCKER, T. F.; QIN, D., *et al* (Ed.). **Climate Change 2013: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. cap. 1, p.119–158. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0.

DARBYSHIRE, E.; JOHNSON, B. **The SAMBBA Campaign: A Summary of Research Flights: Manchester: University of Manchester/UK Met Office, 2012.**

DE OLIVEIRA ALVES, N.; BRITO, J.; CAUMO, S.; ARANA, A.; DE SOUZA HACON, S.; ARTAXO, P.; HILLAMO, R.; TEINILÄ, K.; BATISTUZZO DE MEDEIROS, S. R.; DE CASTRO VASCONCELLOS, P. Biomass burning in the Amazon region: Aerosol source apportionment and associated health risk assessment. **Atmospheric Environment**, v. 120, p. 277-285, 2015. ISSN 1352-2310.

DEMOTT, P. J.; PRENNI, A. J.; LIU, X.; KREIDENWEIS, S. M.; PETTERS, M. D.; TWOHY, C. H.; RICHARDSON, M. S.; EIDHAMMER, T.; ROGERS, D. C. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 107, n. 25, p. 11217-11222, 2010. ISSN 0027-8424.

DENMAN, K. L.; BRASSEUR, G. P.; CHIDTHAISONG, A.; CIAIS, P.; COX, P. M.; DICKINSON, R. E.; HAUGLUSTAINE, D. A.; HEINZE, C.; HOLLAND, E. A.; JACOB, D. J. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. **Climate change 2007: the physical science basis**, 2007.

DUBOVIK, O.; HOLBEN, B.; ECK, T. F.; SMIRNOV, A.; KAUFMAN, Y. J.; KING, M. D.; TANRÉ, D.; SLUTSKER, I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwidel ocations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 590-608, 2002. ISSN 0022-4928.

DUSEK, U.; FRANK, G. P.; HILDEBRANDT, L.; CURTIUS, J.; SCHNEIDER, J.; WALTER, S.; CHAND, D.; DREWNICK, F.; HINGS, S.; JUNG, D.; BORRMANN, S.; ANDREAE, M. O. Size matters more than chemistry for cloud-nucleating ability of aerosol particles. **Science**, v. 312, n. 5778, p. 1375-1378, 2006-06-02 00:00:00 2006.

FAST, J. D.; GUSTAFSON, W. I.; EASTER, R. C.; ZAVERI, R. A.; BARNARD, J. C.; CHAPMAN, E. G.; GRELL, G. A.; PECKHAM, S. E. Evolution of ozone, particulates, and aerosol direct radiative forcing in the vicinity of Houston using a fully coupled meteorology-chemistry-aerosol model. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D21, p. D21305-D21305, 2006.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; ALONSO, M. F.; PIRRE, M.; MARECAL, V.; GRELL, G.; STOCKLER, R.; MELLO, R. F.; SÁNCHEZ GÁCITA, M. PREP-CHEM-SRC - 1.0: A preprocessor of trace gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 2, p. 419-433, 2011. ISSN 1991-9603.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; CHATFIELD, R.; LATHAM, D.; SILVA DIAS, M. A. F.; ANDREAE, M. O.; PRINS, E.; SANTOS, J. C.; GIELOW, R.; CARVALHO, J. A. Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 6, n. 6, p. 11521-11559, 2006. ISSN 1680-7316.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The coupled aerosol and tracer transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843-2861, 2009. ISSN 1680-7316.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G. A.; RECUERO, F. S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1-2, p. 135-167, 2005. ISSN 1567-7419.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 59-73, 2006. ISSN 1231868538.

GHOSH, S.; JONAS, P. R. On the application of the classic Kessler and Berry schemes in Large Eddy Simulation models with a particular emphasis on cloud autoconversion, the onset time of precipitation and droplet evaporation. **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v. 16, n. 5, p. 628-637, May 1998. ISSN 0992-7689.

GIGLIO, L.; DESCLOITRES, J.; JUSTICE, C. O.; KAUFMAN, Y. J. An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, n. 2-3, p. 273-282, 2003. ISSN 0034-4257.

GIGLIO, L.; VAN DER WERF, G. R.; RANDERSON, J. T.; COLLATZ, G. J.; KASIBHATLA, P. Global estimation of burned area using MODIS active fire observations. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 5, n. 6, p. 11091-11141, 2005-11-01 2005. ISSN 1680-7367.

GRAF, H. F.; YANG, J.; WAGNER, T. M. Aerosol effects on clouds and precipitation during the 1997 smoke episode in Indonesia. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, n. 6, p. 17099-17116, 2007. ISSN 1680-7316.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 10-13, 2002. ISSN 0094-8276.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 1693, 2002. ISSN 0094-8276.

GRELL, G. A.; EMEIS, S.; STOCKWELL, W. R.; SCHOENEMEYER, T.; FORKEL, R.; MICHALAKES, J.; KNOCHE, R.; SEIDL, W. Application of a multiscale, coupled MM5/chemistry model to the complex terrain of the VOTALP valley campaign. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 9, p. 1435-1453, 2000.

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 10, p. 5233-5250, 2014. ISSN 1680-7375.

GRELL, G. A.; PECKHAM, S. E.; SCHMITZ, R.; MCKEEN, S. A.; FROST, G.; SKAMAROCK, W. C.; EDER, B. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 37, p. 6957-6975, 2005.

GUENTHER, A.; KARL, T.; HARLEY, P.; WIEDINMYER, C.; PALMER, P. I.; GERON, C. Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature). **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, n. 11, p. 3181-3210, 2006. ISSN 1680-7324.

GUO, H.; LIU, Y.; PENNER, J. E. Does the threshold representation associated with the autoconversion process matter? **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, n. 6, p. 16055-16069, 2007. ISSN 1680-7316.

HARRISS, R. C.; GARSTANG, M.; WOFYSY, S. C.; BECK, S. M.; BENDURA, R. J.; COELHO, J. R. B.; DREWRY, J. W.; HOELL, J. M.; MATSON, P. A.; MCNEAL, R. J.; MOLION, L. C. B.; NAVARRO, R. L.; RABINE, V.; SNELL, R. L. The Amazon boundary layer experiment: wet season 1987. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 16721-16736, 1990. ISSN 2156-2202.

HARTMANN, D. L.; KLEIN TANK, A. M. G.; RUSTICUCCI, M.; ALEXANDER, L. V.; BRÖNNIMANN, S.; CHARABI, Y.; DENTENER, F. J.; DLUGOKENCKY, E. J.; EASTERLING, D. R.; KAPLAN, A.; SODEN, B. J.; THORNE, P. W.; WILD, M.; ZHAI, P. M. Observations: Atmosphere and Surface. In: STOCKER, T. F.; QIN, D., *et al* (Ed.). **Climate change 2013: the physical science basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. cap. 2, p.159–254. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0.

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 4, p. 513-543, 2000. ISSN 1944-9208.

HECHT, S.; COCKBURN, A. **The fate of the forest: developers, defenders, and destroyers of the Amazon**. New York: HarperCollins, 1989.

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; TANRÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; SMIRNOV, A. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of Environment**, v. 66, n. 1, p. 1-16, 1998. ISSN 0034-4257.

HOLLY, K. G.; SANDRA, B.; JOHN, O. N.; JONATHAN, A. F. Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REDD a reality. **Environmental Research Letters**, v. 2, n. 4, p. 045023, 2007. ISSN 1748-9326.

HOOSE, C.; MÖHLER, O. Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 12, n. 20, p. 9817-9854, 2012. ISSN 1680-7324.

HOUGHTON, J.; DING, Y.; GRIGGS, D.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.; DAI, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C. **IPCC 2001: climate change 2001. The Climate change Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, v. 159, 2001.

HOUGHTON, R. Tropical deforestation as a source of greenhouse gas emissions. In: MOUTINHO, P.; SCHWARTZMAN, S. (eds.). **Tropical deforestation and climate change**. Belém - Pará - Brazil : IPAM / Washington DC - USA : Environmental Defense, 2005. p. 13-22. ISBN 858782712X.

HOUZE JR, R. **Cloud Dynamics**. San Diego, CA: Academic Press, 1993.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38-55, 2007/02/01 2007. ISSN 1525-755X.

HULST, H. C.; VAN DE HULST, H. **Light scattering by small particles**. Courier Corporation, 1957. ISBN 0486642283.

IGNOTTI, E.; VALENTE, J. G.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; HACON, S. D. S.; ARTAXO NETTO, P. Impact on human health of particulate matter emitted from burnings in the Brazilian Amazon region. **Revista de saude publica**, v. 44, n. 1, p. 121-130, 2010. ISSN 0034-8910.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). **Monitoramento da cobertura florestal da Amazônia por satélites**. São José dos Campos, 2011. Sistemas PRODES, DETER, DEGRAD e queimadas.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of atmospheric modeling**. Cambridge university press, 2005. ISBN 0521548659.

JIANG, H.; FEINGOLD, G.; SOROOSHIAN, A. Effect of aerosol on the susceptibility and efficiency of precipitation in warm trade cumulus clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 11, p. 3525-3540, 2010/11/01 2010. ISSN 0022-4928.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J. R. G.; VERMOTE, E. F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D. P.; MORISETTE, J. T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 3-15, 2002. ISSN 0034-4257.

KAUFMAN, Y. J.; HERRING, D. D.; RANSON, K. J.; COLLATZ, G. J. Earth Observing System AM1 mission to Earth. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1045-1055, 1998. ISSN 0196-2892.

KAUFMAN, Y. J.; HOBBS, P. V.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; ARTAXO, P.; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; WARD, D. E.; PRINS, E. M.; LONGO, K. M.; MATTOS, L. F.; NOBRE, C. A.; SPINHIRNE, J. D.; JI, Q.; THOMPSON, A. M.; GLEASON, J. F.; CHRISTOPHER, S. A.; TSAY, S. C. Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, 1998. ISSN 2156-2202.

KESSLER, E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. **Atmospheric Research**, v. 41, n. 179, 1996. Errata/Corrigenda - **Atmospheric Research**, v. 38, n. 1, p. 109-145, 1995.

KHAIN, A. P.; BENMOSHE, N.; POKROVSKY, A. Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: an attempt at classification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 6, p. 1721-1748, 2008/06/01 2008. ISSN 0022-4928.

KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V. **Satellite meteorology: an introduction**. 1. ed. San Diego: Academic Press, 1995. 466 p. ISBN 0124064302.

KOREN, I. Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 6, p. 10-13, 2004. ISSN 0094-8276.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science** (New York, N.Y.), v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, 2004. ISSN 1095-9203 (Electronic)r0036-8075 (Linking).

KOREN, I.; MARTINS, J. V.; REMER, L. A.; AFARGAN, H. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. **Science** (New York, N.Y.), v. 321, n. 5891, p. 946-949, 2008. ISSN 1095-9203 (Electronic)\r0036-8075 (Linking).

KOROLEV, A. Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 9, p. 3372-3375, 2007.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 1965-1982, 2000/12/01 2000. ISSN 0894-8763.

LANGMANN, B.; DUNCAN, B.; TEXTOR, C.; TRENTMANN, J.; VAN DER WERF, G. R. Vegetation fire emissions and their impact on air pollution and climate. **Atmospheric Environment**, v. 43, n. 1, p. 107-116, 2009. ISSN 1352-2310.

LEE, J.-E.; OLIVEIRA, R. S.; DAWSON, T. E.; FUNG, I. Root functioning modifies seasonal climate. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 102, n. 49, p. 17576-17581, 2005. ISSN 0027-8424.

LEE, R. B.; BARKSTROM, B. R.; BITTING, H. C.; CROMMELYNCK, D. A. H.; PADEN, J.; PANDEY, D. K.; PRIESTLEY, K. J.; SMITH, G. L.; THOMAS, S.; THORNHILL, K. L.; WILSON, R. S. Prelaunch calibrations of the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Tropical Rainfall Measuring Mission and Earth Observing System morning (EOS-AM1) spacecraft thermistor bolometer sensors. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1173-1185, 1998. ISSN 0196-2892.

LEE, S. S.; DONNER, L. J.; PHILLIPS, V. T. J.; MING, Y. The dependence of aerosol effect on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. 16, p. 1-23, 2008a. ISSN 0148-0227.

_____. The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability. **J. Geophys. Res.**, v. 113, n. D16, p. D16202, 2008b. ISSN 0148-0227.

LENOBLE, J. **Atmospheric radiative transfer**. studies in Geophysical Optics and Remote Sensing, Hampton, VA: A. Deepak Pub.,| c1993, v. 1, 1993.

LEVY, R. C.; MATTOO, S.; MUNCHAK, L. A.; REMER, L. A.; SAYER, A. M.; PATADIA, F.; HSU, N. C. The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. **Atmos. Meas. Tech.**, v. 6, n. 11, p. 2989-3034, 2013. ISSN 1867-8548.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; DUBOVIK, O. Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. 13, p. 1-15, 2007. ISSN 2156-2202.

LIU, K.-N. **An introduction to atmospheric radiation**. Academic press, 2002. ISBN 0080491677.

LOBERT, J. M.; WARNATZ, J. Emissions from the combustion process in vegetation. **Fire in the Environment**, v. 13, p. 15-37, 1993.

LOHMANN, U. A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 4, p. 11-1-11-4, 2002. ISSN 1944-8007.

LOHMANN, U.; FEICHTER, J. Global indirect aerosol effects: a review. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 4, n. 6, p. 7561-7614, 2004. ISSN 1680-7324.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; ANDREAE, M. O.; SETZER, A.; PRINS, E.; ARTAXO, P. The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams)-part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 13, p. 5785-5795, 2010. ISSN 1680-7316.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; ANDREAE, M. O.; YOKELSON, R.; ARTAXO, P. Biomass burning in Amazonia: emissions, long-range transport of smoke and its regional and remote impacts. In: KELLER, M.; Bustamante, M; GASH, J.; DIAS, P. S. (Ed.). **Amazonia and global change**. Washington, D. C: American Geophysical Union Press, 2009. p. 207–232. Published Online: 21 Mar 2013; Published Print: 1 Jan 2009. ISBN 9780875904764, 9781118670347. doi: <[10.1029/2008GM000717](https://doi.org/10.1029/2008GM000717)>.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M.; MARÉCAL, V.; RODRIGUES, L. F.; PANETTA, J.; ALONSO, M. F.; ROSÁRIO, N. E.; MOREIRA, D. S.; GÁCITA, M. S.; ARTETA, J.; FONSECA, R.; STOCKLER, R.; KATSURAYAMA, D. M.; FAZENDA, A.; BELA, M. The Chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): A regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 5, p. 1389-1405, 2013. ISSN 1991-9603.

MARÉCAL, V.; RIVIÈRE, E. D.; HELD, G.; CAUTENET, S.; FREITAS, S. Modelling study of the impact of deep convection on the utls air composition - Part I: Analysis of ozone precursors. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, n. 6, p. 1567-1584, 2006. ISSN 1680-7324.

MARI, C.; JACOB, D. J.; BECHTOLD, P. Transport and scavenging of soluble gases in a deep convective cloud. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D17, p. 22255-22255, 2000.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size.. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948/08/01 1948. ISSN 0095-9634.

MARTIN, M.; TRITSCHER, T.; JURÁNYI, Z.; HERINGA, M. F.; SIERAU, B.; WEINGARTNER, E.; CHIRICO, R.; GYSEL, M.; PRÉVÔT, A. S. H.; BALTENSBERGER, U.; LOHMANN, U. Hygroscopic properties of fresh and aged wood burning particles. **Journal of Aerosol Science**, v. 56, p. 15-29, 2013. ISSN 0021-8502.

MASTIN, L. G.; GUFFANTI, M.; SERVIRANCKX, R.; WEBLEY, P.; BARSOTTI, S.; DEAN, K.; DURANT, A.; EWERT, J. W.; NERI, A.; ROSE, W. I.; SCHNEIDER, D.; SIEBERT, L.; STUNDER, B.; SWANSON, G.; TUPPER, A.; VOLENTIK, A.; WAYTHOMAS, C. F. A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 186, n. 1–2, p. 10-21, 2009. ISSN 0377-0273.

MEYERS, M. P.; DEMOTT, P. J.; COTTON, W. R. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 7, p. 708-721, 1992.

MILBRANDT, J. A.; YAU, M. K. A Multimoment bulk microphysics parameterization. part I: analysis of the role of the spectral shape parameter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 9, p. 3051-3064, 2005/09/01 2005a. ISSN 0022-4928.

_____. A Multimoment bulk microphysics parameterization. part II: a proposed three-moment closure and scheme description. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 9, p. 3065-3081, 2005/09/01 2005b. ISSN 0022-4928.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; É. ROSÁRIO, N. M.; LONGO, K. M.; MILLER, J. B.; GLOOR, M.; GATTI, L. V. Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): Applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 4, p. 1243-1259, 2013. ISSN 1991-962X.

MORRISON, H.; CURRY, J. A.; KHVOROSTYANOV, V. I. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. part I: description. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 6, p. 1665-1677, 2005/06/01 2005. ISSN 0022-4928.

MORRISON, H.; GRABOWSKI, W. W. Modeling supersaturation and subgrid-scale mixing with two-moment bulk warm microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 3, p. 792-812, 2008/03/01 2008. ISSN 0022-4928.

NEPSTAD, D.; MCGRATH, D.; STICKLER, C.; ALENCAR, A.; AZEVEDO, A.; SWETTE, B.; BEZERRA, T.; DIGIANO, M.; SHIMADA, J.; SEROA DA MOTTA, R.; ARMIJO, E.; CASTELLO, L.; BRANDO, P.; HANSEN, M. C.; MCGRATH-HORN, M.; CARVALHO, O.; HESS, L. Slowing Amazon deforestation through public policy and interventions in beef and soy supply chains. **Science**, v. 344, n. 6188, p. 1118-1123, June 6, 2014 2014.

NEPSTAD, D. C.; STICKLER, C. M.; ALMEIDA, O. T. Globalization of the Amazon soy and beef industries: opportunities for conservation. **Conservation Biology**, v. 20, n. 6, p. 1595-1603, 2006. ISSN 1523-1739.

NOBRE, C. A.; MATTOS, L. F.; DERECZYNSKI, C. P.; TARASOVA, T. A.; TROSNIKOV, I. V. Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) field experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D24, p. 31809-31809, 1998.

OLIVIER, J. G. J.; BOUWMAN, A.; BERDOWSKI, J.; VELDT, C.; BLOOS, J.; VISSCHEDIJK, A.; ZANDVELD, P.; HAVERLAG, J. **Description of EDGAR Version 2.0**: A set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1 degree x 1 degree grid. National Institute for Public Health and the environment, 1996.

OLIVIER, J. G. J.; BOUWMAN, A. F.; BERDOWSKI, J. J. M.; VELDT, C.; BLOOS, J. P. J.; VISSCHEDIJK, A. J. H.; VAN DER MAAS, C. W. M.; ZANDVELD, P. Y. J. Sectoral emission inventories of greenhouse gases for 1990 on a per country basis as well as on 1°x1°. **Environmental Science & Policy**, v. 2, n. 3, p. 241-263, 1999. ISSN 1462-9011.

PEREIRA, G.; SIQUEIRA, R.; ROSÁRIO, N. E.; LONGO, K. L.; FREITAS, S. R.; CARDOZO, F. S.; KAISER, J. W.; WOOSTER, M. J. Assessment of fire emissions inventories during the South American Biomass Burning Analysis (SAMBBA) experiment. **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, v. 2016, p. 1-23, 2016. ISSN 1680-7375.

PETTERS, M. D.; KREIDENWEIS, S. M. A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud\ncondensation nucleus activity. **Atmos. Chem. Phys.**, p. 1961-1971, 2007.

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. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n. 1, p. 69-91, 1992. ISSN 0177-7971.

PRENNI, A. J.; DEMOTT, P. J.; SULLIVAN, A. P.; SULLIVAN, R. C.; KREIDENWEIS, S. M.; ROGERS, D. C. Biomass burning as a potential source for atmospheric ice nuclei: Western wildfires and prescribed burns. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 11, p. n/a-n/a, 2012. ISSN 1944-8007.

PRINGLE, K. J.; TOST, H.; POZZER, A.; PÖSCHL, U.; LELIEVELD, J. Global distribution of the effective aerosol hygroscopicity parameter for CCN activation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 12, p. 5241-5255, 2010. ISSN 1680-7316.

PRINS, E. M.; FELTZ, J. M.; MENZEL, W. P.; WARD, D. E. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31821-31835, 1998. ISSN 2156-2202.

PROCOPIO, A. S. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 24, p. 1-5, 2003. ISSN 0094-8276.

PROCÓPIO, A. S. **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa**. 2005. 224p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D.; WANG, P. K. **Microphysics of clouds and precipitation**. Springer International Publishing, 1998. ISSN 0278-6826.

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P. J.; KIEHL, J. T.; ROSENFELD, D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science** (New York, N.Y.), v. 294, n. 5549, p. 2119-24, 2001.

REID, J. S.; HOBBS, P. V.; LIOUSSE, C.; MARTINS, J. V.; WEISS, R. E.; ECK, T. F. Comparisons of techniques for measuring shortwave absorption and black carbon content of aerosols from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 32031-32040, 1998. ISSN 2156-2202.

REID, J. S.; KOPPMANN, R.; ECK, T. F.; ELEUTERIO, D. P. A review of biomass burning emissions, part II: Intensive physical properties of biomass burning particles. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 4, n. 5, p. 5135-5200, 2004. ISSN 1680-7316.

REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; CHU, D. A.; MARTINS, J. V.; LI, R. R.; ICHOKU, C.; LEVY, R. C.; KLEIDMAN, R. G.; ECK, T. F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B. N. The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 4, p. 947-947, 2005.

REMER, L. A.; MATTOO, S.; LEVY, R. C.; MUNCHAK, L. MODIS 3 km aerosol product: algorithm and global perspective. **Atmos. Meas. Tech. Discuss.**, v. 6, n. 1, p. 69-112, 2013. ISSN 1867-8610.

REMER, L. A.; TANRE, D.; KAUFMAN, Y. J.; LEVY, R.; MATTOO, S. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 005**. National Aeronautics and Space Administration, 2006.

ROSÁRIO, N. **Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas**. 212 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas)–Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011

ROSÁRIO, N. E.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; YAMASOE, M. A.; FONSECA, R. M. Modeling the South American regional smoke plume: Aerosol optical depth variability and surface shortwave flux perturbation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 6, p. 2923-2938, 2013. ISSN 1680-7324.

ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O'DOWD, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAE, M. O. Flood or drought: how do aerosols affect precipitation? **Science** (New York, N.Y.), v. 321, n. 5894, p. 1309-1313, 2008. ISSN 1095-9203 (Electronic)\r0036-8075 (Linking).

SAATCHI, S. S.; HOUGHTON, R. A.; DOS SANTOS ALVALÁ, R. C.; SOARES, J. V.; YU, Y. Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin. **Global Change Biology**, v. 13, n. 4, p. 816-837, 2007. ISSN 1365-2486.

SALEEBY, S. M.; COTTON, W. R. A Large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: module descriptions and supercell test simulations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 182-195, 2004.

SCHUBERT, W. H. **Cumulus parameterization theory in terms of feedback and control**. Colorado State University, Department of Atmospheric Science, 1974.

SEINFELD, J.; PANDIS, S. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. John Wiley & Sons, 1998.

SESTINI, M.; REIMER, E.; VALERIANO, D.; ALVALÁ, R.; MELLO, E.; CHAN, C.; NOBRE, C. Mapa de cobertura da terra da Amazônia legal para uso em modelos meteorológicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO (SBSR), 11., 2003, Belo Horizonte. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p. 2901 - 2906. CD-ROM. ISBN 85-17-00017-X. (INPE-16175-PRE/10778). Disponível em:<<http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2002/11.22.20.34>>. Acesso em: 27 abr. 2016.

SETZER, A.; PEREIRA, M. Amazonia biomass burnings in 1987 and an estimate of their tropospheric emissions. **Ambio** (Sweden), v. 20, n. 1, p. 19-22, Feb. 1991. (INPE-7540-PRE/3393). ISSN 0044-7447.

SIMPSON, J.; KUMMEROW, C.; TAO, W. K.; ADLER, R. F. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 60, n. 1-3, p. 19-36, 1996/03/01 1996. ISSN 0177-7971.

SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; DUBOVIK, O.; SLUTSKER, I. Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. **Remote Sensing of Environment**, v. 73, n. 3, p. 337-349, 2000. ISSN 0034-4257.

SUD, Y. C.; LEE, D. Parameterization of aerosol indirect effect to complement McRAS cloud scheme and its evaluation with the 3-year ARM-SGP analyzed data for single column models. **Atmospheric Research**, v. 86, n. 2, p. 105-125, 2007. ISSN 0169-8095.

THOMAS, G.; STAMNES, K. **Radiative transfer in the atmosphere and ocean**. Cambridge University Press. 1999.

TOON, O. B.; TURCO, R. P.; WESTPHAL, D.; MALONE, R.; LIU, M. A. Multidimensional model for aerosols: Description of computational analogs. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 15, p. 2123-2144, 1988/08/01 1988. ISSN 0022-4928.

VAN DER WERF, G. R.; RANDERSON, J. T.; GIGLIO, L.; COLLATZ, G. J.; KASIBHATLA, P. S.; ARELLANO JR, A. F. Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 6, n. 11, p. 3423-3441, 2006. ISSN 1680-7324.

WAGNER, T. M.; GRAF, H.-F. An ensemble cumulus convection parameterization with explicit cloud treatment. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 12, p. 3854-3869, 2010/12/01 2010. ISSN 0022-4928.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.

WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M. P.; HARRINGTON, J. Y. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 38, n. 1–4, p. 29-62, 1995. ISSN 0169-8095.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Academic press, 2006. ISBN 0080499538.

WANG, C.; PRINN, R. G. On the roles of deep convective clouds in tropospheric chemistry. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D17, p. 22269-22269, 2000.

WARD, D.; COTTON, W. A method for forecasting cloud condensation nuclei using predictions of aerosol physical and chemical properties from WRF/Chem. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 50, n. 7, p. 1601-1615, 2011.

YAMASOE, M. **Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros solares**. 273p. Tese (Doutorado em Física) - Universidade de São Paulo, Departamento de Física Aplicada, São Paulo, 1999.

YEVICH, R.; LOGAN, J. A. An assessment of biofuel use and burning of agricultural waste in the developing world. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 17, n. 4, p. n/a-n/a, 2003. ISSN 1944-9224.

ZHANG, X. Numerical modeling of lightning-produced NO_x using an explicit lightning scheme: 2. Three-dimensional simulation and expanded chemistry. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D18, p. 4580-4580, 2003.