

## CAPÍTULO 6

# AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS

**Autores principais:** Alexandre Araújo Costa – UECE; Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior – UNIFESP

**Autores colaboradores:** Enio Pereira de Souza – UFCG; Jorge Alberto Martins – UTFPR; Marcia Yamasoe – USP; Maria de Fátima Andrade – USP

**Autores revisores:** Henrique de Melo Jorge Barbosa – USP

## ÍNDICE

<b>SUMÁRIO EXECUTIVO</b>	<b>211</b>
<b>6.1 INTRODUÇÃO</b>	<b>211</b>
<b>6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA</b>	<b>213</b>
<b>6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA</b>	<b>215</b>
6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL	215
6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO	215
6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS	219
<b>6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN</b>	<b>219</b>
<b>6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE</b>	<b>222</b>
<b>6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA</b>	<b>225</b>
<b>6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO</b>	<b>226</b>
<b>CONCLUSÕES</b>	<b>229</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>230</b>

## SUMÁRIO EXECUTIVO

A existência permanente de nuvens cobrindo parcela significativa do planeta é uma característica essencial da circulação geral atmosférica. O balanço de energia da troposfera terrestre mantém-se, em grande parte, influenciado pela retenção de radiação de onda longa, reflexão para o espaço da radiação de onda curta e liberação de calor latente associada às mudanças de fase da água. Em todos esses processos as nuvens estão envolvidas. Particularmente nas regiões tropicais, a circulação de grande escala é marcada por um movimento ascendente que leva ao resfriamento por expansão adiabático, concomitante com uma convergência de vapor d'água. O resfriamento e umedecimento de grande escala precisam ser compensados por processos de aquecimento e remoção do vapor d'água excedente. A condensação com liberação de calor latente em nuvens convectivas profundas, o que produz aquecimento, seguida por processos que levam à precipitação, removendo água da atmosfera, permitem que tal balanço seja fechado.

Os aerossóis, por sua vez, também exercem papel fundamental no balanço radiativo por sua complexa interação com a radiação solar, podendo espalhar ou absorver radiação de onda curta, alterando a radiação incidente na superfície, e em circunstâncias específicas, também o perfil termodinâmico da atmosfera.

Além destes papéis que exercem individualmente, aerossóis e nuvens interagem de maneira mútua. Concentrações elevadas de partículas de aerossóis alteram propriedades microfísicas de nuvens, com consequências importantes para a produção de precipitação e seu albedo. Por outro lado, nuvens também alteram as propriedades de aerossóis, já que propiciam ambiente adequado para sua modificação, incluindo a ocorrência de reações químicas que se dão preferencialmente em ambiente aquoso como na produção de sulfato.

Neste capítulo é apresentada uma revisão de algumas das principais contribuições científicas para a caracterização dos efeitos dos aerossóis atmosféricos sobre o Brasil, incluindo o papel exercido por suas fontes naturais e antrópicas, como queima de biomassa, poluição urbana, dentre outras e para o entendimento dos processos de microfísica de nuvens. O texto visa, ainda, identificar algumas lacunas do conhecimento importantes que requerem avanços do ponto de vista teórico, observacional e de modelagem com vistas ao seu preenchimento. Tais contribuições e lacunas encontram-se ligadas particularmente:

- Ao entendimento dos processos de produção e transporte de aerossóis sobre o continente sulamericano, incluindo fontes naturais e antrópicas locais e remotas;
- À influência desses aerossóis na formação de nuvens, ao servirem como núcleos de condensação (CCN) e de gelo (IN), incluindo o papel de sua variabilidade espacial e temporal, o que inclui contrastes dramáticos como o identificado na Amazônia, associados à ocorrência de queimadas predominantemente nas porções sul e leste dessa região e sobre o Brasil central, durante a estação seca;
- Às propriedades microfísicas das nuvens sobre o continente sulamericano, incluindo observações em nuvens quentes e de fase mista já realizadas sobre território brasileiro, e as possíveis implicações sobre as propriedades radiativas e sobre o ciclo hidrológico;
- Ao papel das nuvens e da convecção sobre a circulação e sobre a termodinâmica da atmosfera em escalas maiores, bem como à representação das mesmas em modelos numéricos de circulação geral e de área limitada.

## 6.1 INTRODUÇÃO

O termo aerossol refere-se a um sistema em que partículas, sólidas e/ou líquidas, estejam em suspensão em um gás. Dentro desta definição, a própria atmosfera pode ser considerada um aerossol.

Entretanto, o termo aerossol é mais comumente utilizado para se referir às partículas em si (inclusive gotas de nuvens), e este é o significado adotado neste texto (Seinfeld e Pandis, 2006).

Os aerossóis exercem um papel importante no clima. Participam do balanço radiativo, espalhando e/ou absorvendo radiação solar e terrestre. No balanço climático global, os aerossóis têm um papel de resfriamento, já que sua forçante radiativa líquida é negativa (Solomon *et al.*, 2007). Além de interagir diretamente com a radiação, é sobre uma fração das partículas de aerossóis (os chamados CCN, do inglês *Cloud Condensation Nuclei*) que se formam as gotículas de nuvens em seu estágio inicial de formação.

As partículas de aerossóis presentes na atmosfera provêm tanto de fontes naturais como antrópicas. Como fontes naturais, podem-se citar os aerossóis marinhos, a poeira de solo, emissões vulcânicas e biogênicas, entre outras. Como fontes antrópicas, destacam-se na América do Sul as emissões de queimadas devido às mudanças de uso da terra (principalmente na fronteira agrícola na Amazônia) e as emissões em áreas urbanas, com foco nas emissões veiculares. Importante ressaltar que além de serem emitidas diretamente por suas fontes (os aerossóis primários), partículas também podem ser produzidas na atmosfera livre pelo processo de “Conversão Gás-Partícula” (GPC, do inglês *gas-to-particle conversion*), ou seja, gases que uma vez emitidos passam por processos químicos e físicos que tem como consequência final a sua transformação em partículas. Tais aerossóis são denominados “secundários”. O processo GPC é importante tanto em condições poluídas como limpas, sendo, por exemplo, o mais importante mecanismo de formação de CCN naturais na região amazônica (Poschl *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 2010b).

As partículas de aerossóis também podem ser classificadas por sua faixa de tamanho. Aquelas com diâmetro menor que 2,5  $\mu\text{m}$  são da chamada “moda fina” ou fração fina, enquanto aquelas entre 2,5  $\mu\text{m}$  e 10  $\mu\text{m}$  constituem a “moda grossa”. Esta divisão tem duas razões. Primeiramente, em termos de potencial de causar doenças no trato respiratório, pois as partículas da moda grossa são barradas no trato respiratório superior. Já as da moda fina são capazes de penetrar até o nível de alvéolos pulmonares sendo, portanto, potencialmente mais danosas à saúde. Tipicamente, os aerossóis gerados por processos de combustão são predominantemente da moda fina.

Diferentemente dos gases de efeito estufa, que tem um tempo de permanência na atmosfera da ordem de anos, os aerossóis tem um ciclo de vida na atmosfera da ordem de alguns dias, no máximo semanas. Os mecanismos de remoção dos aerossóis são relacionados à sua faixa de tamanho. No caso da moda grossa, a deposição gravitacional é muito importante. Já as partículas da moda fina, por terem velocidades terminais de deposição gravitacional muito baixas, estão sujeitas ao transporte pelos ventos, podendo ser levadas a milhares de quilômetros de onde foram produzidas. Exemplo disso são as plumas de queimada que se espalham por milhões de  $\text{km}^2$  pelo continente sulamericano, nos meses da estação seca (Freitas *et al.*, 2005a, 2005b, 2009).

A remoção das partículas finas ocorre predominantemente pela deposição úmida, ou seja, por sua interação com nuvens e precipitação. As partículas de aerossóis nucleiam gotículas, sendo incorporadas a estas já no processo inicial de formação da nuvem. Além disso, quando ocorre a chuva, as partículas abaixo da nuvem são removidas por impacto com as gotas de chuva, limpando a atmosfera.

O 4º relatório do IPCC (Solomon *et al.*, 2007) apresentou estimativas de magnitude para a forçante radiativa de aerossóis (dividida nos efeitos direto e indireto<sup>1</sup>). Além de ser uma forçante que resulta em resfriamento da atmosfera, sua barra de incerteza (principalmente para o chamado efeito indireto dos aerossóis) é a maior de todas. De fato, o efeito radiativo dos aerossóis nas nuvens pode ser desde muito pequeno, até atingir valores que confrontam o efeito da forçante do  $\text{CO}_2$ , por exemplo. Além disso, apesar do entendimento de que elevadas concentrações de aerossóis podem inibir a formação de chuva quente, ainda é bastante incerto o seu efeito sobre o campo total de precipitação (Rosenfeld *et al.*, 2008), uma vez que a maior parte da chuva observada em superfície está associada a nuvens de fase mista. No caso do efeito dos aerossóis na precipitação devido às queimadas, Venzelas *et al.* (2009) discutem um possível mecanismo dinâmico que explica os resultados contraditórios na literatura (aumento ou diminui

ção da precipitação) devido às queimadas. Estas são algumas das motivações para o grande interesse da comunidade científica no aumento do conhecimento do efeito dos aerossóis no clima.

Neste capítulo, em cada seção, é dada ênfase a um dos aspectos descritos nesta introdução. Na seção 6.2 é descrito o conhecimento atual sobre os aerossóis naturais. Na seção 6.3, são descritas as propriedades dos aerossóis de origem antrópica. Nas seções 6.4 são descritas as propriedades de aerossóis que são relevantes por seu papel como CCN e também como núcleos de gelo (IN, do inglês *Ice Nuclei*) e, nas seções 6.5 e 6.6, os seus efeitos nas propriedades micro e macroscópicas de nuvens quentes (sem formação de gelo) e frias e de fase mista (com presença de gelo). As seções 6.7 e 6.8 descrevem as consequências dessas alterações na circulação geral da atmosfera, bem como os desafios em se modelar e compreender tais fenômenos.

## 6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA

A importância de determinar corretamente a contribuição das fontes naturais para o balanço de partículas de aerossóis na atmosfera se insere num contexto científico maior: o de conhecer como a atmosfera funcionaria sem a contribuição de emissões antrópicas. Andreae (2007) assinala esta importância, particularmente quanto à magnitude da mudança climática, bem como as dificuldades inerentes de se obter tal estimativa.

Diversos experimentos realizados na região amazônica foram capazes de qualificar e quantificar de maneira bastante completa a composição do aerossol presente na atmosfera amazônica. As primeiras campanhas intensivas de medidas aconteceram nos anos 80, com os experimentos ABLE (*Amazonian Boundary Layer Experiment*) (Harriss *et al.*, 1988, 1990). Os resultados obtidos nestes experimentos motivaram a criação do experimento LBA (Experimento de Larga Escala da Biosfera Atmosfera da Amazônia) (Avisar e Nobre, 2002; Davidson e Artaxo, 2004), que consolidou um sólido corpo de conhecimentos científicos nesta área.

No território nacional, fora da bacia amazônica há poucos trabalhos relacionados a aerossóis de fontes naturais, sendo mais comuns os estudos focados em emissões de poluentes. Ainda que nestes trabalhos também seja possível determinar a fração do material particulado que corresponde à contribuição natural via análise multivariada, sua caracterização completa torna-se muito mais complicada. Por exemplo, Andrade *et al.* (2012) realizaram medidas empregando filtros em seis capitais brasileiras e determinaram que, por exemplo, na cidade de Recife (PE), cerca de 24% do material particulado fino é devido à presença de aerossol marinho e 8% devido à poeira de solo. Entretanto, variáveis importantes como distribuição de tamanho, papel como CCN e processos de nucleação relacionados à componente natural do aerossol atmosférico não podem ser corretamente determinadas, uma vez que em uma atmosfera urbana processos relativos à formação de aerossóis secundários ocorrem de maneira totalmente distinta daquela que ocorreria em uma atmosfera remota. Devido a esta limitação, esta seção irá focar nos estudos disponíveis para a região amazônica. Encerraremos a seção com indicações de regiões onde medidas de aerossóis naturais podem e devem ser realizadas.

A composição do aerossol natural na região amazônica pode ser observada durante a estação chuvosa, quando atividades relacionadas às queimadas são desprezíveis. A conclusão geral dos trabalhos focados na região é de que o aerossol natural amazônico é uma soma das contribuições

---

<sup>1</sup> O efeito direto dos aerossóis corresponde ao espalhamento ou absorção de radiação de onda curta ou longa. O efeito indireto é o mecanismo pelo qual os aerossóis modificam as propriedades microfísicas das nuvens, com impactos sobre suas propriedades radiativas (especialmente o albedo, o que caracteriza o chamado 1º efeito indireto, efeito Twomey ou efeito no albedo), a cobertura total de nuvens e o seu ciclo de vida (2º efeito indireto, efeito Albrecht ou efeito no ciclo de vida)

do transporte de aerossol marinho para dentro do continente (4%), episódios de transporte de poeira do Saara (9%) e emissões biogênicas da vegetação (87%) (Pauliquevis et al., 2012). Em termos de contribuição absoluta à massa do material particulado, as emissões biogênicas primárias são dominantes (Pauliquevis et al., 2012; Artaxo et al., 2002; Gilardoni et al., 2011).

Medidas realizadas por três anos na Amazônia Central (Pauliquevis et al., 2012) mostram que a massa total de aerossóis durante a estação chuvosa é dominada (74%) pela moda grossa, predominantemente por emissões biogênicas primárias. Tais emissões são devidas à própria vegetação, que contribui com fungos, esporos, pólen, fragmentos de folhas, etc. Da moda fina (26% da massa total), 45% corresponde à emissão biogênica, 17% poeira de solo e 38% composto de outra fonte de aerossóis biogênicos ainda mal estabelecida, mas que exerce papel importante na absorção de radiação (Pauliquevis et al., 2012). Esse comportamento óptico não ocorre com emissões biogênicas da fração grossa.

Nessa mesma região, de maneira geral as concentrações de partículas são muito baixas, da ordem de  $200 \text{ cm}^{-3}$  (e.g.: Martin et al., 2010a, 2010b; Gunthe et al., 2009; Artaxo et al., 2002; Rizzo et al., 2010; Ahlm et al., 2010a, 2010b). A fração destas partículas que atua como CCN foi explorada por Roberts et al. (2001, 2002) e mais recentemente por Gunthe et al. (2009). Neste trabalho, os autores mostram que o parâmetro de higroscopicidade<sup>2</sup>  $\kappa$  típico do aerossol natural amazônico está no intervalo  $0,16 \pm 0,06$ , o que é muito abaixo da média mundial para regiões continentais ( $\sim 0,4$ ). Também mostra que o aerossol orgânico corresponde a 90% das partículas na moda de nucleação ( $d \sim 50 \text{ nm}$ ) e 80% na moda de acumulação ( $d \sim 200 \text{ nm}$ ). Variações na higroscopicidade estão associadas ao aumento da fração de sulfato na atmosfera, elevando o seu valor (Chen et al., 2009; Gunthe et al., 2009).

Assim como as concentrações de partículas, as de CCN também foram muito baixas, variando entre  $35 \text{ cm}^{-3}$  até  $160 \text{ cm}^{-3}$  no intervalo de supersaturação 0,10% - 0,82%. Este resultado é importante, em particular, para fins de modelagem global do efeito indireto de aerossóis, uma vez que o emprego do valor médio de  $\kappa$  levaria a uma superestimativa da capacidade de nucleação de gotas do aerossol natural.

Martin et al. (2010a) e Chen et al. (2009) mostram que na porção submicrométrica os aerossóis orgânicos secundários (AOS) biogênicos compreendem a maior parte do número de partículas, ao invés de emissões primárias. Tais resultados também são corroborados por Ahlm et al. (2009) e Rizzo et al. (2010). Chen et al. (2009) também mostrou que a contribuição de AOS pode estar relacionada tanto com partículas originadas na bacia amazônica, como também devido ao transporte de larga escala. Por outro lado, partículas com diâmetro maior que  $1 \mu\text{m}$  estão predominantemente associadas com emissões diretas da vegetação (Poschl et al., 2010; Martin et al., 2010a, 2010b). Esta conclusão é importante, pois como a fração submicrométrica domina a concentração de partículas, os mecanismos relacionados aos AOS são também os mais relevantes para a modulação da concentração de CCN na região.

Além de emissões biogênicas, a região amazônica também recebe episodicamente aerossóis de poeira do Saara quando condições meteorológicas favoráveis ao transporte em escala intercontinental se estabelecem. Diversos trabalhos documentaram este transporte tanto a partir de medidas *in situ* (Artaxo et al., 1990; Formenti et al., 2001; Prenni et al., 2009; Talbot et al., 1990) como por sensoriamento remoto (Baars et al., 2011; Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010; Kaufman et al., 2005). O papel dessas partículas no ecossistema amazônico ainda não é consensual. Há trabalhos que discutem seu papel na “fertilização” por fósforo, micronutriente crítico para o funcionamento do ecossistema. Bristow et al. (2010) sugere que a depressão de Bodelé, no Chade, pode ser a maior fonte individual de poeira mineral da Terra, exportando cerca de 6,5 Tg de Ferro e 0,12 Tg de Fósforo. Como o caminho preferencial dessa poeira passa pelo oceano Atlântico chegando até a América do Sul, parte desse particulado atinge a Amazônia, depositando quantias significativas deste micronutriente no ecossistema. Em longo prazo, este aporte pode ser crítico para a manutenção dos níveis mínimos de Fósforo para o funcionamento do ecossistema. Indo um pouco mais além, Mahowald et al. (2005) mostra a partir de medidas *in situ* e de modelagem que quantias significativas de fósforo são exportadas para outras regiões carregadas com as plumas de queimadas. Este montante de fósforo é, então, depositado em outros lugares e, irremediavelmente, perdido pelo ecossistema. O impacto destas perdas para o ecossistema é uma questão em aberto.

Além deste papel, Prenni *et al.* (2009) mostrou que episódios de transporte de poeira do Saara para a Amazônia estão relacionados também com aumento da concentração de IN, ou seja, a fração das partículas de aerossol que são responsáveis por nuclear gelo dentro das nuvens. Mais medidas são necessárias neste sentido, dada a completa escassez de observações de IN tanto em escala nacional como mundial. Os potenciais efeitos desse tipo de transporte para as nuvens da região também é uma questão em aberto.

Para ampliar o conhecimento do papel das emissões naturais sobre o campo de aerossóis no território brasileiro, é necessário realizar estudos sobre outros biomas, além do amazônico. Isto inclui regiões oceânicas próximas (que influenciam o campo de aerossóis via transporte para a costa brasileira), o interior do Nordeste (possivelmente influenciado por emissões biogênicas da caatinga e poeira de solo regional), o Pantanal Mato-Grossense e os refúgios de Mata Atlântica ainda existentes, para as quais há uma grande lacuna de medidas. Emissões vulcânicas de países vizinhos eventualmente alcançam o território nacional, podendo influenciar a composição do aerossol observado e merecem mais estudos para determinar sua real influência.

## 6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA

### 6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL

No Brasil, as principais fontes antrópicas de gases de efeito estufa estão relacionadas às mudanças de uso da terra. Durante a estação seca, as queimadas constituem a principal fonte de partículas de aerossol para a atmosfera de vastas áreas do Brasil, particularmente sobre o arco do desflorestamento na região amazônica e áreas de cultivo de cana-de-açúcar. De acordo com o Inventário Brasileiro de Emissões de Gases de Efeito Estufa (MCT, 2013) em 1994, cerca de 75% das emissões de CO<sub>2</sub> estavam relacionadas a este setor. Sabe-se que a parte predominante destas emissões ocorria no Arco do Desflorestamento na Amazônia, onde a conversão de florestas em áreas agrícolas ou de pastoreio acontece a taxas elevadas. Não há menção às emissões de partículas de aerossóis no Inventário. Entretanto, sabe-se que no caso de queimadas esta grande emissão de CO<sub>2</sub> está fortemente vinculada a emissões de partículas (Yamasoe *et al.*, 2000), com fatores de emissão bem determinados. Soma-se a isso a grande quantidade de biomassa envolvida nas queimadas quando se trata da região amazônica (da ordem de 200-400 ton ha<sup>-1</sup>) e a extensão das plumas de queimada, que alcança a escala continental, conforme evidências a bordo de sensores orbitais (Freitas *et al.*, 2005<sup>a</sup>, 2005<sup>b</sup>, 2009).

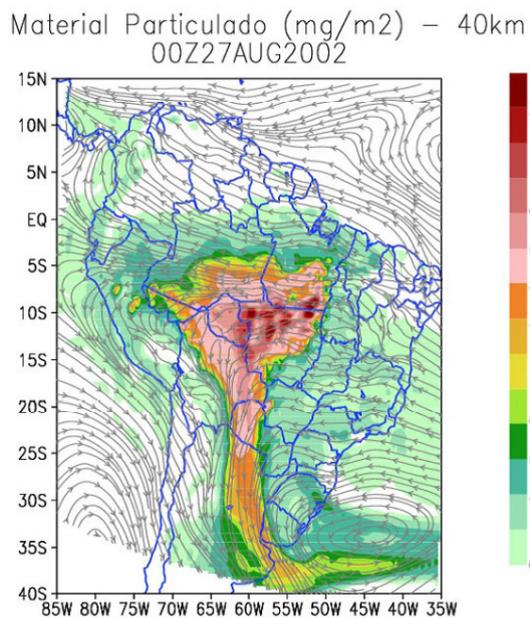
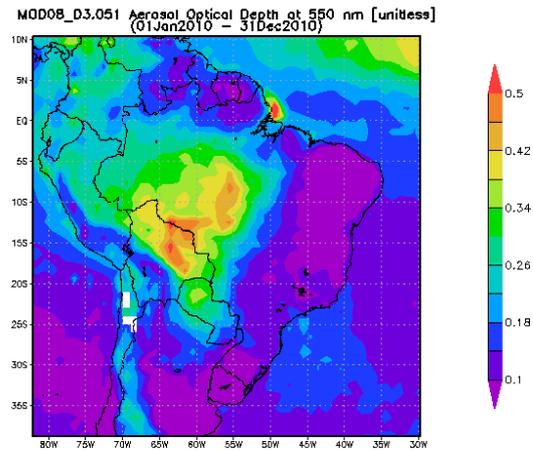
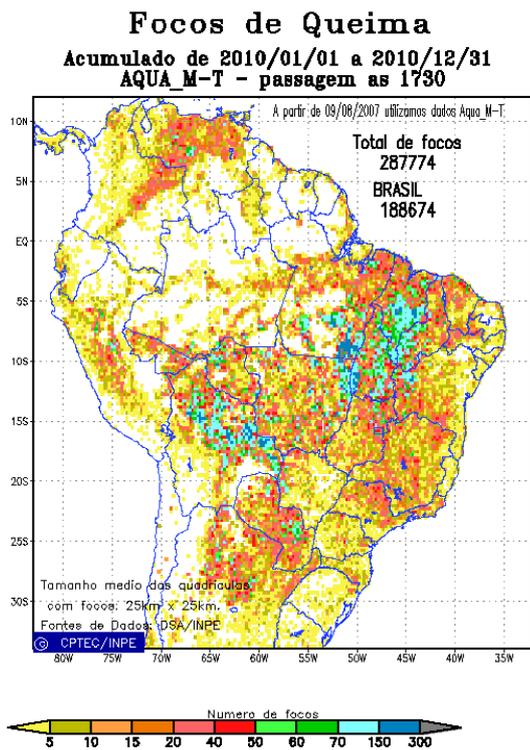
Yokelson *et al.* (2008) estima que para a região amazônica o fator de emissão médio para partículas com tamanho menor que 2,5 μm é de 8 Tg ano<sup>-1</sup> e para partículas com tamanho menor que 10 μm é da ordem de 10 Tg ano<sup>-1</sup>. Ainda que em anos recentes tenha sido observada uma redução nas taxas de desmatamento (INPE, 2008; Koren *et al.*, 2007), é certo que as queimadas na Amazônia são ainda a principal fonte antrópica de partículas de aerossol em escala continental na América do Sul e no Brasil. Em menor escala, mas com importante impacto no clima regional, também ocorrem queimadas nas culturas de cana de açúcar (Lara *et al.*, 2005; Vendasco *et al.*, 2005).

A importância das queimadas feitas na região amazônica pode ser observada através da Figura 6.1, referente ao ano de 2010. À esquerda, é mostrado o número total de focos de queimada no ano de 2010 e, à direita, a profundidade óptica de aerossóis (AOD, λ = 550 nm), obtida pelo sensor MODIS. Pode-se observar que, ainda que a maior concentração de focos ocorra no estado do Tocantins, leste do Mato Grosso, sudeste do Pará, com quantias importantes de focos no Paraguai, Bolívia, e São Paulo (porções leste e norte), os maiores índices de AOD ocorreram sobre Rondônia e Mato Grosso, além da Bolívia. Essa discrepância é explicada pelo diferente conteúdo de biomassa queimada.

---

<sup>2</sup>A higroscopicidade é uma medida da afinidade do aerossol com a água. Quanto maior a higroscopicidade, maior a habilidade da partícula em nuclear uma gota de nuvem.

De fato, o impacto da queima de biomassa de floresta primária na Amazônia é muito maior do que em outros tipos de vegetação como cerrado ou culturas agrícolas.



**Figura 6.1.** Acima (esquerda), número de focos de queimada no ano de 2010 (fonte: <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/>); Acima (direita), valor médio anual (2010) de profundidade ótica de aerossóis na moda fina (fonte: NASA, obtido em <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni/overview/index.html>). A direita: campo de ventos e concentração de aerossóis em, um episódio de queimadas em agosto de 2002, mostrando como emissão e campo de ventos interagem gerando a distribuição espacial da pluma.

Como pode ser deduzido pela mesma Figura 6.1 (acima a direita), as plumas de fumaça podem se estender por centenas a milhares de quilômetros de distância dos focos emissores, podendo atingir regiões ainda com vegetação intacta ao norte, a Cordilheira dos Andes, a oeste, as porções sul e sudeste da América do Sul, passando, por exemplo, sobre Buenos Aires, na Argentina, e o oceano Atlântico, com vários episódios de detecção sobre a cidade de São Paulo (Freitas *et al.*, 2005a, 2009; Landulfo *et al.*, 2005). Esta extensão de cobertura da pluma de queimadas está associada com o padrão de ventos. Com a alta pressão que se estabelece na região do Brasil Central na estação seca, o caminho preferencial das plumas é no sentido anti-horário, seguindo o jato de baixos à leste da cordilheira dos Andes. Isto é o que se pode ver na figura na parte inferior da figura 6.1 (Freitas *et al.*, 2012).

Por outro lado, há uma importante contribuição de emissões situadas em regiões urbanas, fruto principalmente de emissões veiculares. Ainda que não sejam majoritárias no conteúdo total de emissões, as partículas de aerossol das emissões urbanas exercem papel importante no clima urbano e na saúde pública das metrópoles brasileiras (e.g: Andrade *et al.*, 2012).

### 6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO

A Tabela 6.1 mostra valores médios de concentração de material particulado inalável (PM10) e fino (PM2.5) em regiões influenciadas por queimadas e por emissões urbanas. Pode-se observar que a maior concentração de material particulado (tanto PM2.5 quanto PM10) ocorre nas regiões impactadas por queimadas, em Rondônia e Alta Floresta durante o período seco, quando a concentração média foi maior que o dobro do observado em São Paulo, a cidade com a maior frota veicular do País. Por outro lado, a porcentagem de *Black Carbon*, que corresponde a fração dos aerossóis associada a processos de combustão<sup>3</sup> foi maior nas regiões urbanas.

**Tabela 6.1.** Concentração média, em  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , de material particulado inalável, fino e BC medidos em seis capitais brasileiras de 2007 a 2008, e em áreas sujeitas a queimadas com a contribuição relativa de BC no PM2.5.

	PM10	PM2.5	BC (moda fina)	%BC
São Paulo	$34 \pm 5^{a1,a2}$	$28 \pm 14^b$	$11 \pm 6$	$38 \pm 14$
Rio de Janeiro	$45 \pm 18^{a2}$	$17 \pm 11^b$	$3,4 \pm 2,5$	$20 \pm 7$
B. Horizonte	$20 \pm 4^{a2}$	$15 \pm 8^b$	$4,5 \pm 3,3$	$31 \pm 13$
Curitiba	$28 \pm 8^{a2}$	$14 \pm 10^b$	$4 \pm 4$	$30 \pm 11$
Porto Alegre	$29 \pm 7^{a2}$	$13 \pm 10^b$	$5 \pm 4$	$26 \pm 11$
Recife	N/A	$7 \pm 3^b$	$1,9 \pm 1,1$	$26 \pm 12$
Rondônia <sup>c</sup> (estação seca)	$83 \pm 64$	$67 \pm 55$	$7 \pm 6$	$11 \pm 2$
Alta Floresta <sup>d</sup> (estação seca)	$37 \pm 25^*$	$63 \pm 55$	$8 \pm 6$	

<sup>a1</sup>CETESB (2011); ref. ano 2009

<sup>a2</sup>Instituto de Energia e Meio Ambiente (2014) 1º Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil (ref. ano 2009)

<sup>b</sup>Andrade *et al.* (2012)

<sup>c</sup>Artaxo *et al.* (2002)

<sup>d</sup>Maenhaut *et al.* (2002)

\* Moda grossa

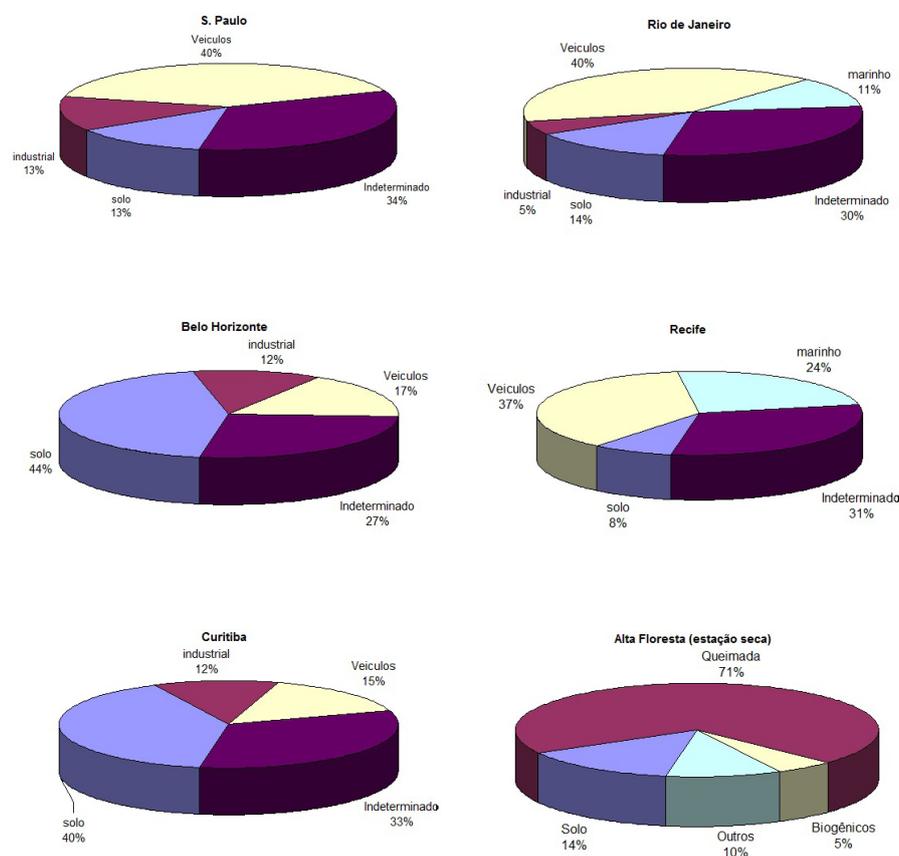
Estudos aplicando análise multivariada a estas bases de dados conseguiram avaliar a contribuição de diversas fontes de material particulado para o seu conteúdo total na atmosfera. A Figura 6.2 mostra resultados dessa análise para regiões urbanas e impactadas por queimadas para o particulado fino. As emissões veiculares somadas às partículas de origem crustal (devidas à ressuspensão de poeira)

<sup>3</sup>O *Black Carbon*, que em português tem diversos nomes (p.ex. “negro de fumo”, ou “carbono negro”) é a fração do material particulado que tem a propriedade de ser forte absorvedor de radiação. Corresponde a chamada *fuligem*, e tipicamente é associada a processos de combustão como motores a combustão e queima de biomassa.

são a contribuição majoritária em áreas urbanas. Nas cidades litorâneas, entretanto, parte importante do particulado recebe contribuição (natural) do spray marinho. Com relação a regiões impactadas por emissões intensas de queimadas, pode-se observar que o estudo conduzido em Alta Floresta (MT) nos anos de 1996-1997 por Maenhaut *et al.* (2002) indicava que 70% do material particulado fino foi devido às queimadas durante o período seco. A contribuição da fonte “solo” também é significativa e está associada à própria turbulência gerada pela queimada, que atua no sentido de levantar particulado de solo. No ambiente urbano, esta mesma porcentagem do material particulado fino (cerca de 70%) se deve às emissões veiculares (Castanho *et al.*, 2001; Andrade *et al.*, 2012).

Pode-se observar também na Tabela 6.1 que a concentração de *Black Carbon* não é muito diferente quando se compara regiões urbanas com áreas na Amazônia sujeitas às emissões de queimadas, ainda que o total de PM10 e PM2.5 seja muito diferente. Essa similaridade está relacionada ao tipo de processo de combustão. Nas cidades, a maior parte do *Black Carbon* está associada com veículos movidos a diesel, enquanto no caso de queimadas a origem é a queima de biomassa. Estes dois processos de combustão ocorrem em temperaturas muito diferentes, sendo muito maiores, no caso dos motores a diesel. Assim, enquanto nas emissões de queimadas há uma porcentagem alta (~80%) do material particulado que é de carbono orgânico (Artaxo *et al.*, 2002), em áreas urbanas essa fração é muito menor.

Majoritariamente, tanto nas regiões urbanas como sob influência de queimadas, ocorre um acréscimo significativo na massa de particulado na moda fina. A consequência disso é um impacto grande no aumento da incidência de doenças respiratórias. Aliado a isto, o particulado fino tem tempo de residência mais elevado, o que torna eficiente seu transporte a distâncias muito grandes da sua fonte. Em particular, no caso de queimadas, as plumas oriundas da queima de biomassa na Amazônia atingem porções significativas da América do Sul, tendo um grande efeito na forçante radiativa direta e indireta (vide capítulo 7). Além disso, como parte significativa do material particulado ocorre na forma de *Black Carbon*, quando em suspensão esta pluma tem a capacidade de aquecer os níveis médios da troposfera gerando estabilidade atmosférica e inibição da convecção rasa (Koren *et al.*, 2004; Feingold *et al.*, 2005).

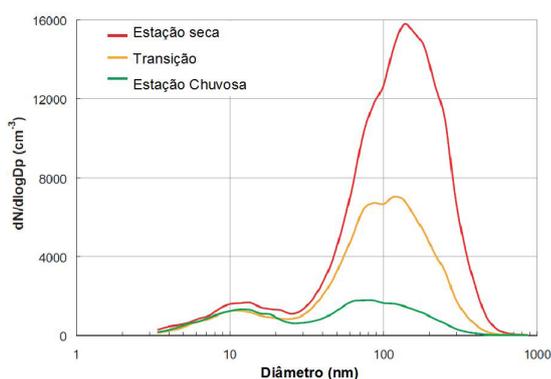


**Figura 6.2.** Contribuição percentual de cada fonte de particulado fino para o total da massa de aerossóis em 5 capitais brasileiras (Andrade *et al.*, 2012) e em Alta Floresta (MT) (Maenhaut *et al.*, 2002), região impactada por queimada.

### 6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS

Enquanto do ponto de vista de incidência de problemas de saúde na população deve-se considerar a massa do material particulado como o indicador mais adequado, no caso do efeito dos aerossóis em nuvens a concentração (número) de partículas na atmosfera é o valor mais relevante. Isto se deve ao fato de que para a formação de uma gota de nuvem deve haver uma partícula de aerossol aonde o vapor de água possa se depositar. Assim, considerando a hipótese de que a quantidade de vapor na atmosfera seja a mesma, o número de gotas na base de uma nuvem será muito maior se ela se formar a partir de uma massa de ar poluída do que quando comparada com uma massa de ar limpa. Consequentemente, o raio efetivo da distribuição de gotas na base destas duas nuvens hipotetizadas acima será muito diferente – devido à suposição de que o conteúdo de vapor se conserva.

Medidas realizadas na bacia amazônica durante o experimento LBA/SMOCC (*Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate*) 2002 (Fuzzi *et al.*, 2007) em região de pastagem em Rondônia cobriram um período com intensa atividade de queimadas (setembro), transição (outubro) e o início da estação chuvosa (novembro). Rissler *et al.* (2006) obteve medidas *in situ* da distribuição de tamanho de partículas, apresentada na Figura 6.3. Pode-se notar claramente o grande aumento no número de partículas no período seco em função das queimadas. Observa-se também que esse grande aumento no número de partículas ocorre principalmente a partir de 50 nm de diâmetro, uma faixa de tamanho na qual a partícula de aerossol já tem significativa capacidade de atuar como CCN. Como parâmetro de comparação, o número médio de partículas em região remota da Amazônia reportado por Zhou *et al.* (2002) é de  $450 \text{ cm}^{-3}$ .



Período	Concentração média ( $\text{cm}^{-3}$ )
Seco	5260
Transição	3270
Chuvoso	1242

**Figura 6.3.** Distribuição de tamanho de partículas em diferentes condições, verificadas durante o experimento LBA-SMOCC. Ver texto para detalhes.

Em áreas urbanas, no Brasil, não há trabalhos que reportem medidas de concentração de partículas. É importante que tal tipo de medida seja realizada para que seja possível criar estimativas da influência das emissões urbanas na microfísica de nuvens.

### 6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN

O papel dos aerossóis no balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera é normalmente classificado como efeito direto e indireto, sendo o primeiro dado pela interação direta com a radiação (absorção e espalhamento) e o segundo através da modificação das propriedades microfísicas e, por consequência, na dimensão e no ciclo de vida das nuvens. Neste último caso, um parâmetro chave é o número de partículas de aerossol com capacidade de atuar como CCN e IN. Existe ainda um terceiro efeito dos aerossóis, comumente denominado de “semi-direto”. Este efeito consiste na absorção de radiação pelos aerossóis troposféricos, tendo como consequência o aquecimento da camada na qual se encontram. Consequentemente, tais efeitos alteram a condição de estabilidade atmosférica, influenciando a formação das nuvens (Hansen *et al.*, 1997). Conforme já explicitado no texto, este efeito ainda é bastante incerto com relação à sua magnitude e mesmo com relação ao sinal de sua forçante radiativa, os efeitos indiretos dos aerossóis têm papel relevante no ciclo hidrológico e no balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera.

Dessa forma, quando originário das atividades humanas, esse papel exercido pelos aerossóis torna-se mais relevante ainda, razão pela qual diversos projetos de pesquisa se propõem à sua caracterização e ao estudo de suas propriedades físico-químicas. Nesta seção, serão apresentados resultados de estudos realizados na América do Sul investigando o papel dos aerossóis como CCN e, quando possível, como IN.

O primeiro efeito indireto dos aerossóis se caracteriza pelo aumento na concentração de CCN, e por consequência gotículas de nuvem, para um conteúdo de água líquida mantido fixo. Neste caso, gotículas menores e em maior número aumentam a refletividade das nuvens, efeito estudado inicialmente por Twomey (1977), e que ganhou seu nome. O segundo efeito indireto, estudado inicialmente por Albrecht (1989), se refere ao efeito causado pela maior concentração de gotículas sobre a estrutura de desenvolvimento da precipitação. Neste caso, gotículas menores tem menor chance de colidir entre si e, assim, evoluírem para a precipitação. Desta forma, o tempo de vida da nuvem é estendido, assim também como sua dimensão e conteúdo de água líquida. A consequência destes acréscimos é uma maior reflexão da radiação incidente, pois a nuvem se torna mais brilhante (pelo maior número de gotas) e pelo maior tempo do seu ciclo de vida. Ambos são efeitos que contribuem para o resfriamento do planeta.

A maioria dos estudos das propriedades dos CCN e das nuvens na América do Sul se concentram na Região Amazônica (e, em menor extensão, sobre o Nordeste). Constituem-se em trabalhos focando análise de dados de satélite e, em menor número, campanhas intensivas de medidas de campo. Além disso, trata-se de conhecimento recente, portanto insuficientemente aprofundado.

Kaufman e Fraser (1997) observaram, com base em dados do sensor AVHRR, sobre a bacia amazônica, significativa anti-correlação entre espessura ótica dos aerossóis (AOT) e cobertura de nuvens, mas com valores inferiores ao previsto por modelos. Por outro lado, Reid *et al.* (1999), com base em medidas por avião, não observaram relação significativa entre AOT e cobertura de nuvens.

Mais recentemente, Koren *et al.* (2004), ao investigar a relação entre propriedades de nuvens e AOD na bacia amazônica durante o período de seca (e, portanto, sob intensa atividade de queimadas), observaram que para valores de AOT acima de 0,4 o aumento na concentração de aerossóis estava correlacionado com a redução da fração de cobertura de nuvens. Em um estudo numérico subsequente, Feingold *et al.*, (2005) concluíram que o efeito dominante para induzir esta redução na fração de nuvens foi a maior estabilidade atmosférica, que é consequência do aquecimento da camada de aerossóis devido a estes terem papel importante na absorção de radiação de onda curta.

Segundo Roberts *et al.* (2001, 2002), em regiões remotas da bacia amazônica, de floresta preservada, a concentração de CCN pode ser muito baixa. Nesse caso, qualquer aumento na concentração de CCN pode ter um impacto muito mais relevante na microfísica de nuvens do que sobre regiões já influenciadas por emissões antrópicas de partículas de aerossóis.

Kawamoto e Nakajima (2003), com base nos horários que os satélites NOAA-9 e NOAA-11 cruzam o equador, encontraram certo decréscimo no valor do raio efetivo das gotículas à medida que se avança no ciclo diurno. Observaram ainda que o decréscimo do raio efetivo é mais acentuado sobre os oceanos que sobre os continentes. Os autores sugerem que este decréscimo no raio efetivo pode estar associado ao aumento na concentração de aerossóis devido às atividades antrópicas. O fato de o decréscimo observado ser mais pronunciado sobre os oceanos seria uma consequência de as nuvens oceânicas apresentarem maior sensibilidade à poluição do que as continentais, que por sua vez já estariam saturadas de aerossóis. Ao mesmo tempo, os autores encontraram que a maior variação sazonal dos efeitos dos aerossóis está associada à região amazônica, apresentando maior raio efetivo durante a estação chuvosa (em torno de janeiro) e menor na estação seca (em torno de julho) quando comparada ao leste asiático.

De acordo com Koren *et al.* (2004), imagens de satélite da floresta amazônica raramente mostram fumaça e nuvens de cúmulos rasos simultaneamente. Em seu trabalho, o autor usa dados do MODIS-AQUA para avaliar o impacto da fumaça das queimadas na formação das nuvens durante a estação seca da região amazônica (agosto-setembro de 2002). Esse impacto é obtido através do cálculo da fração de cobertura de nuvens em função da espessura ótica dos aerossóis. Na região de estudo predominam nuvens identificadas pelo autor como cúmulos espalhados (cúmulos da camada limite). Costumam se formar no período matutino sobre o leste da região amazônica chegando a cobrir extensa área por volta do meio dia. O diâmetro típico dessas nuvens é de 2 a 3 km com uma refletância média em torno de 0,35 para a faixa visível do espectro solar. Ainda, segundo Koren *et al.* (2004), a redução da cobertura de nuvens devido à presença da fumaça significa menos radiação sendo refletida para o espaço e mais radiação sendo absorvida pela superfície, resultando em aquecimento. Em uma simulação numérica para uma pequena área da região amazônica, com 40% de cobertura de nuvens, os autores estimaram que as nuvens refletem  $36 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto que se a atmosfera fosse preenchida por fumaça (e sem nuvens) a reflexão passaria a ser de  $28 \text{ W m}^{-2}$ , mostrando que os aerossóis, além de poder resfriar a superfície do planeta, também contribuem para o seu aquecimento através do efeito semi-direto.

Martins *et. al.*, (2009) observou alguma evidência do possível efeito semi-direto dos aerossóis em suprimir a convecção, conforme sugerido por Koren *et al.* (2004). O resultado reforça o fato de que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode estar diretamente associado a um aumento simultâneo na concentração de partículas de carbono inorgânico que, por sua vez, podem impedir o desenvolvimento das nuvens. Se as partículas de carbono elementar e os CCN estão espacialmente correlacionados, isso significa que, à luz do conhecimento atual sobre os efeitos indireto primário e semi-direto, existe uma competição entre estes efeitos no contexto da queima de biomassa, um dos quais contribuindo para o aumento na refletividade das nuvens (CCN) e o outro para a diminuição através da redução na cobertura de nuvens (carbono elementar).

Andreae *et al.* (2004) realizaram medidas com aeronaves de parâmetros microfísicos na Amazônia em nuvens formadas sob condição de atmosfera limpa e sob influência de grandes quantidades de aerossóis originados de queimadas (os denominados pirocumulus). Os autores observaram que, no caso da nuvem formada sob condição poluída, o diâmetro médio das gotículas crescia muito lentamente com a altitude, mostrando que a alta concentração de aerossóis inibiu os processos de colisão e coalescência através da drástica redução no tamanho das gotas.

Martins *et. al.*, (2009), a partir de medidas com aeronave, estudaram as propriedades dos CCN na Região Amazônica, comparando regiões limpas e regiões sob intensa atividade de queima de biomassa. Observou-se um decréscimo generalizado na concentração de CCN desde o final da estação seca até o início da estação chuvosa. A comparação entre dias poluídos e dias limpos mostra uma concentração de CCN pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Diferenças ainda maiores foram observadas quando áreas limpas e poluídas foram comparadas para uma mesma data. Valores médios de concentrações menores que  $200 \text{ cm}^{-3}$  para as regiões limpas e maiores que  $1200 \text{ cm}^{-3}$  para as regiões poluídas foram registrados. Os valores não incluem medidas realizadas diretamente sobre os focos de queimada. Observou-se ainda que a concentração de CCN segue um ciclo diurno acompanhando a queima de biomassa, ou seja, os valores se apresentaram maiores à medida que os voos foram realizados em horários mais tardios. As diferenças observadas entre os espectros de CCN de condições limpas e poluídas indicaram que a atividade de queima de biomassa é mais eficiente em produzir, principalmente, partículas pequenas e com pequena fração solúvel. Por sua vez, Pöschl *et al.* (2010) mostraram que partículas finas, faixa em que predominam os CCN, são predominantemente compostas de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que partículas grossas, importantes nucleadores de gelo, consistem de material biológico emitido diretamente pela floresta.

Ainda muito limitada é a compreensão acerca da ocorrência, concentrações típicas, composição química de CCN gigantes ( $d > 10\mu\text{m}$ )(GCCN, do inglês *giant cloud condensation nuclei*) e IN. Os primeiros, como apontado por Yin *et al.* (2000) e Costa e Sherwood (2005) e discutido em maior detalhe na seção seguinte, aparentemente podem exercer um papel de se contraposição parcial à inibição da formação da chuva quente em ambientes poluídos, a depender das condições dinâmicas e termodinâmicas de desenvolvimento da nuvem.

## 6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE

Os chamados efeitos indiretos dos aerossóis constituem os mecanismos através dos quais estes modificam a microestrutura das nuvens, com consequências para suas propriedades radiativas e seu ciclo de vida. Os mais bem conhecidos são o 1º efeito indireto dos aerossóis ou “efeito Twomey” (Twomey, 1977; Ramaswamy *et al.*, 2001; Lohmann e Feichter, 2005), que consiste na modificação do albedo das nuvens ao se modificar o campo de aerossóis e nas alterações na duração do seu ciclo de vida e em sua extensão – 2º efeito indireto dos aerossóis ou “efeito Albrecht” (Albrecht, 1989). No 4º relatório do IPCC, os mesmos são referenciados, respectivamente, como o “efeito no albedo das nuvens” e como o “efeito no tempo de vida das nuvens” (Forster, 2007).

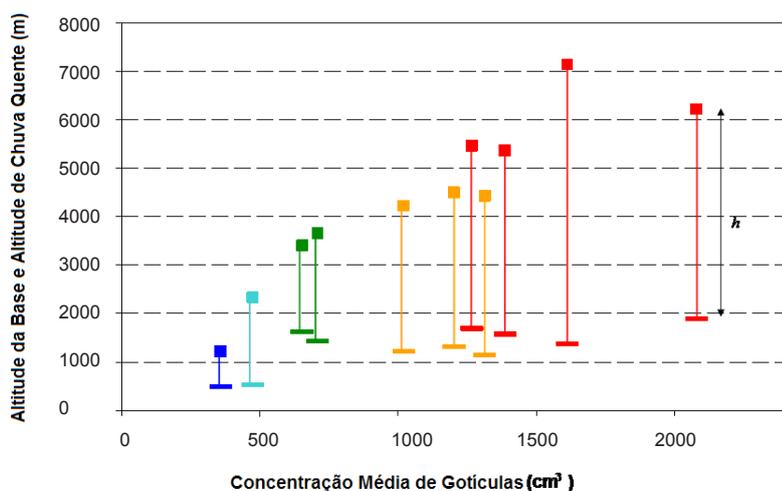
A América do Sul, com destaque para a Amazônia, na qual a queima de biomassa é um fator marcante do ciclo sazonal das emissões de aerossóis oferece exemplos dramáticos do potencial de modificação da microestrutura das nuvens e da precipitação resultante da ação humana. Foi particularmente investigada, via experimentos de campo e estudos de modelagem, a influência sobre as chamadas “nuvens quentes”, isto é, aquelas formadas exclusivamente por hidrometeoros de fase líquida (gotículas de nuvem e gotas de chuva).

Petersen *et al.* (2002) observaram que durante a estação chuvosa da Região Amazônica diferenças nas propriedades microfísicas das nuvens dependem dos regimes de ventos. Durante a estação seca a atmosfera evolui para um quadro mais complexo, visto que a atividade de queimada injeta uma surpreendente quantidade de aerossóis e gases que interagem com o processo de precipitação. De fato, sobre a Amazônia, como indicado por Costa e Pauliquevis (2009), existe uma enorme diferença entre as concentrações de gotículas encontradas durante os meses de setembro e outubro sobre os estados de Rondônia e Mato Grosso e aquelas encontradas sobre o Oeste do estado do Amazonas, no mesmo período (Andreae *et al.*, 2004), e sobre várias localidades, incluindo Rondônia, no período chuvoso (Stith *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2002), variando de poucas centenas por centímetro cúbico a mais de 3000  $\text{cm}^{-3}$ .

Jones e Christopher (2010), usando a técnica de análise das componentes principais aplicada aos dados do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) e produtos de reanálises do NCEP, estudaram as propriedades estatísticas da interação aerossóis-nuvens-precipitação sobre a América do Sul em busca de indicativos do efeito indireto dos aerossóis sobre os processos associados a nuvens quentes. Os dados foram coletados durante o período seco da região amazônica (setembro de 2006), época em que a espessura ótica dos aerossóis (AOT) produz valores acima de 1.0 para extensas áreas da América do Sul, não se restringindo à região amazônica. Os autores trabalharam com a hipótese de que se os efeitos indiretos (e também o semi-direto) se manifestarem, em condições poluídas, como consequência da redução nos processos de colisão e coalescência ou aumento na estabilidade, deveria haver uma diminuição na precipitação estratiforme em comparação com condições mais limpas no mesmo ambiente. Comparando amostras sem chuva, com chuva e com chuva intensa ( $>5 \text{ mm h}^{-3}$ ), concluíram, porém, que as condições atmosféricas de maior escala são mais importantes para o desenvolvimento da precipitação do que a concentração de aerossóis. Os resultados de Williams *et al.* (2002) sugerem que a ausência de distinção entre os parâmetros elétricos dos regimes poluído e limpo na bacia amazônica, coloca em dúvida o papel dos aerossóis na intensificação da eletrização de nuvens e reforçam a idéia de um papel preponderante da dinâmica.

Por outro lado, Williams *et al.* (2002) também demonstram que, durante o período poluído, no começo de outubro, observaram-se evidências do papel dos aerossóis em suprimir a formação de chuva quente. Com efeito, a tese da inibição da chuva quente em associação com queimadas tem sido sucessivamente verificada.

Andreae *et al.* (2004) sugerem que a fumaça produzida a partir das queimadas na Amazônia produz efeitos significativos sobre a microestrutura das nuvens, com uma redução dramática no diâmetro médio das gotículas, inibindo a colisão-coalescência. As estimativas dos autores são de que em nuvens convectivas, dinâmica e termodinamicamente similares, a iniciação da precipitação deixa de ocorrer a cerca de 1,5 km acima de sua base (como em nuvens marítimas) e passa a ocorrer a 5 km em nuvens poluídas ou ainda mais acima em pirocúmulos. Esta noção é corroborada tanto por Freud *et al.* (2008) que discutem que há um aumento consistente em cerca de 350 m na altitude sobre a base da nuvem na qual a colisão-coalescência dispara a formação de chuva quente para cada 100 núcleos de condensação (a uma supersaturação de 0,5%) adicionados por  $\text{cm}^3$ . Índícios no mesmo sentido são apresentados por Costa e Pauliquevis (2009), cujos resultados apontam para altitudes de chuva quente (isto é, a altitude em que o processo de formação de chuva quente se inicia) indo de 1200-2300 m em ambientes marítimos e costeiros a 5400-7100 m em ambientes influenciados por queimadas (Figura 6.4), assim como por Costa e Sherwood (2005) que sugerem uma relação praticamente linear entre a profundidade de chuva quente (diferença entre a altitude de chuva quente e a altura da base da nuvem) e a concentração de gotículas, pelo menos até valores de ordem de  $3000 \text{ cm}^{-3}$ .



**Figura 6.4.** Altitude de chuva quente e altitude da base da nuvem (em m) como função da concentração média de gotículas (em  $\text{cm}^{-3}$ ). Os vários regimes de microfísica de nuvens aparecem representados por cores diferentes: marítimo (azul), costeiro (ciano), "oceano verde" (verde), poluído (vermelho) e transição (laranja). A profundidade de chuva quente ( $h$ ) é indicada pela distância vertical entre a base da nuvem e o nível de formação da chuva quente (Costa e Pauliquevis, 2009).

Há várias possíveis implicações para essa variabilidade, além do aumento do albedo das nuvens e alterações na duração do seu ciclo de vida e extensão. Uma vez que menos material condensado é convertido em precipitação no estágio inicial de desenvolvimento da nuvem convectiva e mais água líquida permanece disponível para ser convertida em gelo, com a correspondente liberação de calor latente em mais altos níveis, é possível que o próprio perfil de aquecimento convectivo seja modificado (Rosenfeld, 2006). Vale a pena frisar que há uma discussão em torno da inibição da convecção associada aos efeitos radiativos dos aerossóis de queimadas (que tendem a estabilizar a camada-limite), mas que há indícios apontados por Andreae *et al.* (2004) de que os efeitos microfísicos podem compensar a supressão radiativa e produzir nuvens convectivas mais vigorosas do que as observadas em ambientes limpos.

Entretanto, é reconhecido que o papel dos aerossóis sobre o campo de nuvens vai bem além da inibição dos processos de coalescência. Lin *et al.* (2006) estudou dados de satélite para avaliar os potenciais efeitos dos aerossóis de queima de biomassa sobre a precipitação, propriedades de nuvens

e balanço radiativo na região amazônica, para os meses de agosto e outubro de 2000 e 2003, correspondendo à estação seca. Os resultados indicaram que uma profundidade ótica elevada está associada com o aumento na precipitação em ambos os anos estudados. Com o aumento da profundidade ótica, a cobertura de nuvens aumentou de forma significativa enquanto que a temperatura/pressão do topo das nuvens diminuiu, sugerindo topo de nuvens mais elevado. Os resultados são coerentes com efeitos dinâmicos dos aerossóis em intensificar a convecção produzindo nuvens mais altas, com maior cobertura e precipitação mais intensa.

Feingold *et al.* (2005), com base em simulações da interação entre aerossóis de queimada e nuvem, estudaram a importância relativa de vários fatores responsáveis pela supressão da formação de nuvens na região amazônica. Os autores concluíram que a distribuição vertical dos aerossóis é crucial para determinar o quanto a nebulosidade pode ser reduzida. Partículas emitidas na superfície podem reduzir ou aumentar a nebulosidade enquanto que partículas residindo na camada de formação de nuvens inibem a formação destas. Por outro lado, a redução nos fluxos de calor sensível e latente, devido à queima de biomassa pode, por si só, reduzir a nebulosidade.

Outro aspecto importante a ser considerado, além da concentração de gotículas, é a variabilidade na forma de sua distribuição, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem dos processos de nuvens. Costa *et al.* (2000a) discutiram a possibilidade de representação de distribuições de gotículas observadas por funções analíticas, o que permitiria simular processos em nuvens por meio de parametrizações de microfísica “totalizada” (ou *bulk*). Os autores encontraram que essas distribuições só podem ser representadas com um mínimo de adequação por funções analíticas que contenham dois ou mais parâmetros livres, com destaque para as distribuições de Weibull e gama (casos particulares da distribuição gama generalizada, e.g. Liu e Daum 2004) e lognormal. Ao contrário do que é tipicamente admitido, porém, não é possível representar, com um mesmo parâmetro de forma, espectros de gotículas em nuvens formadas em diferentes ambientes ou mesmo espectros de gotículas em regiões diferentes da mesma nuvem ou em estágios diferentes do seu ciclo de vida. Costa *et al.* (2000a) chegam a discutir o papel exercido por processos como o crescimento condensacional e a mistura de parcelas sobre a forma do espectro (e as implicações disso sobre a modelagem). Santos *et al.* (2002), por sua vez, apontam o papel potencialmente exercido por processos de mistura em nuvens cúmulos na configuração de regiões com diferentes propriedades (uniformes ou variáveis com respeito à concentração de gotículas e à forma do espectro).

Costa e Pauliquevis (2009) mostraram que há diferenças significativas na forma da distribuição do tamanho de gotas encontrado em ambientes distintos. Sobre o Oceano Atlântico e próximo à costa, espectros largos estão presentes, com um crescimento rápido do diâmetro modal, acompanhando concentrações mais reduzidas de gotículas. Espectros observados sobre o oeste da Amazônia mostram um alargamento do espectro de gotículas similar às condições marítimas. Partículas gigantes aparentemente não exercem nenhum papel significativo em massas de ar marítimas, uma vez que as partículas com dimensões de gotas de chuva aparentemente surgem diretamente da “cauda” do espectro de gotículas. Em contraste, espectros mais estreitos predominam em ambientes poluídos, com uma tendência à ocorrência de bimodalidade nas distribuições em massa. Os reduzidos valores de diâmetro modal indicam uma significativa inibição do desenvolvimento de “chuva quente” (como anteriormente apontado por diversos autores como Andreae *et al.*, 2004)

Espectros de gotículas de áreas limpas e poluídas também foram estudados por Martins e Silva Dias (2009), desta vez sobre a Amazônia, e se mostraram completamente diferentes dependendo das condições do ambiente (limpo ou poluído). Distribuições estreitas eram mais frequentes no ambiente influenciado pela queima de biomassa, enquanto distribuições mais largas predominavam num ambiente limpo. Os resultados sugerem ainda que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode causar um efeito adicional de inibição do processo de coalescência, através da diminuição na dispersão relativa. Considerando que a disponibilidade de vapor é limitada durante a estação seca o efeito na dispersão pode ser maior na Região Amazônica que em outras localidades poluídas.

A variabilidade significativa da forma do espectro de gotículas em relação ao campo de CCN e dos processos de condensação, colisão-coalescência e mistura evidenciam a importância da incerteza em torno dessa variável e também uma limitação intrínseca das parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), que é a dificuldade de representação realista da evolução das distribuições de hidrometeoros (mesmo considerando o possível uso de parametrizações em que a forma do espectro não seja constante).

Finalmente, é importante ressaltar que além da análise de dados de experimentos de campo e satélite, estudos de modelagem também têm contribuído para o estudo do efeito de aerossóis na microfísica de nuvens. Num desses estudos, Costa e Sherwood (2005) utilizaram um modelo de parcela com microfísica detalhada para investigar a importância de vários processos na iniciação da precipitação na fase quente usando dados do LBA-SMOCC-EMfiN (*Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia – Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate – Experimento de Microfísica de Nuvens*, Costa et al., 2002; Andreae et al., 2004; Freud et al., 2008; Martins e Silva Dias, 2009; Costa e Pauliquevis, 2009). Os mesmos concluíram que, em ambientes poluídos, a ocorrência de CCN gigantes pode se contrapor parcialmente à inibição da colisão-coalescência associada às grandes concentrações de gotículas, ao se constituírem em embriões de precipitação. Ao mesmo tempo, demonstraram que a velocidade terminal e a umidade no ambiente podem ser fatores críticos na determinação da chamada “altitude de chuva quente” e que, portanto, alterações na microfísica de nuvens promovidas pela introdução de grandes quantidades de aerossóis de origem antrópica são dependentes de fatores dinâmicos e termodinâmicos, o que é corroborado pelo estudo de Jones e Christopher (2010). Estudos de modelagem tridimensional usando processos microfísicos simplificados foram realizados por Martins et al., (2009). Seus resultados indicaram que a quantidade média de “água de nuvem” (isto é, não precipitante) integrada na grade é praticamente a mesma para cenários limpos e poluídos, mas que a “água de nuvem” está muito mais dispersa em condições limpas, enquanto que houve redução de “água de chuva” (isto é, precipitante) nos cenários de maior poluição, indicando uma maior eficiência de conversão de água de nuvem em água de chuva em condições limpas. Com relação ao total de precipitação, estes autores verificaram que, em média, em suas simulações, chove mais e de forma mais dispersa para uma baixa concentração de CCN, mas que, em contrapartida, os maiores picos de precipitação e velocidade ascendentes significativamente maiores foram encontrados em cenários poluídos.

## 6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA

Menos estudado do que a influência que as alterações antrópicas sobre o campo de aerossóis exercem sobre “nuvens quentes” (isto é, que contêm apenas material condensado na fase líquida) é o papel que das alterações antrópicas sobre “nuvens frias”, compostas por cristais de gelo e “nuvens de fase mista”. Como apontam Wang e Penner (2010), o fato de nuvens cirrus cobrirem tipicamente mais de 20% do planeta faz com que as mesmas sejam importantes para o balanço radiativo planetário. Nuvens convectivas profundas, particularmente nos trópicos, são responsáveis por mecanismos de transporte vertical cruciais para a circulação geral atmosférica.

Como apontado por Sherwood (2002), ao analisar dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), os aerossóis cumprem um papel significativo na microestrutura de nuvens cumulonimbus, sendo que suas estimativas apontam para valores de diâmetro efetivo de 10 a 20% menores sobre o continente do que sobre o oceano e com uma marcada variabilidade sazonal nessa variável em regiões com queima de biomassa como a Amazônia.

Medidas *in situ* das propriedades microfísicas de nuvens frias e de fase mista sobre o Brasil, no entanto, são extremamente limitadas, havendo dados coletados apenas durante um experimento de campo, o TRMM-LBA. Stith et al. (2002) analisaram a microestrutura de três sistemas convectivos sobre a Amazônia (medidas realizadas durante esse experimento), indicando a presença de gotículas super-resfriadas em temperaturas da ordem de  $-7^{\circ}\text{C}$ , cuja presença se reduzia significativamente com a altitude. Alguns aspectos apontados pelos autores são a ocorrência de cristais de gelo com formas distintas daquelas previstas para as condições locais de temperatura coexistindo com gotículas super-resfriadas

(cujo formato quase circular indica que as mesmas não experimentaram crescimento na forma de cristal), sugerindo transporte vertical dessas partículas em correntes ascendentes saturadas com respeito ao gelo. A ocorrência de cristais de gelo com forma CP1a com placas crescendo nas extremidades de um cristal originalmente em forma de coluna) sugere a possibilidade de múltiplos processos de crescimento. Estas informações foram corroboradas por Costa *et al.* (2012) que analisaram um quarto caso, encontrando, além de cristais CP1a, cristais do tipo CP2a. Ambos os trabalhos mostram que a distribuição de tamanho dos cristais tende a um comportamento do tipo lei de potência, sendo que Costa *et al.* (2012) propõem uma parametrização da distribuição de tamanho dos cristais com base nesse fato.

O trabalho de Stith *et al.* (2002) introduziu a hipótese da existência de um novo tipo de agregado de cristais. Evidências posteriores sobre a existência desse agregado foram apresentados por Stith *et al.* (2004), que, com base em imagens de cristais coletadas durante o TRMM-LBA e o KWAJEX (*Kwajalein Experiment*), mostraram que a posição peculiar dos cristais no agregado aponta para que sua formação possa ser atribuída à ação de forças elétricas. A implicação da existência desse agregado para o desenvolvimento da nuvem ainda é ignorada.

A ocorrência de um grande número de cristais de gelo em nuvens convectivas profundas (Knollenberg *et al.* 1993 e Sherwood, 2002) sugere que parte das mudanças associadas ao aumento da concentração de gotículas na fase quente pela introdução de aerossóis antrópicos simplesmente se propaga para a fase fria. As vigorosas correntes ascendentes em nuvens *cumulonimbus*, ao transportarem a população de gotículas até regiões cuja temperatura favorece a nucleação homogênea de gelo (próximo a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) faz com que as camadas superiores dessas nuvens exibam concentrações relativamente elevadas de cristais de gelo que guardam relação com as concentrações de gotículas em suas porções inferiores. Nesse contexto, durante a estação chuvosa da Amazônia, concentrações de cristais de gelo da ordem de dezenas por centímetro cúbico foram relatadas por Costa *et al.* (2012).

No entanto, como apontado por Rosenfeld *et al.* (2008), o processo de inibição da chuva quente em nuvens rasas ou nos estágios iniciais de desenvolvimento de convecção profunda (Rosenfeld, 1999; Andreae *et al.*, 2004; Costa e Sherwood, 2005), dá lugar a processos bem mais complexos quando a fase de gelo é introduzida. Incertezas associadas ao comportamento de nuvens convectivas profundas ao serem influenciadas por aerossóis de origem antrópica são, portanto, bastante significativas. Aprofundar a investigação das nuvens frias e, principalmente de nuvens convectivas de fase mista, é essencial para melhor compreender como mudanças antrópicas sobre o campo de aerossóis pode interferir sobre a precipitação e a circulação atmosférica em maior escala face ao seu papel na microestrutura da convecção profunda.

## 6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO

A modelagem de processos envolvendo nuvens e aerossóis e seus impactos sobre o tempo e clima em escalas local, regional e global, tem recebido maior atenção recentemente. No que tange especificamente sobre os aerossóis no Brasil e na América do Sul, estudos como os de Zhang *et al.* (2009) tem evidenciado potenciais impactos dos aerossóis sobre a circulação atmosférica de grande escala, com modificações no comportamento da monção da América do Sul devido ao aumento da estabilidade termodinâmica sobre o Sul da Amazônia. Estes autores propõem que aumentos na estabilidade e pressão à superfície, bem como um escoamento nessa região pode levar ao reforço de atividade ciclônica e aumento da precipitação no sudeste do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina. É particularmente importante nesse sentido o tipo de desenvolvimento de modelagem que vem sendo realizado, com a inclusão de módulos complexos de química da atmosfera, emissão de aerossóis e outros processos envolvendo queimadas, como o realizado por Freitas *et al.*, (2005, 2009).

Menos conhecido e possivelmente com ainda maior impacto sobre a circulação atmosférica, pelo menos em escala regional sobre o Brasil e a América do Sul, é o efeito indireto dos aerossóis associado às emissões dos centros urbanos e queimadas. Sabe-se que a forçante radiativa resultante associada

às nuvens advém da composição de dois termos: um negativo, associado ao espalhamento de radiação de onda curta e outro positivo, que consiste em sua contribuição para o efeito estufa. Nuvens formadas em altitudes diferentes apresentam contribuições para a forçante radiativa, sendo o contraste mais óbvio o que se verifica entre nuvens cirrus (para as quais o efeito estufa é predominante) e stratocumulus (cujos valores de fração de cobertura próximos da unidade e longo tempo de residência as tornam contribuintes significativas para o albedo planetário). Mudanças mesmo sutis na distribuição espacial e nas propriedades microfísicas das nuvens podem alterar sobremaneira o delicado balanço entre os dois termos citados acima. Não surpreendentemente, as maiores incertezas na forçante radiativa antrópica referem-se ao papel direto e indireto dos aerossóis no clima. Os aerossóis emitidos em processos industriais e em queimadas na Amazônia tem um papel fundamental no balanço radiativo terrestre, e nos processos que regulam a microfísica de nuvens. Apesar de ter avançado de maneira significativa recentemente, o nível de compreensão acerca do papel dos aerossóis e, principalmente, das nuvens sobre o sistema climático é relativamente baixo, especialmente se comparado ao já bem entendido papel dos gases de efeito estufa.

Esse baixo nível de compreensão não chega a ser surpreendente, visto que a formação de nuvens envolve uma ampla gama de escalas atmosféricas, desde a escala de micrômetros, em que se dá o aparecimento e crescimento inicial dos hidrometeoros, até a organização de sistemas de nuvens de grande escala na escala de milhares de quilômetros. Em meio a esse largo espectro de escalas, se destacam movimentos convectivos, cuja dimensão horizontal é tipicamente de dezenas de metros a poucos quilômetros, pois é através dessas estreitas correntes ascendentes que se dá grande parte do transporte vertical no interior dos sistemas de nuvens, a liberação de calor latente associada à mudança de fase da água e a produção de precipitação. Representar de maneira realista desde as fontes de aerossóis atmosféricos que possam servir de CCN e IN até a organização das nuvens na grande escala e sua influência na circulação geral atmosférica e no balanço energético global são grandes desafios colocados para o futuro.

A discretização dos modelos numéricos faz com que a representação dos fenômenos atmosféricos seja truncada em harmônicos cujos comprimentos são, na maior parte dos casos, maiores do que os da escala convectiva. Como a representação da atividade convectiva é fundamental para a energética e ciclo hidrológico do modelo, o efeito da convecção é representado através de parametrizações dos processos convectivos. As parametrizações convectivas permitem então obter o efeito dos fenômenos não resolvíveis na grade dos modelos em função das variáveis que são resolvidas. Há uma série de abordagens propostas na literatura. Todas elas são derivadas de três tipos básicos: 1) Esquemas do tipo ajuste convectivo: proposto por Manabe *et al.* (1965) esse tipo de esquema supõe que sempre que os efeitos radiativos e/ou dinâmicos reduzem a taxa de resfriamento da troposfera abaixo de um certo nível crítico, é feito um ajuste de massa e energia de modo que um perfil estável é recuperado. Problema típico com esse tipo de esquema é a arbitrariedade da determinação do perfil para o qual o modelo é ajustado. 2) Esquemas do tipo Kuo (1965, 1974): relacionam a ocorrência e a intensidade da convecção com a convergência de umidade de grande escala. O esquema depende de um parâmetro  $b$ , que define o percentual da convergência de umidade que vai ser usada para umedecer a coluna atmosférica, enquanto o restante é usado para aquecer a coluna por liberação de calor latente. A dificuldade em determinar o valor de  $b$  é uma das limitações desse tipo de esquema. 3) Esquemas do tipo fluxo de massa: proposto inicialmente por Arakawa e Schubert (1974), esse tipo de esquema supõe que o conjunto de nuvens em uma região está em quase equilíbrio com as forçantes de grande escala. Neste esquema, as nuvens consomem a energia potencial produzida pelo efeito desestabilizador de grande escala. Conforme a intensidade da forçante de grande escala, o fluxo de massa convectivo necessário para manter a convecção em equilíbrio pode ser calculado. Em tese, o efeito radiativo das nuvens está incorporado no esquema clássico proposto por Arakawa e Schubert (1974) através do efeito radiativo na estabilidade termodinâmica. Entretanto, o detalhamento do efeito radiativo é, em geral, muito primitivo nos modelos atmosféricos usados na escala climática.

Neste contexto, fica evidente que a modelagem dos processos envolvendo nuvens na maior parte dos modelos globais e regionais utilizados para previsão de mudanças climáticas no Brasil e no mundo ainda se caracteriza pela utilização de um grande número de simplificações nos processos envolvendo nuvens. É particularmente significativo que as escalas dos movimentos convectivos não sejam explicitamente resolvidas na grande maioria desses modelos, em função de recursos computacionais e

de que os modelos atualmente disponíveis para os estudos de tempo e clima estejam quase todos presos ao paradigma da utilização de parametrizações de convecção. Ao mesmo tempo em que há uma variedade de hipóteses de fechamento dessas parametrizações, com os modelos comumente exibindo grande sensibilidade à escolha do esquema de convecção, tal paradigma é evidentemente limitado em função dos artificialismos subjacentes à fragmentação dos processos físicos envolvendo nuvens em diferentes componentes dos modelos atmosféricos (comumente, os modelos possuem esquemas separados para cobertura de nuvens, nuvens estratiformes, nuvens convectivas rasas e/ou profundas).

Existe uma tendência a se contornar essa limitação intrínseca das parametrizações de convecção, resolvendo explicitamente as nuvens ou pelo menos construindo representações fisicamente consistentes das mesmas, através de uma das seguintes estratégias, como sugerido, por exemplo, por Adams *et al.* (2009):

1. Melhorar a resolução espacial ao ponto de dispensar inteiramente as parametrizações de convecção, mesmo em simulações da circulação geral. Isso foi o que se obteve, por exemplo, através do *Earth Simulator*, em que simulações globais com espaçamento de grade de 3,5 km foram realizadas com êxito (Tomita *et al.*, 2005).

2. Usar modelos de conjunto de nuvens na construção de parametrizações de convecção. Definidos como “modelos capazes de resolver nuvens individuais, cujo domínio é grande o suficiente para conter várias nuvens e cujo tempo de execução é longo o suficiente para conter vários ciclos de vida de nuvens” (Randall *et al.*, 1996). Os modelos de conjunto de nuvens encontram usos variados, dentre eles, contornar a chamada “via empírica” para construção de parametrizações, adotando uma “via física” (Randall *et al.*, 1996; Moncrieff *et al.*, 1997).

3. Uso de modelos de conjunto de nuvens em substituição direta das parametrizações de convecção, constituindo a chamada superparametrização (Randall *et al.*, 2003; Khairoutdinov e Randall, 2001; Grabowski, 2001, 2003). Na superparametrização, a coluna do modelo de maior escala, é substituída por um modelo de conjunto de nuvens, geralmente bidimensional, que passa a responder pelo conjunto dos processos físicos em escala de sub-grade. De imediato, a interação das nuvens com a radiação, o efeito de rajadas de sistemas precipitantes sobre os fluxos de superfície, o transporte de energia, momentum e água por tais sistemas e o cálculo da precipitação são todos representados de forma coerente entre si, por meio de um único modelo físico e não através de parametrizações que não se intercomunicam. Segundo Khairoutdinov e Randall (2001), Grabowski (2003) e Randall *et al.* (2003), o uso da superparametrização tem assegurado êxito na representação de processos que envolvem a interação entre nuvens e fenômenos de grande escala (como ondas planetárias).

Em todos esses casos, a adoção de modelos com capacidade de explicitamente resolver nuvens, como “modelos de conjunto de nuvens” (MCNs) faz com que as incertezas relativas à microfísica sejam trazidas à tona irremediavelmente.

Num primeiro momento, a mais óbvia questão que surge é a da concentração de CCN e toda sua influência no desenvolvimento das nuvens e no estabelecimento das propriedades ópticas e microfísicas, incluindo a eficiência de precipitação. Existe ainda uma evidente lacuna nas medições de CCN e de microfísica de nuvens em grande parte do território brasileiro, aonde são desconhecidas a distribuição espacial e sazonal dessas variáveis. Como apontam Costa *et al.* (2012), destacam-se, no Brasil, os dados coletados nas seguintes campanhas: o Experimento do Ceará em 1994 (Costa *et al.*, 2000a), o LBA-TR-MM (Stith *et al.*, 2002), o EMfInI-Ceará (Costa *et al.*, 2002) e o LBA-SMOCC-EMfInI, que se concentram sobre a Amazônia e o Nordeste. Esse número limitado de experimentos de campo e a inexistência de medidas em grande parte do Brasil impõem óbvias limitações à representação dos processos microfísicos em modelos aplicados sobre o território nacional.

Outro aspecto importante a ser considerado é a variabilidade na forma da distribuição de tamanho das gotículas, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem do ciclo de vida de nuvens. Estratégias envolvendo o uso direto de

esquemas de microfísica detalhada (*bin microphysics*, e.g. Costa *et al.*, 2000b) envolvem um grande custo computacional, mas simulam a evolução explícita da função-distribuição de hidrometeoros em função de processos de nucleação, crescimento condensacional, colisão-coalescência, colisão-ruptura, ruptura espontânea, etc. Seu uso, ainda que geralmente proibitivo mesmo em modelos de área limitada, pode representar uma alternativa para a calibração, aperfeiçoamento e desenvolvimento de parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), sendo utilizado em modo off-line em modelos de LES ou MCNs.

Há ainda grande incerteza na representação dos processos envolvendo a fase de gelo em modelos de diversas escalas. Por exemplo, Costa *et al.* (2012) analisam um sistema convectivo, formado no “regime de leste” da Amazônia, com elevadas concentrações de partículas em todos os níveis, especialmente no interior dos núcleos adiabáticos, da ordem de centenas por centímetro cúbico. Nesse sistema, os autores verificaram a existência de uma grande variedade de formas de cristais, sem uma correspondência muito óbvia entre esta e alguma variável ambiental, como a temperatura (o que se esperaria, caso o crescimento dos cristais se desse em condições controladas de temperatura e supersaturação). Isso implica em uma dificuldade significativa em representar parâmetros cruciais para a evolução microfísica de uma nuvem fria ou de fase mista, como a própria velocidade terminal de queda dos cristais, a eficiência de colisão entre estes e outros hidrometeoros, etc. Lang *et al.* (2007) aplicaram um MCN na simulação de diferentes casos de convecção amazônica (observados durante a campanha do TRMM-LBA) e concluíram que o uso de espaçamentos de grade muito finos (250 m), em comparação com os tradicionalmente utilizados em MCNs e em esquemas de superparametrização (da ordem de 1 km ou mais) é importante para melhor representar a passagem gradual do regime de convecção rasa para profunda em um caso do “regime de oeste”. Além disso, também apontaram que provavelmente o esquema de interação entre as partículas de gelo e gotículas em seu modelo exagerava a coleta destas últimas pelas primeiras, resultando em um exagero na estimativa da presença de granizo mole ou de neve.

Um exemplo interessante sobre o papel da interação nuvem/radiação no contexto do efeito da emissão de aerossóis por queimadas é encontrado em Vendasco *et al.* (2009). Neste trabalho é discutido o efeito da escala e intensidade das fontes de emissão de aerossóis na precipitação. O aumento da intensidade das fontes de pequena escala espacial leva à formação de plumas de escala espacial suficientemente longa para gerar gradientes horizontais de temperatura que sustentam circulações termicamente induzidas que, por sua vez, intensificam a precipitação. Fontes de emissão de aerossóis de menor intensidade e de maior escala espacial tendem a aumentar o efeito estabilizador dos aerossóis e, portanto, diminuem a precipitação. Entretanto, Vendasco *et al.* (2009) não incluem o efeito dos aerossóis de queimada de biomassa na microfísica das nuvens e recomendam explorar o mecanismo das circulações térmicas geradas pelo efeito radiativo com o efeito da microfísica.

## CONCLUSÕES

Este capítulo sintetiza o conhecimento recente em aerossóis e nuvens obtido em trabalhos científicos mais recentes, com foco no Brasil e na América do Sul.

Com relação ao conhecimento em aerossóis atmosféricos, observa-se que a região amazônica tem sido bem coberta com medidas, apesar das grandes dificuldades logísticas inerentes a realização de experimentos nesta região. Este esforço científico é plenamente justificável, quando nota-se o papel da bacia amazônica no balanço climático global. Investigar efeitos de alterações neste ecossistema torna-se, portanto, crucial.

Com respeito às regiões urbanizadas e as emissões relacionadas com suas atividades típicas, tais como transporte, indústrias, geração de energia, etc., observou-se que há um universo de medições mais restrito a despeito das dificuldades logísticas serem muito menores. O monitoramento de material particulado em geral limitou-se à fração PM10. Já a fração fina (PM2.5), cujo monitoramento não é obrigatório pela legislação, tem sido quantificada preponderantemente por projetos de pesquisa pontuais, que são menos abrangentes tanto em termos espaciais quanto temporais. Ainda assim, os trabalhos

citados neste relatório mostraram um fato importante: que parte significativa da fração fina de emissões urbanas é composta por *Black Carbon*, em porcentagem muito mais elevada do que nas emissões oriundas de queimadas na Amazônia. Como em termos climáticos o *Black Carbon* tem potencial significativo de alterações devido a seu forte caráter absorvedor de radiação, o real papel de emissões urbanas pode estar sendo subdimensionado. É, portanto, fundamental estender este tipo de monitoramento ao maior número possível de regiões urbanizadas, inventariar suas emissões e estimar o seu papel no clima. Isto se torna mais importante à medida que o Brasil vem, paulatinamente, reduzindo o desmatamento na Amazônia, e há o aumento do número de pessoas vivendo em áreas urbanas. Conseqüentemente, a contribuição relativa das emissões urbanas aumenta em comparação às emissões associadas com as queimadas da bacia amazônica.

Com relação aos efeitos em nuvens, tais efeitos ainda constituem um grande tema em aberto. Ainda que efeitos indiretos de aerossóis em nuvens já sejam bem conhecidos, o real comportamento das nuvens em um planeta mais quente ainda é incerto. Os efeitos de aerossóis em nuvens atualmente conhecidos consideram situações meteorológicas idênticas, apenas mudando as propriedades de aerossóis. Todavia, há significativa incerteza sobre a manutenção dos atuais padrões de circulação geral da atmosfera em um planeta com temperaturas médias mais elevadas. Uma vez respondida esta pergunta, o efeito real dos aerossóis poderá ser então melhor estimado. Esta área ainda demandará grandes esforços de pesquisa, globalmente coordenados, para termos uma resposta minimamente satisfatória sobre alterações no padrão das nuvens tanto na escala planetária quanto regional.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams, D.K., E.P. Souza, e A.A. Costa, 2009: Convecção úmida na amazônia: implicações para modelagem numérica. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24, 168-178.

Ahlm, L., *et al.*, 2009: Aerosol number fluxes over the Amazon rain forest during the wet season. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9381-9400, doi:10.5194/acp-9-9381-2009.

Ahlm, L., *et al.*, 2010a: Emission and dry deposition of accumulation mode particles in the Amazon Basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10237-10253, doi:10.5194/acp-10-10237-2010.

Ahlm, L., *et al.*, 2010b: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3063-3079, doi:10.5194/acp-10-3063-2010.

Albrecht, B., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230.

Andrade, M.F., *et al.*, 2012: Vehicle emissions and PM<sub>2.5</sub> mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 79-88.

Andreae, M.O., 2007: Aerosols before pollution. *Science*, 315, 50-51, doi:10.1126/science.1136529.

Andreae, M.O., *et al.*, 2004: Smoking Rain Clouds over the Amazon. *Science*, 303, 1337-1342.

Ansmann, A., *et al.*, 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11802.

Arakawa, A., e W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31(3), 674-701.

Artaxo, P., W. Maenhaut, H. Storms, e R. Van Grieken, 1990: Aerosol Characteristics and Sources for the Amazon Basin During the Wet Season. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16971-16985.

Artaxo, P., *et al.*, 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 107, 8081, doi:10.1029/2001JD000666.

- Avissar, R., e C.A. Nobre, 2002: Preface to special issue on the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). *J. Geophys. Res.*, 107, 8034, doi:10.1029/2001JD002507.
- Baars, H., *et al.*, 2011: Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L20802, doi:10.1029/2011GL049200.
- Ben-Ami, Y., *et al.*, 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.
- Bristow, C.S., K.A. Hudson Edwards, e A. Chappell, 2010: Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14807, doi:10.1029/2010GL043486.
- Castanho, A.D.A., e P. Artaxo, 2001: Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. *Atmos. Environ.*, 35(29), 4889-4902.
- CETESB, 2011: Qualidade do ar no estado de São Paulo 2010. Série Relatórios ISSN 0103-4103, CETESB, São Paulo, 234 pp.
- Chen, Q., *et al.*, 2009: Mass spectral characterization of submicron biogenic organic particles in the Amazon Basin. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20806.
- Costa, A.A., e S. Sherwood, 2005: Parcel model simulations of aerosol warm phase cloud microphysics interactions over the Amazon. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 481-508.
- Costa, A.A., e T. Pauliquevis, 2009: Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24, 234-253.
- Costa, A.A., C.J. de Oliveira, J.C.P. de Oliveira, e A.J.C. Sampaio, 2000a: Microphysical Observations of Warm Cumulus Clouds in Ceará, Brazil. *Atmos. Res.*, 54, 167-199.
- Costa, A.A., G.P. Almeida., e A.J.C. Sampaio, 2000b: A bin-microphysics cloud with high-order, positive-definitive advection. *Atmos. Res.*, 55, 225-255.
- Costa, A.A., M.C. Campos Filho, A.C.S. Santos, e J.C.P. de Oliveira, 2012: Características de cristais de gelo observados em um sistema de nuvens na Amazônia durante o experimento TRMM-LBA. *Rev. Bras. Meteorol.*, 27(2), 139-151.
- Costa, A.A., *et al.*, 2002: A cloud microphysics experiment over Northeast Brazil. In: Proceedings of the 11th Conference on Cloud Physics, P2.13, Ogden, Utah.
- Davidson, E.A., e P. Artaxo, 2004: Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. *Global Change Biol.*, 10, 519-529, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00779.x.
- Feingold, G., H. Jiang, e J.Y. Harrington, 2005: On smoke suppression of clouds in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 32(2), L02804, doi:10.1029/2004GL021369.
- Formenti, P., *et al.*, 2001: Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)- Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. *J. Geophys. Res.*, 106(D14), 14919-14934.
- Forster, P., *et al.*, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., *et al.*

(eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Freitas, S.R., *et al.*, 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, 5, 135–167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7.

Freitas, Saulo R., Longo, Karla M., Dias, M. A. F. Silva; Dias, P. L. Silva, 2005b: Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. *Estudos Avançados (USP Impresso)*, v. 19, p. 167-185.

Freitas, S.R., *et al.*, 2009: 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. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861.

Freud, E., *et al.*, 2008: Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop size distribution in deep convective clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1661-1675.

Fuzzi, S., *et al.*, 2007: Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season. *J. Geophys. Res.*, 112, D01201, doi:10.1029/2005JD006741.

Gilardoni, S., *et al.*, 2011: Sources of carbonaceous aerosol in the Amazon basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2747-2764, doi:10.5194/acp-11-2747-2011.

Grabowski, W., 2001: Coupling cloud processes with the large-scale dynamics using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.*, 58, 978-997.

Grabowski, W., 2003: MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.*, 60, 847-864.

Gunthe, S.S., *et al.*, 2009: Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 7551-7575, doi:10.5194/acp-9-7551-2009.

Hansen, J.E., M. Sato, e R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864.

Harriss, R.C., *et al.*, 1988: The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A): Dry Season 1985. *J. Geophys. Res.*, 93(D2), 1351–1360, doi:10.1029/JD093iD02p01351.

Harriss, R.C., *et al.*, 1990: The Amazon Boundary Layer Experiment: Wet Season 1987. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16,721–16,736, doi:10.1029/JD095iD10p16721.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, 2008: Relatório Técnico-Científico: Relatório anual 2008, Coordenação de Observação da Terra (OBT), 56 pp. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/01.08.23.07>.

Instituto de Energia e Meio Ambiente, 2014: 1o Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil. 264pp. Disponível em: [http://www.energiaeambiente.org.br/documentos/diagnostico QualidadedoAr-VersaoFinal-Std.pdf](http://www.energiaeambiente.org.br/documentos/diagnostico%20QualidadedoAr-VersaoFinal-Std.pdf)

Jones T.A., e S.A. Christopher, 2010: Statistical properties of aerosol-cloud-precipitation interactions in South America. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2287–2305.

Kaufman, Y.J., *et al.*, 2005: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12,

doi:10.1029/2003JD004436.

Kaufman, Y.J., e Fraser, R.S., 1997: Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate. *Science*, 277, 1636-1639.

Kawamoto, K., e T. Nakajima, 2003: Seasonal variation of cloud particle size as derived from AVHRR remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810, doi:10.1029/2003GL017437.

Khairoutdinov, M.F., e D.A. Randall, 2001: A cloud resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community Climate System Model: Preliminary Results. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3617-3620.

Knollenberg, R.G., K. Kelly, e J.C. Wilson, 1993: Measurements of high number densities of ice crystals in the tops of tropical cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, 98(D5), 8639–8664, doi:10.1029/92JD02525.

Koren, I., L.A. Remer, e K. Longo, 2007: Reversal of trend of biomass burning in the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L20404, doi:10.1029/2007GL031530.

Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer, e J.V. Martins, 2004: Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. *Science*, 303, 1342-1345.

Kuo, H.L., 1974: Further studies of parameterization of influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.

Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.

Landulfo, E., *et al.*, 2005: Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil using a compact lidar system. *Int. J. Remote Sens.*, 26(13), 2797-2816.

Lang, S., *et al.*, 2007: Improving simulations of convective system from TRMM LBA: Easterly and Westerly regimes. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1141–1164.

Lara, L.L., *et al.*, 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Brazil. *Atmos. Environ.*, 39(26), 4627-4637, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.

Lin, J.C., T. Matsui, R.A. Pielke Sr., e C. Kummerow, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.*, 111, D19204, doi:10.1029/2005JD006884.

Liu, Y., e P.H. Daum, 2004: Parameterization of the auto-conversion process. Part I: analytical formulation of the Kessler-type parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 61, 1539-1548.

Lohmann, U., e J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715–737.

Maenhaut, W., M.T. Fernandez-Jimenez, I. Rajta, e P. Artaxo, 2002: Two-year study of atmospheric aerosols in Alta Floresta, Brazil: Multi elemental composition and source apportionment. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B*, 189, 243–248, doi:10.1016/S0168-583X(01)01050-3.

Mahowald, N.M., *et al.*, 2005: Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4030, doi:10.1029/2005GB002541.

Manabe, S., J. Smagorinsky, e R.F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Weather Rev.*, 93, 769-798.

- Martin, S.T., *et al.*, 2010a: An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08). *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11415-11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010.
- Martin, S.T., *et al.*, 2010b: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, 48, RG2002, doi:10.1029/2008RG000280.
- Martins, J.A., e M.A.F. Silva Dias, 2009: The impact of smoke from forest fires on the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the Amazonian region. *Environ. Res. Lett.*, 4, 015002.
- Martins, J.A., M. A. F. Silva Dias e F. L. T. Gonçalves, 2009: Impacto of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. *J. Geophys. Res.*, 114, D02207, doi: 10.1029/2007JD009587.
- MCT (Ministério da Ciência e Tecnologia), 2009: Estimativas anuais de emissões de gases de efeito estufa no Brasil. Disponível em: [www.mct.gov.br/upd\\_blob/0226/226591.pdf](http://www.mct.gov.br/upd_blob/0226/226591.pdf)
- Moncrieff, M.W., *et al.*, 1997: cloud system study (GCSS) working group 4: precipitating convective cloud systems. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 78, 831-845.
- Pauliquevis, T., L.L. Lara, M.L. Antunes, e P. Artaxo, 2012: Aerosol and precipitation chemistry in a remote site in Central Amazonia: the role of biogenic contribution. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4987-5015, doi:10.5194/acp-12-4987-2012.
- Petersen, W.A., *et al.*, 2002: TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *J. Clim.*, 15, 1278-1294, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1278:TOOIVI>2.0.CO;2.
- Pöschl, U., *et al.*, 2010: Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. *Science*, 329, 1513-1516.
- Prenni, A.J., *et al.*, 2009: Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin. *Nat. Geosci.*, 2, 402-405.
- Ramaswamy, V., *et al.*, 2001: Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349- 416.
- Randall, D., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, e W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1547-1564.
- Randall, D.A., *et al.*, 1996: Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. *J. Climate*, 9, 1583-1697.
- Reid, S.J., P.V. Hobbs, A.L. Rangno, e D.A. Hegg, 1999: Relationship between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. *J. Geophys. Sci.*, D104, 6145-6153.
- Rissler, J., *et al.*, 2006: Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 471-491, doi:10.5194/acp-6-471-2006.
- Rizzo, L.V., *et al.*, 2010: Aerosol properties, in-canopy gradients, turbulent fluxes and VOC concentrations at a pristine forest site in Amazonia. *Atmos. Environ.*, 44(4), 503-511, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.11.002.
- Roberts, G.C., M.O. Andreae, J. Zhou, e P. Artaxo, 2001: Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: ``marine'' conditions over a continent? *Geophys. Res. Lett.*, 28(14), 2807-2810.

- Roberts, G.C., *et al.*, 2002: Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 107, 8070, doi:10.1029/2001JD000583.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20), 3105-3108, doi:10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld, D., 2006: Aerosol-cloud interactions control of Earth radiation and latent heat release budgets. *Space Sci. Rev.*, 125, 149-157.
- Rosenfeld, D., *et al.*, 2008: Aircraft measurements of the impacts of pollution aerosols on clouds and precipitation over the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 113, D15203, doi:10.1029/2007JD009544.
- Santos, A.C.S., A.A. Costa, J.C.P. Oliveira, e M.C. Campos Filho, 2002: Estudo De Caso Da Variabilidade De Parâmetros Microfísicos Em Nuvens Da Amazônia. *Rev. Bras. Meteorol.*, 17, 141-151.
- Seinfeld, J.H., e S.N. Pandis, 2006: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. New York: John Wiley & Sons, New York, USA, 1232 pp.
- Sherwood, S.C., 2002: Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. *J. Climate*, 15, 1051-1063.
- Solomon, S., *et al.*, 2007: *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1056 pp.
- Stith, J.L., J.A. Haggerty, A. Heymsfield, e C.A. Grainger, 2004: Microphysical Characteristics of Tropical Updrafts in Clean Conditions. *J. Appl. Meteor.*, 43, 779-794.
- Stith J.L., *et al.*, 2002: Microphysical observations of tropical clouds. *J. Appl. Meteor.*, 41, 97-117.
- Talbot, R.W., *et al.*, 1990: Aerosol Chemistry During the Wet Season in Central Amazonia: The Influence of Long-Range Transport. *J. Geophys. Res.*, 95(D10), 16955–16969, doi:10.1029/JD095iD10p16955.
- Tomita, H., *et al.*, 2005: A global cloud-resolving simulation: preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08805, doi:10.1029/2005GL022459.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34(7), 1149-1154.
- Vendrasco, E.P., P.L. Silva Dias, e E.D. Freitas, 2009: A case study of the direct radiative effect of biomass burning aerosols on precipitation in the Eastern Amazon. *Atmos. Res.*, 94, 409–421.
- Vendrasco, E.P., *et al.*, 2005: Efeito da Poluição por Queimada de Cana-de-açúcar na Radiação Solar e nos Fluxos Turbulentos na Superfície. *Cienc. Natura, especial*, 143-146.
- Wang, M., e J.E. Penner, 2010: Cirrus clouds in a global climate model with a statistical cirrus cloud scheme. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5449-5474.
- Williams, E., *et al.*, 2002: Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8082, doi:10.1029/2001JD000380.
- Yamasoe, M.A., P. Artaxo, A.H. Miguel, e A.G. Allen, 2000: Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. *Atmos. Environ.*, 34, 1641–1653, doi:10.1016/S1352-2310(99)00329-5.

Yin, Y., Z. Levin, T.G. Reisin, e S. Tzivion, 2000: The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds — a numerical study. *Atmos. Res.*, 53(1-3), 91-116.

Yokelson, R.J., T.J. Christian, T.G. Karl, e A. Guenther, 2008: The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3509-3527, doi:10.5194/acp-8-3509-2008.

Zhang, Y., *et al.*, 2009: Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10814, doi:10.1029/2009GL037180.

Zhou, J., E. Swietlicki, H.C. Hansson, e P. Artaxo, 2002: Submicrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8055, doi:10.1029/2000JD000203.