

Partículas de Aerossóis na Amazônia: Composição, Papel no Balanço de Radiação, Formação de Nuvem e Ciclos de Nutrientes

Paulo Artaxo,¹ Luciana V. Rizzo,¹ Melina Paixão,¹ Silvia de Lucca,¹ Paulo H. Oliveira,¹ Luciene L. Lara,¹ Kenia R. Wiedemann,¹ Meinrat O. Andreae,² Brent Holben,³ Joel Schafer,³ Alexandre L. Correia,³ e Theotônio M. Pauliquevis⁴

A atmosfera acima das florestas tropicais desempenha uma parte muito ativa nos ciclos biogeoquímicos, criticamente importantes nos processos que mantêm o ecossistema, que incluem processos relativos à vegetação, solo, hidrologia, e composição atmosférica. As partículas de aerossóis controlam ingredientes chave do ambiente climático e ecológico na Amazônia. O balanço radiativo é fortemente influenciado pela forçante radiativa direta e indireta de partículas de aerossóis. A ciclagem de nutrientes é parcialmente controlada pela deposição seca e úmida de nutrientes chave de plantas. Observou-se que as partículas de aerossóis que atuam como núcleos de condensação de nuvem influenciam a dinâmica e a formação de nuvem, com potencial para mudar regimes de precipitação sobre a Amazônia. O registro de 10 anos de medidas da espessura ótica de aerossóis na Amazônia mostra uma forçante radiativa fortemente negativa de $-37W m^{-2}$ calculada ao longo de 7 anos de medições na estação seca em Alta Floresta. Há uma forte influência de aerossóis de queima de biomassa nas propriedades microfísicas da nuvem durante a estação seca. As conexões entre a quantidade de partículas de aerossol e o sequestro de carbono por fotossíntese mostraram claramente a estreita conexão entre os processos naturais da floresta e a carga de aerossóis na atmosfera. A mudança climática combinada com determinantes socioeconômicos pode alterar significativamente a emissão de gases traço, aerossóis, e fluxos de vapor d'água da floresta para a atmosfera. É vital que as taxas de desmatamentos amazônicos sejam reduzidas rapidamente e instituídas políticas sólidas e de longo para a conservação da Amazônia.

¹Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.

²Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany.

³NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA.

⁴Escritório Central LBA, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Brasil.

1. INTRODUÇÃO

A composição da atmosfera tropical é controlada por uma variedade de processos que vão de emissões a processamento, transporte, e deposição de gases traço e partículas de aerossóis [Andreae et al., 2002]. O entendimento da composição química da atmosfera tropical requer conhecimento dos processos naturais relativos à produção e emissão de espécies químicas

naturalmente emitidas, bem como das emissões antropogênicas associadas às mudanças no uso da terra [Andreae e Crutzen, 1997]. Uma vez na atmosfera, os compostos químicos estão sujeitos ao transporte, especialmente àqueles associados à convecção capaz de transportar compostos a grandes alturas e distâncias. Processos associados à deposição de gases traço e partículas de aerossóis ocorrem em regimes secos e úmidos, e os processos de remoção são bem eficientes em áreas tropicais. O processamento fotoquímico é também importante, dada a interação com a radiação solar que ocorre tanto nas fases dos gases traço quanto das partículas. O processamento de nuvem de gases traço e aerossóis é outro processo importante que não está completamente entendido. Durante cada um desses passos, os gases traço e partículas de aerossóis influenciam fortemente o clima amazônico de diferentes maneiras [Davidson e Artaxo, 2004; S. T. Martin et al., Sources and properties of Amazonian aerosol particles, submetido à *Reviews of Geophysics*, 2008, daqui em diante referido como Martin et al., manuscrito submetido, 2005].

As partículas de aerossóis influenciam o clima global e regional pelas mudanças que produzem no balanço radiativo da atmosfera e também pela sua influência no ciclo hidrológico [Andreae et al., 2004, 2005]. Devido ao seu curto tempo de residência na atmosfera e ao fato de que sua concentração varia no espaço e tempo, não é fácil fazer uma estimativa quantitativa precisa da forçante radiativa de aerossol. De acordo com o último relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática [IPCC, 2007], a maior incerteza sobre a forçante climática resulta da falta de entendimento do efeito dos aerossóis no clima (em particular, o efeito indireto, ou seja, as mudanças nas propriedades radiativas de nuvem induzidas por partículas de aerossóis) [Forster et al., 2007]. Um melhor entendimento do papel que as partículas de aerossóis desempenham no clima também é crítico para avaliar quantitativamente as mudanças ambientais que regiões, tais como a Amazônia, estão sofrendo [Andreae, 2007]. Partículas naturais de aerossóis biogênicos emitidas pelas plantas têm um papel importante na ciclagem de nutrientes em ecossistemas tropicais [Artaxo et al., 2005]. Ecossistemas tropicais mantêm um balanço delicado de

nutrientes caracterizado por intensa ciclagem interna e dependência do *input* atmosférico de certos nutrientes para preencher certos requisitos [Davidson e Artaxo, 2004].

As partículas de aerossóis influenciam o clima de duas maneiras principais: primeiro, o efeito radiativo direto dos aerossóis, o qual envolve o espalhamento e a absorção da radiação solar pelas partículas de aerossóis que mudam os fluxos radiativos líquidos na atmosfera e à superfície; segundo, a forçante indireta de aerossóis, que é relacionada com as mudanças induzidas por aerossóis nas propriedades da nuvem. As nuvens são um ingrediente crítico do balanço de radiação, e o aumento da população de partículas de aerossóis muda o número de núcleos de condensação de nuvem (NCN) e as propriedades das nuvens tais como o albedo e o tempo de vida. Os aerossóis também mudam as propriedades termodinâmicas atmosféricas, tais como o perfil de temperatura e a variabilidade da umidade relativa sobre grandes áreas; isso em geral é chamado de efeito semi-direto [Rosenfeld et al., 2008].

Mudanças significativas relacionadas às atividades humanas estão ocorrendo na Amazônia [Nobre et al., 2004] que podem ter efeitos globais no balanço do carbono, nas concentrações de gases de efeito estufa e partículas de aerossóis, e no poder de oxidação da atmosfera. A Amazônia é uma das maiores fontes diretas de aerossóis orgânicos para a atmosfera. O tamanho e a composição elementar de partículas de aerossóis são variáveis importantes que influenciam seu papel como NCN. Embora os aerossóis sejam eficientemente removidos pela precipitação, o transporte de longa distância de apenas uma pequena fração de aerossóis amazônicos pode contribuir grandemente para o balanço global da troposfera livre [Andreae e Crutzen, 1997].

Em áreas prístinas da Amazônia, as concentrações primárias de background e as secundárias de aerossóis biogênicos em geral são muito baixas [Artaxo et al., 2002; Zhou et al., 2002; Roberts et al., 2001], comparativamente a níveis observados em outros locais remotos do planeta. As duas fontes principais de partículas de aerossóis naturais são a emissão direta de partículas primárias (a maioria biogênica), e segundo, a oxidação dos compostos orgânicos voláteis (COV) emitidos pela vegetação [Guenther

et al., 1995; *Claeys et al.*, 2004]. Uma vez na atmosfera, os COVs estão sujeitos a transformações químicas e fotoquímicas que podem converter alguns deles em partículas de aerossol. Devido a esse caráter predominantemente biogênico da formação da partícula, as partículas de aerossol na Amazônia são orgânicas em sua maioria [*Graham et al.*, 2003a, 2003b].

A Amazônia tem estado sujeita a um processo intensivo de mudança no uso da terra nos últimos 40 anos [ver *Alves et al.*, neste volume; *Soares-Filho et al.*, 2006]. Essas mudanças no uso da terra ocorrem em sua grande parte na região conhecida como o “arco do desmatamento”, nas partes sul e leste da Bacia Amazônica. Grandes áreas florestas naturais são convertidas em pastagem ou em agricultura arável em grande escala [ver *Walker et al.*, neste volume]. A principal ferramenta usada por fazendeiros para remover a biomassa é o fogo [*Bowman et al.*, 2009]. No início da estação seca, o número de grandes focos de incêndio detectados por ferramentas de controle remoto sobe a alguns milhares por dia. Grande parte da queima de biomassa acontece nos estados de Roraima, Mato Grosso e Pará, depois da construção de estradas durante as décadas de 1970 e 1980. Durante os meses de agosto a outubro, uma grande parte da Amazônia e da América do Sul fica coberta por fumaça. Essa fumaça pesada, que cobre milhões de quilômetros quadrados, produz profundos efeitos no balanço de radiação, na formação de nuvem, e na saúde da população amazônica. Os aerossóis da queima de biomassa podem se deslocar por grandes distâncias [*Andreae et al.*, 2001] e influenciar áreas distantes das regiões de origem [ver *Longo et al.*, neste volume].

Aerossóis oriundos de queima de biomassa têm propriedades físicas e químicas muito complexas [*Andreae*, 1991]. Vários experimentos como parte do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) foram dedicados ao estudo das propriedades de partículas de aerossol e seus efeitos no ecossistema amazônico. Alguns desses incluem o Experimento LBA/Cooperative LBA Airborne Regional Experiment (CLAIRE) de 1998 e 2001 e o LBA/European Studies on Trace Gases and Atmospheric Chemistry (EUSTACH) [*Andreae et al.*, 2002]. Durante a transição da estação seca para a chuvosa em 2002, a campanha relativa aos

aerossóis de fumaça, nuvens, precipitação e clima (LBA/SCMOCC) foi conduzida em Rondônia de setembro a novembro [*Andreae et al.*, 2004]. O principal objetivo do experimento foi caracterizar as propriedades óticas, físicas e químicas das partículas de aerossóis oriundas da queima de biomassa. Uma revisão do artigo de *Fuzzi et al.* [2007] sintetizou os resultados do LBA/SMOCC e as complexidades das partículas de aerossóis emitidas pela queima de biomassa em áreas tropicais [ver também *Longo et al.*, neste volume]. Recentemente, o Experimento-08 de Caracterização do Aerossol Amazônico teve como objetivo entender as propriedades do aerossol biogênico natural (Martin et al., manuscrito submetido, 2008) com uma campanha de medição de campo de janeiro a março de 2008 em Manaus.

Medições de longo prazo são essenciais para gerar conhecimento científico sobre a variabilidade temporal de propriedades atmosféricas chave. Um exemplo importante é a operação da Rede Robótica de Aerossol da NASA (AERONET) que mantém uma rede de fotômetros solares em solo amazônico [*Holben et al.*, 1998]. A forte mudança nos fluxos de radiação à superfície tem consequências importantes em vários aspectos do funcionamento do ecossistema amazônico. Um resfriamento líquido da superfície de 2° a 3°C pode ser modelado por meio do resultado de camada de aerossol, assim como um aquecimento nos níveis de 2 – 3 km na atmosfera. Esse efeito estabiliza o perfil vertical de temperatura, reduzindo a convecção e o transporte do vapor d’água para os níveis mais altos. O campo de radiação é também fortemente afetado, com redução da radiação solar direta à superfície, e aumento da radiação solar difusa que atinge a floresta.

O objetivo deste capítulo é apresentar uma revisão das principais questões relativas à química atmosférica da Amazônia, com ênfase no papel das partículas de aerossóis no funcionamento do ecossistema, inclusive na deposição de nutrientes e balanço de radiação.

2. PROPRIEDADES DE PARTÍCULAS NATURAIS NA AMAZÔNIA

Há muito tempo se reconhece a vegetação tem como fonte importante de partículas primárias e secundárias de aerossóis [Artaxo e Hansson, 1995; Martin et al., manuscrito submetido, 2008]. As partículas de aerossóis são responsáveis pelo transporte aéreo de compostos de fósforo, cálcio, enxofre e outros nutrientes essenciais. Apenas alguns estudos de aerossóis biogênicos de vegetação de florestas chuvosas tropicais foram desenvolvidos [Artaxo et al., 1990; Artaxo e Hansson, 1995; Echalar et al., 1998; Artaxo, 2001]. Os aerossóis biogênicos compõem-se de muitos tipos diferentes de partículas, incluindo o pólen, esporos, bactérias, algas, protozoários, fungos, fragmentos de folhas, excremento e fragmentos de insetos. Essa componente de aerossol é principalmente na fração de tamanho bruto ($dp > 2\mu\text{m}$). Os mecanismos de emissão de partícula ainda não estão bem entendidos. Eles provavelmente incluem abrasão mecânica pelo vento, atividade biológica de microorganismos nas superfícies da planta e liteira de floresta, e processos fisiológicos de plantas, tais como transpiração e gutação. Os fungos, através da liberação de esporos fungais, são a principal fonte de partículas e componentes de aerossóis biogênicos primários e, especialmente no ambiente úmido da Amazônia, é de se esperar que sejam uma fonte significativa de partículas de aerossóis [Elbert et al., 2007].

Esses processos podem gerar partículas contendo elementos biogênicos tais como Na, Mg, P, S, K, Ca, Zn e Rb. A transpiração de plantas pode levar à migração de elementos de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , K^+ , Mg^{2+} e Na^+ para a atmosfera. Os elementos relacionados aos biogênicos (Mg, K, P, S, Zn, Rb, e outros) são essenciais às plantas e são liberados pelas folhas à atmosfera. A tabela 1 mostra a concentração elementar média das partículas de aerossóis na estação chuvosa em Rondônia [Artaxo et al., 2002]. A concentração muito baixa de aerossóis sob condições naturais é evidente com base no $2,21 \mu\text{g m}^{-3}$ de massa no modo fino na estação chuvosa. Em particular, uma média de 88 ng m^{-3} de enxofre é muito baixa para qualquer região continental. A poeira de solo aparece também em concentrações muito baixas, com concentrações de Fe de apenas 34 ng m^{-3} em aerossóis em modo bruto. Essas baixas concentrações elementares se contrastam com a

alta carga de aerossóis durante a estação seca em Rondônia.

As propriedades óticas dos aerossóis na estação chuvosa mostram uma absorção surpreendentemente forte de radiação nos comprimentos de onda visíveis pelas partículas biogênicas [Schmid et al., 2006; Guyon et al., 2004]. Os aerossóis biogênicos absorvem muito eficientemente a luz, em parte devido a sua morfologia e composição elementar, com a presença de substâncias húmicas. A eficiência de absorção é maior do que das partículas emitidas por queima de biomassa. Esse forte efeito de absorção tem importantes implicações no balanço radiativo da atmosfera e na temperatura à superfície de grandes áreas da Amazônia [Hoffer et al., 2006; Schmid et al., 2006].

Compostos orgânicos voláteis biogênicos (COVB), que resultam da reação com OH ou O_3 , são precursores importantes da produção secundária de aerossol orgânico na Bacia Amazônica, são emitidos de plantas durante o crescimento, manutenção, decomposição e consumo. As florestas tropicais são a fonte global dominante de COVBs atmosféricos e a Bacia Amazônica contribui com a maior parte [Rasmussen e Khalil, 1988]. O conteúdo de espécies de plantas da bacia é da ordem de 10^5 , cada uma com uma assinatura própria de emissão de COVB. Essa alta diversidade de espécies está associada a uma expressiva complexidade ecológica e a uma sazonalidade que é muito diferente de regiões temperadas, onde as emissões de COVB têm sido estudadas extensivamente. Esses fatores se combinam para produzir estimativas de emissões de COVB de toda a Amazônia, uma tarefa importante, mas desafiadora.

Tabela 1. Concentração Elementar Média de Partículas de Aerossóis em Modo Fino e Grosso na Estação Chuvosa em Rondônia na Torre^a de Rebio Jaru do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA)

^a Desvios médio e padrão (SD) estão mostrados; n é o número de amostras onde os elementos detectados foram observados acima do limite de detecção. As concentrações de massa estão expressas em $\mu\text{g m}^{-3}$; concentrações equivalentes de *black carbon* (BC_e) e de elementos traço estão em ng m^{-3} . A Tabela 1 foi adaptada de Artaxo et al. [2002].

Antes dos novos estudos desenvolvidos na década passada, as estimativas de emissões de COVB na Amazônia eram baseadas em algumas medições conduzidas por *Zimmerman et al.*, [1988] e *Kesselmeier et al.*, [2000]. Entretanto, devido à alta biodiversidade e campos de radiação e temperatura espacialmente diferentes, são necessários estudos muito mais extensivos de COV e de produção de aerossóis secundários na Amazônia.

Uma contribuição significativa de partículas fora do âmbito da Bacia Amazônia são as que resultam da poeira do Saara. A importância do transporte transatlântico de poeira foi reconhecida por *Prospero et al.*, [1981] e tem sido observada em várias campanhas subsequentes de medição [*Swap et al.*, 1996; *Artaxo et al.*, 1988, 1998; *Formenti et al.*, 2001]. A poeira importada ocorre em suas mais altas concentrações nas partes da bacia que estão ao norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). As concentrações máximas de poeira à superfície tipicamente ocorrem por volta de março e abril, coincidindo com a estação chuvosa na parte central da bacia. A poeira em estações de solo é observada em pulsos de altas concentrações que duram de um a vários dias. Dada a longa distância do transporte da África, uma fração significativa da poeira mineral depositada na Bacia Amazônica é submicroscópica.

Partículas marinhas de aerossóis em sua maior parte consistem de partículas de spray marinho, compostos principalmente de sais inorgânicos em modo grosso misturados com misturas menores do material biológico primário que foi particulado na superfície do oceano [*Andreae e Rosenfeld*, 2008]. As emissões marinhas dominam a população de partículas que entra na Bacia Amazônica com o fluxo de ventos alísios, sendo progressivamente removida pela deposição úmida e seca à medida que uma massa de ar se move mais profundamente na bacia. Mesmo assim, a contribuição relativa das partículas marinhas à concentração total em massa de partículas amazônicas permanece significativa nas partes centrais da bacia durante a estação chuvosa. Isso pode ser explicado pelas grandes concentrações de partículas marinhas presentes no ar, à medida que atravessam a costa e as taxas relativamente lentas em que as partículas de aerossóis são

removidas do continente [*Andreae e Andreae*, 1988; *Worobiec et al.*, 2007].

3. PROPRIEDADES E EFEITOS DAS PARTÍCULAS DE AEROSSOL POR QUEIMA DE BIOMASSA NA AMAZÔNIA

As condições atmosféricas muito limpas que predominam na estação chuvosa na Amazônia mudam significativamente na estação seca, com grandes emissões de aerossóis de queima de biomassa [*Andreae et al.*, 2002; *Echalar et al.*, 1995]. O número típico de aerossóis nas concentrações é em torno de 200 – 300 partículas por cm^{-3} . Na estação seca, o número de partículas nas concentrações salta para 10.000 – 20.000 cm^{-3} [*Artaxo et al.*, 2002]. As concentrações de massa de partículas de aerossóis (PM_{10}) da estação úmida são tipicamente de 10 a 12 $\mu\text{g m}^{-3}$, enquanto na estação seca elas atingem valores extremamente altos, de 600 $\mu\text{g m}^{-3}$. Essa grande concentração de aerossóis pode produzir efeitos importantes na saúde humana, nuvens e balanço de radiação [*Kaufman et al.*, 1998]. A Figura 2 mostra a taxa de desmatamento em quilômetros quadrados por ano a partir do final da década de 1970 até 2008. Observa-se grande variabilidade de ano para ano, devido a fatores determinantes climáticos e socioeconômicos. A Figura 1 mostra que o desmatamento diminuiu significativamente de 2004 a 2007, mas um aumento em 2008 alterou essa tendência. Um desmatamento com queima de 10.000 a 20.000 km^2 por ano injeta enormes quantidades de partículas na atmosfera [*Yokelson et al.*, 2007, 2008]. Os fatores de emissão de fogo para desmatamento primário e fogo para manutenção de pastagem em florestas chuvosas tropicais variam de 6 a 25 g kg^{-1} para PM_{total} e de 7,5 a 15 g kg^{-1} para $\text{PM}_{2,5}$, expressos como massa de partículas primárias emitidas por unidade de massa de combustível seco. Na Amazônia, as estimativas de taxas de emissão de $\text{PM}_{2,5}$ e PM_{10} são 8 e 10 Tg a^{-1} , respectivamente [*Yokelson et al.*, 2008].

Uma das consequências da queima de grandes áreas é a emissão de grande número de partículas e as altas concentrações de aerossóis [*Artaxo et al.*, 2002; *Andreae e Merlet*, 2001; *Hoffer et al.*, 2006]. A Tabela 2 mostra as concentrações elementares médias de partículas de aerossóis na

estação seca em Rondônia coletadas na torre do LBA de Rebio Jaru. Enxofre em modo fino agora aparece em uma alta concentração de 533 ng m^{-3} , seis vezes mais alta do que os valores medidos na estação chuvosa, um aumento similar ao do *black carbon*. A concentração de potássio em modo fino aumenta 18 vezes. Essa grande mudança nas concentrações de elementos traço afeta os ciclos biogeoquímicos de vários nutrientes chave, como o fósforo.

A atmosfera amazônica não é isolada da atmosfera global e interage fortemente com os continentes e oceanos próximos [Andreae et al., 2001]. Swap et al. [1996] mostraram que partículas oriundas do deserto do Saara atingem a Amazônia e podem ser importantes em termos de ciclagem de nutrientes ao longo de longos períodos de tempo. Formenti et al. [2001] também observaram partículas de poeira do Saara sobre a parte norte da Amazônia e Suriname, o que indica que esse processo é mais importante do que se pensava anteriormente. As emissões de queima de biomassa de ferro solúvel também têm importantes implicações na produção primária do Atlântico Sul, dado que o Fe é criticamente importante para a biogeoquímica oceânica e é emitido em grandes quantidades pela queima de biomassa [Luo et al., 2008]. Emissões de mercúrio da queima de biomassa podem ser significativas, conforme observado no estudo de Artaxo et al. [2000], com medições aéreas de Hg e *black carbon* mostrando uma forte relação.

Figura 1. Taxa de desmatamento na Amazônia brasileira em $\text{km}^2 \text{ a}^{-1}$ a partir do final da década de 1970 a 2008. É possível observar uma diminuição na taxa de desmatamento de 2003 a 2007, seguida por um aumento em 2008.

Tabela 2. Concentração Elementar Média de Partículas de Aerossóis na Estação Seca em Rondônia na Torre^a LBA de Rebio Jaru.

^aDesvios Médio e Padrão são mostrados; n é o número de amostras onde os elementos detectados foram observados acima do limite de detecção. As concentrações de massa são expressas em $\mu\text{g m}^{-3}$. A Tabela 2 é adaptada de Guyon et al. [2003a, 2004b].

É sempre importante enfatizar que a queima de floresta não apenas libera partículas, mas também grandes quantidades de gases traço importantes,

quais sejam, COVs, metano, CO, CO₂, e várias outras espécies chave [Karl et al., 2007a, 2007b; Yokelson et al., 2007, 2008; Andreae e Merlet, 2001].

4. MEDIÇÕES DA PROFUNDIDADE ÓTICA DO AEROSSOL ATRAVÉS DA REDE AERONET NA AMAZÔNIA

Um dos pontos fortes no componente de química atmosférica do LBA são as estações de monitoramento de longo prazo de aerossóis operadas na Amazônia nos últimos 10 anos. Um dos conjuntos de medições foi obtido usando fotômetros solares da rede AERONET. A AERONET é uma rede de fotômetros solares bem calibrados e padronizados distribuída globalmente, mantida pela NASA e expandida por colaborações nacionais e internacionais [Holben et al., 1998]. Um radiômetro solar CIMEL (manufaturado pela CIMEL Electronique, França) e sensores de radiação total e de radiação fotossintética ativa estão instalados em vários sítios no Brasil para medição da espessura ótica de aerossóis (AOT) e fluxo solar no espectro solar total. Atualmente, no Brasil, há sete fotômetros solares em operação: Ji-Paraná (JP) (Rondônia (RO), Alta Floresta (AF) (Mato Grosso (MT)), Cuiabá (CB) (MT), Rio Branco (Acre), Campo Grande (Mato Grosso do Sul (MS)), São Paulo (SP), e Petrolina (Pernambuco), mas vários outros sítios, tais como o de Balbina (BA) (Amazonas), Belterra (Pará (PA)), Santarém (PA), Brasília (Distrito Federal) e Reserva Biológica Jaru (RO) foram operados [Schafer et al., 2008]. O radiômetro solar mede radiâncias em vários comprimentos de onda, em tempo quase real e fornece, a partir de observações diretas do espectro solar, as propriedades de aerossóis tais como a AOT, coluna de vapor d'água e, ainda, observações a partir do céu, distribuição do tamanho do aerossol, propriedades de absorção e outras propriedades chave dos aerossóis [Holben et al., 1998]. Essa rede é o único projeto de longo prazo (com registro que inclui observações de mais de 11 anos em algumas localidades) a fornecer as propriedades da coluna de aerossóis de base terrestre por sensoriamento remoto dessa região crítica. Os sítios de monitoramento em geral incluem medições de 1999 até o presente, mas alguns deles possuem registros de

medições que datam do início do programa AERONET em 1993 [Schafer *et al.*, 2008].

Todos os sítios LBA-AERONET mostram tendências sazonais similares nas propriedades atmosféricas, com carga de aerossol muito baixa durante a estação úmida (janeiro a junho).

Figura 2. Séries de tempo de média diária da espessura ótica do aerossol (AOT) em Ji Paraná (JP), Alta Floresta (AF), Balbina, e Cuiabá. Nota-se o aumento muito acentuado da AOT a cada ano na estação seca.

Com o início da estação seca, os aerossóis de queima de biomassa aumentam significativamente a quantidade de aerossóis na atmosfera. A Figura 2 mostra a série de tempo da média diária da AOT (em 500 nm) em JP, AF, BA, e CB. Na estação úmida, a AOT muito baixa (em torno de 0,1 – 0,2) pode ser observada em todos os sítios. Brasília mostra algum aumento durante a estação seca, mas esse aumento é modesto. Durante a estação seca, valores altos, equivalentes a 3,5, são frequentemente observados em AF, CB e JP. Esses são os valores mais altos de AOT observados nos sítios do AERONET em todo o mundo.

Os fotômetros solares AERONET também medem continuamente o total de vapor da coluna d'água (CWV) [Yamasoe *et al.*, 1998]. A Figura 3 mostra a série de tempo da coluna de vapor d'água em AF (Mato Grosso), JP (Rondônia), e Belterra (próxima a Santarém, Pará). Na parte norte da bacia, o vapor d'água muda levemente em bases anuais, como pode ser visto nos dados de CWV do LBA, dado que a estação seca não é muito forte nessa parte da bacia. Na parte sul da Amazônia, o ciclo anual de vapor d'água é muito mais pronunciado, com vapor d'água às vezes baixo, equivalente a 1,5 [Schafer *et al.*, 2008].

A Figura 4 mostra uma análise da média da sazonalidade com valores médios semanais da AOT em sítios ao norte da Amazônia e do cerrado, e em floresta ao sul da bacia. É claro que no sul, a queima mais intensa de biomassa ocorre de agosto e setembro, e no norte, o período de maior impacto é entre novembro e dezembro [Schafer *et al.*, 2008].

A forçante de aerossol é a incerteza mais importante da mudança climática global e regional [IPCC, 2007], o que torna importante reduzir as incertezas dos parâmetros relevantes para os cálculos da forçante radiativa para obtenção da

profundidade ótica do aerossol com alta resolução espacial. Atualmente, esforços estão sendo feitos no sentido de obter a AOT com alta resolução espacial de 1 km x 1 km na Amazônia com o uso de sensor do Radiômetro Espectral Imageador de Resolução Moderada (MODIS) dos satélites AQUA e TERRA. Com esse objetivo, modelos de propriedades óticas dos aerossóis divididos em variações de albedo de espalhamento único (SSA) foram obtidos usando dados AERONET. Esse enfoque envolve a obtenção da AOT não apenas de alguns sítios AERONET, mas de toda a área da Amazônia. O principal problema é a alta cobertura de nuvem, mas algoritmos melhorados estão sendo desenvolvidos para aumentar a precisão das medições da AOT usando o MODIS.

Figura 4. Médias semanais de profundidade ótica de aerossóis (a 440 nm) de sítios regionalmente agrupados na Amazônia [modificado a partir de Schafer *et al.*, 2008]. O aumento de aerossóis devido à queima de biomassa é mais pronunciado na parte sul da Bacia Amazônica.

5. FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DE PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS E EFEITOS NO ECOSISTEMA AMAZÔNICO

Os processos de desmatamento têm produzido impactos de diferentes modos nos ecossistemas florestais amazônicos [Ometto *et al.*, 2005]. Por exemplo, a conversão de floresta natural para pastagem muda os balanços hídricos e, conseqüentemente, pode alterar o conteúdo de água atmosférica e os padrões de precipitação [Silva Dias *et al.*, 2002]. Esses processos liberam uma grande quantidade de partículas de aerossóis para a atmosfera, produzindo fortes mudanças no balanço de radiação na superfície [Chand *et al.*, 2006; Schafer *et al.*, 2008; Procópio *et al.*, 2004]. A interação entre a radiação solar descendente com essas partículas de aerossóis e nuvens afeta diretamente o balanço radiativo atmosférico, reduzindo a radiação direta incidente e aumentando sua fração difusa [Schafer *et al.*, 2002a, 2002b; Niyogi *et al.*, 2004; Gu *et al.*, 1999, 2003]. O LBA fez medições de propriedades óticas detalhadas usando vários fotômetros solares e radiômetros da AERONET em vários sítios [Eck *et al.*, 1998]. A redução dos fluxos à superfície foi monitorada em AF, e a Figura 5 mostra uma série

temporal de 9 anos de forçante radiativa direta de aerossóis em AF (localizada na porção norte do Estado de Mato Grosso), uma área representativa da influência da queima de biomassa. A forçante radiativa direta instantânea de até -300 W m^{-2} (a forçante radiativa é negativa porque afeta substratos de radiação solar no solo) é observada na maioria dos anos durante a estação seca. As observações ao longo de muitos anos de medições na estação seca resultaram em uma média de forçante radiativa à superfície de -37 W m^{-2} [Procópio et al., 2004], o que é um efeito significativo de resfriamento da superfície.

Conforme mostrado por Oliveira et al. [2007], um pequeno aumento na carga de aerossol atmosférico aumenta a fração de radiação difusa versus direta. Portanto, a vegetação aumenta a eficiência do uso de radiação solar e consequentemente aumenta a produtividade líquida primária (PPL), definida como fluxo líquido de carbono da atmosfera na vegetação por unidade de tempo, mas até certo ponto. A partir de condições limpas, caracterizadas com a AOT em torno de 0,1 a 500 nm para AOT de 1,2, a PPL aumenta de 30% a 50% na estação seca e 24% na estação úmida em Rondônia [Oliveira et al., 2007]. Assim que a AOT ultrapassa 1,2 em 500 nm, a redução no fluxo total começa a fechar a assimilação de carbono, e para a AOT em cerca de 3 – 4, a vegetação para de assimilar carbono devido à grande redução no fluxo de radiação solar, conforme pode ser visto na Figura 6.

Figura 6. Troca líquida do ecossistema (fluxo de carbono em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) em função da carga de aerossóis na atmosfera, expressa como o índice de irradiância relativa. Irradiância relativa 1 significa ausência de aerossóis, com aumento de aerossóis à medida que a radiação diminui. Observe que os valores negativos de NEE correspondem ao sequestro líquido do ecossistema e que o índice de irradiância relativa diminui com o aumento de AOT [Oliveira et al., 2007].

Como a área de plumas de queimadas na América do Sul, África e sudeste da Ásia é muito grande, o efeito dos aerossóis de queima de biomassa na troca de carbono é um fator importante no Hemisfério Sul [Artaxo e Andreae, 2007]. Partículas emitidas pelo fogo de vegetação absorvem radiação solar muito eficientemente por causa da grande quantidade de *black carbon* [Artaxo et al., 1988, 1998].

Levando em consideração que devido às emissões de queima de biomassa há grandes áreas na Amazônia onde ocorre uma carga significativa de aerossóis por cerca de 4 meses, os efeitos de aerossóis no sequestro de carbono pela floresta amazônica provavelmente seja muito significativo. Os efeitos observados na Amazônia estão também presentes, certamente, em florestas tropicais da África e sudeste da Ásia por causa das condições similares de queima de biomassa e tipo de floresta. As partículas de aerossóis de queima de biomassa afetam o balanço global de carbono, e a quantificação em escala global traria um conhecimento adicional importante sobre o ciclo global do carbono. Além disso, observou-se que grandes quantidades de ozônio são formadas a partir das emissões de queima de biomassa [Longo et al., 1999]. Os níveis de ozônio observados, que às vezes são superiores a 100 ppb, podem ter um papel importante na produtividade primária da vegetação amazônica porque algumas espécies e cultivares são sensíveis aos altos níveis de ozônio [Bulbovas et al., 2007]. O ozônio é também um gás de efeito estufa e muda a fotoquímica significativamente, com potencial de alterar a produção de aerossóis orgânicos secundários de modos ainda a serem estudados (Martin et al., manuscrito submetido, 2008)

6. AEROSSÓIS E NUVENS: PROPRIEDADES DE NUCLEAÇÃO DE PARTÍCULAS BIOGÊNICAS E DE QUEIMA DE BIOMASSA

As nuvens são um componente criticamente importante do ecossistema amazônico por causa de seus efeitos no ciclo hidrológico e balanço de radiação. A formação de nuvens na Bacia Amazônica ocorre sob condições de alta disponibilidade de vapor d'água, baixas concentrações de NCN, alta temperatura, e radiação solar, que são bem diferentes de outras áreas continentais do mundo [Williams et al., 1997]; Kaufman e Koren, 2006]. As nuvens que precipitam em geral são divididas em duas classes: nuvens do tipo Stratocumulus de baixo nível (até 2 – 5 km de altitude) e de sistemas convectivos em alto nível (acima de 6 km de altitude). Na Amazônia, durante a estação úmida, a maior parte dos campos de nuvens é composta das chamadas

nuvens quentes de baixo nível. Os sistemas convectivos de altos níveis são responsáveis pela maioria da precipitação, e são formados e desenvolvidos sob condições termodinâmicas especiais [Silva Dias et al., 2002]. Entretanto, mesmo durante a estação seca, as nuvens quentes estão presentes em cumulus em céu limpo e também em nuvens que precipitam. Essa diferença sazonal é principalmente impulsionada por fenômenos em grande escala que controlam os padrões das estações úmidas e secas.

Nesse ambiente onde as nuvens quentes têm um papel importante no ciclo hidrológico, a concentração de NCN atmosférico, núcleos de gelo e velocidades ascendentes são as características críticas da atmosfera na formação e propriedades de sistemas convectivos [Prezzi et al., 2009; McFiggans et al., 2006]. Um resultado surpreendente obtido durante a campanha intensiva LBA/CLAIRE (de março a abril de 1998, na Amazônia central) é que, quando livre de emissões antropogênicas, a concentração típica de NCN na Amazônia é muito baixa, cerca de 200 cm^{-3} a 1% de supersaturação (SS) [Roberts et al., 2000, 2001] (Figura 7). Durante a estação seca, as concentrações de NCN em 1% de SS atingem valores muito altos, de aproximadamente 3000 cm^{-3} . Isso significa que, sob condições naturais, a concentração típica de NCN biogênica natural na Amazônia assemelha-se mais àqueles encontrados em áreas oceânicas do que em continentais. As concentrações de NCN típicas de áreas de oceano são de cerca de $100 - 200$ por cm^3 , enquanto os valores típicos de background continental estão entre $600 - 1.000 \text{ cm}^{-3}$ [Pruppacher e Klett, 1998]. Observou-se também que uma fração significativa de partículas de aerossóis na Amazônia ($40 - 60$) na verdade poderia funcionar como NCN [Gunthe et al., 2009]. Isso se deve ao seu tamanho relativamente grande e à composição química predominantemente solúvel em água [Roberts et al., 2001].

Figura 7. Número de partículas de núcleos de condensação versus supersaturação da estação úmida, transição e estação chuvosa em várias regiões da Amazônia. Dados de Roberts et al. [2001].

Por causa dessas duas características, a baixa concentração de NCN e o domínio de nuvens quentes, a Bacia Amazônica tem sido chamada de “oceano verde” [Williams et al., 2002]. A

comparação da estrutura de nuvem entre condições oceânicas e amazônicas é válida, conforme salientado no estudo pioneiro de Squires [1956]. Assim como nos oceanos, as nuvens na Bacia Amazônica em geral apresentam desenvolvimento vertical baixo e são eficientes na produção rápida de chuva. O papel da baixa concentração de NCN é importante porque ela produz gotículas de nuvem que já são grandes no início, com um mecanismo de crescimento rápido e eficiente através da difusão do vapor d’água. Os grandes raios dessas gotículas melhoram a eficácia da fase de colisão-coalescência da formação de chuva, tornando a produção de precipitação muito eficiente.

A maioria dessas partículas de NCN é de origem biogênica. Sua maior parte origina-se da conversão de gás em partículas de COVs emitidas naturalmente pela vegetação [Guenther et al., 1995; Claeys et al., 2004], enquanto algumas das partículas maiores são principalmente partículas biológicas. A composição de tais partículas é principalmente orgânica [Artaxo et al., 1990, 1994, 1998], com concentrações muito baixas de enxofre e metais pesados. Além disso, elas são muito ricas em compostos orgânicos solúveis em água (WSOC), e a presença de matéria orgânica solúvel ajuda na eficácia para que uma partícula de aerossol possa agir eficientemente como um NCN [Rissler et al., 2006].

O cenário é completamente diferente em regiões dominadas pela atividade de queima de biomassa. Nessas áreas afetadas, a população de partículas aumenta de algumas centenas por metro cúbico [Zhou et al., 2002] para altos níveis de concentração que chegam a 10.000 cm^{-3} durante a maior parte da estação chuvosa [Rissler et al., 2006]. Essa carga extra de partículas é liberada basicamente na fração em modo fino [Guyon et al., 2005; Artaxo et al., 2002], que torna os aerossóis de queima de biomassa muito suscetíveis ao transporte em grande escala pelos ventos, influenciando grandes áreas que são livres de emissões de queima de biomassa. A composição química dessas partículas de queima de biomassa, conforme demonstrado em muitos estudos, é predominantemente de matéria orgânica distribuída em incontáveis componentes, que as tornam muito eficientes como NCN [Mircea et al., 2005; Graham et al., 2003a, 2003b; Mayol-Bracero et al., 2002,

Falkovich et al., 2005; Decesari et al., 2006; Fuzzi et al., 2007]. Na verdade, os WSOC afetam as propriedades de NCN pela contribuição ao material solúvel, alterando a tensão da superfície da gotícula em crescimento e afetando os mecanismos responsáveis pelo crescimento de gotículas ativadas [Vestin et al., 2007; Sun e Ariya, 2006]. O entendimento completo dessas propriedades é basicamente desconhecido mesmo com relação às espécies relevantes de WSOC encontradas na atmosfera e atualmente configura uma área de pesquisa intensa [Svenningsson et al., 2006; McFiggans et al., 2006].

Esse grande aumento dos NCN e concentrações de partículas tem profundos efeitos nas propriedades microfísicas das nuvens [Freud et al., 2008]. Roberts et al. [2004] usaram um modelo unidimensional de parcela de nuvem para avaliar o impacto dos aerossóis da queima de biomassa em propriedades de nuvem. Eles descobriram que as propriedades, tais como o raio efetivo da gotícula de nuvem e a SS são mais sensíveis às baixas concentrações de NCN, que produziriam maiores variações interanuais nas propriedades de nuvem durante a estação úmida do que na estação seca. Entretanto, os autores também fizeram medições do espectro de NCN, e observaram poucas diferenças entre regiões florestadas e desmatadas durante a estação úmida e ainda que as modificações resultantes das propriedades de nuvem são menores, comparadas com as que ocorrem entre as estações úmidas e secas. Os autores postulam que, no caso da estação úmida, as diferenças de albedo à superfície entre regiões de floresta e desmatadas podem dominar o impacto do desmatamento no ciclo hidrológico e a atividade convectiva durante a estação úmida. A grande população de gotículas e os mecanismos de crescimento inibidos podem dificultar que as gotículas atinjam o limiar de 25- μm para a precipitação, fazendo com que uma fração maior de nuvem se evapore ao invés de precipitar [Andreae et al., 2004]. O exemplo mais extremo da influência das partículas da queima de biomassa é a formação de pironuvens (i.e., nuvens que se formam na pluma de fumaça sobre fogo ativo). As pironuvens alimentam-se diretamente da fumaça e do calor do fogo. Elas recebem impactos conflitantes: extremas concentrações de NCN impedem a produção de precipitação e o

calor gerado pelo fogo revigora as correntes ascendentes e impede outros processos de chuva quente [Andreae et al., 2004, 2008].

Propriedades microfísicas dessas pironuvens são muito diferentes das nuvens amazônicas naturais. Primeiro, uma pironuvem é muito difícil de precipitar devido à forte inibição do processo de colisão-coalescência que faz as gotículas crescerem a ponto de precipitar. Porque a concentração de gotículas é muito alta, o diâmetro (D_{eff}) efetivo da gotícula de nuvem é reduzido significativamente, e o D_{eff} menor é menos eficiente na evolução da distribuição do tamanho da gotícula em altitudes mais elevadas na nuvem. Por outro lado, nuvens em áreas oceânicas (“Oceano Azul”) e no oceano verde apresentam um processo efetivo de crescimento de gotícula ao longo da coordenada vertical. Esse não é o caso de pironuvens, conforme mostrado na Figura 8 [Andreae et al., 2004]. É possível observar que nas nuvens de oceano azul e verde há um alargamento pronunciado na distribuição da gotícula à medida que a nuvem torna-se mais alta, uma clara consequência do crescimento das gotículas devido ao processo de colisão e coalescência. Esse crescimento não é observado em medições de pironuvem. Ao contrário, a distribuição de gotículas da pironuvem não cresce significativamente depois que atinge 2.800 m de altura, uma consequência do efeito de saturação de um número excessivo de partículas e gotículas. A Figura 8c mostra um caso intermediário: uma nuvem formada sob condições de fumaça.

Figura 8. A evolução da distribuição do diâmetro da gotícula da nuvem (DSD) com altura no crescimento de nuvens convectivas, nos quatro regimes de aerossóis de (a) oceano azul, fora da costa do nordeste brasileiro (4°S 38°W); (b) oceano verde na atmosfera limpa na extremidade do oeste da Amazônia (6°S 73°W); (c) nuvens de fumaça em Rondônia (10°S 62°W); e (d) pironuvens. O DSD mais baixo em cada parcela representa as condições da base fria da nuvem, exceto na Figura 8d, onde a distribuição de tamanho das partículas de cinza fora da nuvem também é mostrada. Observe que o estreitamento do CSD e o retardo de suas taxas de alargamento com altura para regimes progressivamente mais ricos em aerossóis das Figuras 8a a 8d [Andreae et al., 2004].

Apesar do fato de que é possível observar uma evolução e alargamento do espectro da gotícula de nuvem, ele é mais lento sob as condições do

oceano azul do que verde. A consequência é que a chuva quente, se ela realmente ocorrer, será em altitudes mais elevadas do que em situação natural.

Outro efeito importante de fumaça em biomassa nas propriedades de nuvem são as condições termodinâmicas atmosféricas [Koren *et al.*, 2008]. O aumento de partículas carregadas de *black carbon* na média atmosfera aumenta a estabilidade da troposfera mais baixa. A presença dessas partículas absorvedoras resulta em um forte esfriamento à superfície, com efeito de aquecimento em altitudes entre 3 – 4 km. Isso foi observado na inibição da formação de nuvem durante a estação de queima de biomassa na Bacia Amazônica por sensoriamento remoto [Koren *et al.*, 2004]. Cálculos de modelagem mostram que a inibição é possível sob certas condições [Jiang *et al.*, 2006]. Esse efeito da inibição da formação de nuvem baixa foi bem documentado por Koren *et al.* [2004, 2008].

Sob condições “naturais” de aerossol ($AO < 0,1$), a média da cobertura de nuvem neste estudo foi de aproximadamente 40%. À medida que a quantidade de aerossol aumenta, a cobertura de nuvem se reduz fortemente. Para AOT maior do que 1,2, virtualmente todas as nuvens baixas são inibidas [Koren *et al.*, 2004]. Esse valor de AOT é frequentemente atingido na estação seca, conforme pode ser visto na Figura 6. Os mecanismos dessa supressão de nuvem poderiam ser o alto conteúdo de carbono de biomassa (BC) de aerossol de queima de biomassa associado com alta radiação solar, além do tamanho menor da gotícula. As gotículas de nuvem menores tendem a evaporar se o núcleo tiver propriedades de alta absorção [McFiggans *et al.*, 2006].

Figura 9. Cobertura de nuvem na Amazônia em função de carga de aerossóis atmosféricos, expressa como AOT a 500 nm.

7. DEPOSIÇÃO SECA E ÚMIDA DE ELEMENTOS TRAÇO E IMPACTOS NA CICLAGEM DE NUTRIENTES

A atmosfera desempenha um papel importante na ciclagem de nutrientes com a deposição úmida e seca de elementos traço que

são criticamente importantes para o ecossistema florestal. A chuva é um eficiente processo de remoção de poluidores atmosféricos, e os nutrientes presentes na atmosfera podem ser removidos nas fases gasosas e de aerossóis. A deposição seca e úmida fornece um caminho chave para que os nutrientes essenciais atinjam os ecossistemas terrestres e aquáticos [Galloway *et al.*, 1984]. A deposição úmida pode produzir vários efeitos nocivos em vários ecossistemas com possível acidificação devido aos elevados valores de sulfato e nitrato e, portanto, com importantes impactos nos ciclos biogeoquímicos. Medições sistemáticas de deposição fornecem um caminho simples para avaliar a influência de atividades humanas na composição atmosférica e melhorar o conhecimento de processos físico-químicos relacionados ao transporte atmosférico e deposição de nutrientes e poluidores e seus impactos nos ecossistemas [Galloway *et al.*, 1984; Lara *et al.*, 2001]. Vários fatores podem afetar a composição química da precipitação, incluindo emissões locais, poluidores em escala regional e processos de transporte de nutrientes, nível do mar e condições meteorológicas. Além disso, a composição química da água da chuva é também diretamente controlada pela remoção, dentro e abaixo da nuvem, de aerossóis e gases traço derivados de fontes antropogênicas naturais [Seinfeld e Pandis, 2006]. O ambiente aquoso da gotícula de nuvem é também adequado para a absorção de gases traço solúveis, que trabalham como fator catalítico em muitas reações químicas possíveis apenas em meios aquosos [Hegg *et al.*, 1984], e em biotransformações por microorganismos. Por outro lado, durante processos abaixo da nuvem, as gotículas que caem limpam os aerossóis presentes na atmosfera [Pruppacher e Klett, 1998]. Esse mecanismo de remoção de aerossol é um dos principais processos pelos quais a atmosfera torna-se limpa [Wallace e Hobbs, 2006]. A deposição seca é o transporte de espécies gasosas e particuladas da atmosfera à superfície na ausência de precipitação. O fluxo de deposição é comumente descrito como uma função da “velocidade de deposição”. Obviamente, quanto maior e/ou mais pesada a partícula, maior é sua velocidade de deposição [Seinfeld e Pandis, 2006] e, conseqüentemente, as partículas em modo grosso ($d > 2,5 \mu\text{m}$) estarão mais sujeitas ao

direcionamento gravitacional do que as menores. Na Amazônia, padrões muito diferentes de deposição ocorrem nas estações secas e úmidas. Em ambas as estações, seca e úmida, a ciclagem atmosférica de fósforo é criticamente importante para a manutenção do ecossistema amazônico [Mahowald et al., 2005].

Estudos anteriores sobre a deposição úmida conduzidos em áreas prístinas na Bacia Amazônica [Pauliquevis et al., 2007; Williams et al., 1997; Andreae et al., 1990; Stallard e Edmond, 1981] relataram baixa influência antropogênica na composição da água da chuva. Uma fração significativa de aerossóis emitidos pela biomassa é solúvel, conforme mostrado por Yamasoe et al. [2000]. Conforme esperado em áreas prístinas, a composição de água da chuva caracteriza-se por concentrações mais baixas dos principais componentes do que os valores encontrados em áreas sujeitas a emissões de queima de biomassa e atividades antropogênicas [Lara et al., 2001; Trebs et al. 2006]. A acidez natural (variação de pH de 4,9 a 5,2) é comumente associada aos ácidos orgânicos, principalmente ácidos acético e fórmico. Por outro lado, em áreas com atividades antropogênicas e mudanças no uso da terra, especialmente durante a estação seca, esse cenário é completamente diferente, com mudanças importantes nas concentrações de sulfato e nitrato, além dos ácidos orgânicos [Artaxo et al., 2003].

Há diferenças significativas nas concentrações de grande parte dos compostos de água de chuva entre as estações (Figura 10), incluindo H^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^+ , Cl^- , NO_3^- e SO_4^{2-} . O aumento significativo das concentrações médias de NO_3^- pode ser atribuído apenas a um aumento nas emissões biogênicas naturais ou à deposição reduzida devido à precipitação reduzida. Dado que os compostos oriundos de emissões de biomassa não mostraram diferenças significativas entre as duas estações, possivelmente nesse sítio não há interferências antropogênicas e ele pode ser considerado uma área prístina. O composto dominante na composição da água da chuva é H^+ durante as estações secas e chuvosas. Embora isso ocorra durante todo o ano, tanto na estação seca quanto na úmida, a acidez nessa área está sempre associada aos compostos orgânicos. Os compostos orgânicos são dominados por acetatos que chegam a ser 10 vezes mais elevados do que o

formiato e o oxalato, como era esperado, uma vez que as emissões biogênicas são uma das principais fontes de acetato em florestas de áreas prístinas.

Por outro lado, a composição de água de chuva se altera completamente quando há influências de uma atmosfera poluída devido à queima de biomassa. A grande maioria dos compostos emitidos pela queima de biomassa e emissões de solo, tais como o SO_4^{2-} , NH_4^+ , K^+ , Cl^- , Ca^{2+} e outros, torna-se significativamente enriquecida em Rondônia durante a estação seca. As concentrações médias observadas cujo volume foi medido são significativamente mais altas do que aquelas observadas em áreas limpas como em BA.

O nitrogênio é um nutriente fundamental de ecossistemas. Entretanto, devido às atividades humanas, a entrada de nitrogênio nos ecossistemas terrestres tem aumentado expressivamente nos últimos 50 anos. Nos trópicos, o aumento da deposição de N está relacionado com a disseminação do uso da queima de biomassa como ferramenta para a mudança no uso da terra. Quando a madeira é queimada, o N associado à biomassa se volatiliza, e uma grande fração é emitida sob a forma de NH_3 gasoso, que pode resultar em perdas consideráveis de N dos ecossistemas tropicais [Kauffman et al., 1998]. Dado que a queima de biomassa é também uma fonte rica em NO_x (= $[NO] + [NO_2]$), há uma preocupação com o papel dessas emissões no ciclo de N [Trebs et al., 2006]. Uma implicação importante é a alteração da forma dominante da deposição de nitrogênio para amônio [Lara et al., 2001]. É particularmente crítico porque, uma vez depositado, o amônio libera acidez porque o nitrogênio ou é acumulado sob a forma de nitrogênio orgânico ou nitrificado e lixiviado como nitrato.

8. CONCLUSÕES

Essa revisão da ciência do LBA em termos de química atmosférica mostra um grande avanço no entendimento do papel da química atmosférica como principal determinante do funcionamento do ecossistema em várias áreas chave da Amazônia. As mudanças no uso da terra estão alterando as emissões atmosféricas e a deposição,

além do balanço radiativo e o ciclo hidrológico de grandes áreas. As mudanças no uso da terra também alteram o albedo à superfície, que é um parâmetro crítico no balanço radiativo atmosférico. As grandes concentrações relatadas neste capítulo têm efeitos importantes na saúde da população amazônica, e esse efeito pode ser levado em conta no desenho de políticas públicas para reduzir o desmatamento e as emissões de queima de biomassa.

Durante a estação úmida, a Amazônia é uma das poucas regiões no nosso planeta onde ainda podem ser observadas as condições “naturais” em termos de partículas de aerossóis. Isso ajuda a entender como a atmosfera prístina funciona antes de o homem começar a mudar a composição atmosférica de modo significativo. O estudo de partículas biogênicas naturais e seu papel na nucleação das gotas da nuvem e a formação de precipitação é uma área chave que apenas começou a emergir. O acoplamento da atmosfera, vegetação e clima é muito forte na Amazônia, e temos grandes lacunas no entendimento da complexa relação das interações biosfera-atmosfera. Precisamos mais medições ambientais em escala espacial compatível com a área da floresta amazônica. Muito poucas medições de propriedades atmosféricas foram feitas na parte ocidental da Amazônia (entre Tefé e São Gabriel da Cachoeira), e a alta taxa de precipitação e sequestro de carbono nessa área indicou processos que são diferentes na Amazônia oriental.

Oportunidades de avanço na identificação das fontes de partículas primárias na Bacia Amazônia e a quantificação de suas emissões incluem (1) a caracterização e quantificação de diferentes tipos de partículas de aerossóis primários biológicos, de queima de biomassa, de poeira mineral e partículas marinhas de aerossóis, inclusive tendências de longo prazo, ciclos sazonais, variabilidade diurna; (2) discriminação e quantificação das fontes locais, regionais e a longa variação das fontes de todos os tipos de partículas; (3) caracterização melhorada e entendimento das partículas de aerossóis amazônicos mediante a aplicação de uma combinação de técnicas avançadas de medição, tais como espectrometria de massa bruta e de partícula única, microanálise de raio-X, espectroscopia fluorescente, microscopia de

elétron, e análise de DNA; (4) desenvolvimento de modelos de processo que descrevem a emissão de partículas primárias biológicas do ecossistema amazônico e a implementação desses modelos de processos em modelos regionais e globais de química atmosférica, transporte e clima (Martin et al., manuscrito submetido, 2008). Precisamos estudos do comportamento higroscópico das partículas de aerossóis da Amazônia, porque isso é criticamente importante para a ativação de NCN e também para a forçante radiativa. Precisamos ainda entender os mecanismos de formação de novas partículas na Amazônia e estudar o balanço de radiação e a relação entre as partículas de aerossóis e nuvens em grande escala com técnicas de sensoriamento remoto.

A principal mensagem deste capítulo para as políticas públicas é que o desmatamento não está apenas mudando as reservas de carbono, mas traz impactos profundos ao funcionamento do ecossistema amazônico em si mesmo. As mudanças no ciclo hidrológico causadas pelas mudanças na população de NCN têm implicações em todo o continente sul americano e nas teleconexões com regiões distantes da Amazônia. As mudanças na estrutura da nuvem têm importantes implicações no transporte de vapor d'água sobre grandes áreas. A região amazônica desempenha um papel crítico na mudança climática global e nos possíveis efeitos que a mudança do clima pode exercer nos ecossistemas florestais [IPCC, 2007]. Esses pontos constituem um forte argumento para se reduzir as taxas de desmatamento o mais rápido possível e olhar para a Amazônia como uma região chave na regulação do clima planetário do ponto de vista da química atmosférica.

Agradecimentos. Os autores agradecem ao apoio financeiro do CNPq através do Programa do Instituto do Milênio, com o projeto: “Integração de abordagens do ambiente, uso da terra e dinâmica social na Amazônia: as relações homem-ambiente e o desafio da sustentabilidade – Milênio LBA2”, CNPq Processo 420199/2005-5. Agradecemos também ao apoio da FAPESP pela concessão de várias bolsas e auxílio aos projetos que deram suporte a uma parte significativa dos resultados apresentados neste capítulo. Agradecemos pelo apoio ao trabalho de campo, desenvolvido por Alcides C. Ribeiro e Fernando

Morais, e de laboratório desenvolvido por Ana Lúcia Loureiro.

REFERÊNCIAS

- Alves, D. S., D. C. Morton, M. Batistella, D. A' Roberts, and C. Souza Jr. (2009), The changing rates and patterns of deforestation and land use in Brazilian Amazonia, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000722, this volume.
- Andreae, M. O., (1991). Biomass burning its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In: *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, ed. J.S. Levine, MIT Press, Cambridge, Mass., pp. 3-21.
- Andreae, M. O., (2007) Aerosols before pollution. *Science* 315, 50-51.
- Andreae, M. O., and T. W. Andreae, (1988), The cycle of biogenic sulfur-compounds over the Amazon Basin. 1. Dry season, *J. Geophys. Res.*, 93, 1487-1497.
- Andreae, M. O., and P. J. Crutzen (1997), Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry, *Science*, 276, 1052-1058.
- Andreae, M. O., and P. Merlet (2001), Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, *Global Biogeochem. Cycles*, 15, 955-966.
- Andreae, M. O., and D. Rosenfeld (2003), Aerosol_cloud_precipitation interactions. Part I. The nature and sources of cloud-active aerosols, *Earth Sci. Rev.*, 89, 1341.
- Andreae, M. O., R. W. Talbot, H. Berresheim, and K. M. Beecher (1990), Precipitation chemistry in central Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 95(D10) 16,987-16,999.
- Andreae, M. O., et al. (2001), Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 951-954.
- Andreae, M. O., et al. (2002), Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8066, doi: 10.1029/2001/JD000524.
- Andreae, M. O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A. A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo, and M. A. F. Silva-Dias (2004), Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1342-1345.
- Andreae, M. O., C. D. Jones, and P.M. Cox (2005), Strong present-day aerosol cooling implies a hot future, *Nature*, 435-1187-1190.
- Andreae, M. O., et al. (2008), TheWMO/IUGG *International Aerosol Precipitation Science Assessment Group (IAPSAG) Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review*, edited by Z. Levin and W. Cotton, Springer, New York ISBN 978-1-4020-8689-2
- Artaxo, P. and M. O. Andreae. Biomass burning as a driver for atmospheric composition and ecosystem changes. *iLEAPS Newsletter*, 4, 12-14.
- Artaxo, P., Fernandes, E. T., Martins, J. V., Yamasoe, M. A., Hobbs, P. V., Maenhaut, W., Longo, K. M. and Castanho, A. (1998). Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D24), 31837-31848.
- Artaxo, P., Gerab, F., Yamasoe, M.A., Martins, J.V., (1994). Fine mode aerosol composition in three long-term atmospheric monitoring sampling stations in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, 99, 22,857-22,867.
- Artaxo, P., H. Storms, F. Bruynseels, R. Van Grieken, and W. Maenhaut, (1998). Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 93, 1605-1615.
- Artaxo, P., H-C Hansson, (1995). Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. *Atmospheric Environment*, 29, 3, 393-402.
- Artaxo, P., Maenhaut, W., Storms, H., Van Grieken, R., (1990), Aerosol characteristics and sources for the Amazon basin during the wet season, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 95 (D10): 16971-16985.
- Artaxo, P., Martins, J. V., Yamasoe, M. A., Procópio, A. S., Pauliquevis, T. M., Andreae, M. O., Guyon, P., Gatti, L. V. and Leal, A. M. C. (2002). Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D20), 8081-8095.
- Artaxo, P., R. C. de Campos, E. T. Fernandes, J. V.

- Martins, Z. Xiao, O. Lindqvist, M. T. Fernández-Jiménez, W. Maenhaut, (2000). Large Scale Mercury and Trace Element Measurements in the Amazon Basin, *Atmospheric Environment*, 34, 4085-4096.
- Artaxo, P., The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin, (2001). In: The biogeochemistry of the Amazon basin. Edited by M. E. McClain, R. Victoria, J. E. Richey. Oxford University Press, ISBN 0-19-51143, pg. 42-52.
- Artaxo, P.; Lara, L. B. L. S., Pauliquevis, T. M. (2003). Dry and wet deposition in Amazonia: from natural biogenic aerosols to biomass burning impacts. *IGAC Newsletter Article*, 12-16.
- Bergstrom, R.W. *et al.*, (2003). Estimates of the spectral single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000. *Journal of Geophysical Research*, 108, D13, 8474, 10.1029/2002JD0002435.
- Bowman, D. M. *et al.* (2009) Fire in the Earth System., *Science*, 324, 3481-484, doi: 10.1126/science.1163886.
- Bulbovas, P., S. R. de Souza, R. M. de Moraes, F. Luizão, P. Artaxo, (2007) Respostas de Glycine max 'Tracajá' exposta ao ozônio sob condições controladas. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 42, n.5, pg. 641-646.
- Chand, D., P. Guyon, P. Artaxo, O. Schmid, G. P. Frank, L. V. Rizzo, O. L. Mayol-Bracero, L. V. Gatti, and M. O. Andreae, (2006). Optical and physical properties of aerosols in the boundary layer and free troposphere over the Amazon Basin during the biomass burning season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2911-2925.
- Claeys, M., Graham, B., Vas, G., Wang, W., Vermeylen, R., Pashynska, V., Cafmeyer, J., Guyon, P., Andreae, M.O., Artaxo, P. and Maenhaut, W. (2004). Formation of secondary organic aerosols through photooxidation of isoprene, *Science*, 303, 1173-1176.
- Davidson, E. A. and Artaxo, P., 2004. Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: Results of the Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment. *Global Change Biology*, 10, 519-529.
- Decesari, S., *et al.*, (2006). Characterization of the organic composition of aerosols from Rondônia, Brazil, during the LBA-SMOCC 2002 experiment and its representation through model compounds. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6: 375-402.
- Echalar, F., A. Gaudichet, H. Cachier, P. Artaxo, (1995). Aerosol emissions by tropical forest and savanna biomass burning: characteristic trace elements and fluxes. *Geophysical Research Letters*, 22, 3039-3042.
- Echalar, F., Artaxo, P., F. Gerab, M. A. Yamasoe, J. V. Martins, K. M. Longo, W. Maenhaut, B. N. Holben, (1998). Aerosol composition and variability in the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research*, 103, D24, 31,849-31,866, doi: 10.1029/98JD01749.
- Eck, T. *et al.*, (1998). Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosol in Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 103, D24, 31,865-31,878.
- Elbert, W., P. E. Taylor, M. O. Andreae, and U. Pöschl. Contribution of fungi to primary biogenic aerosols in the atmosphere: wet and dry discharged spores, carbohydrates, and inorganic ions. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4569-4588, 2007
- Falkovich, A.H., Graber, E.R., Schkolnik, G., Rudich, Y., Maenhaut, W. and Artaxo, P.(2005). Low molecular weight organic acids in aerosol particles from Rondônia, Brazil, during the biomass-burning, transition and wet periods, *Atmos. Chem. Phys.* 5, 781-797.
- Formenti, P., M. O. Andreae, L. Lange, G. Roberts, J. Cafmeyer, I. Rajta, W. Maenhaut, B. N. Holben, P. Artaxo and J. Lelieveld, (2001). Saharan dust in Brazil and Suriname during LBA-CLAIRE (March 1998), *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106 , D14, 14919, doi: 10.1029/2000JD900827.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. A. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, R. Van Dorland. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and Radiative Forcing. Chapter 2 of the Climate Change 2007: The Physical Science Basis, IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change Book, Cambridge University Press, United Kingdom, ISSN 978-0-521-88009-1.
- Freud, E., D. Rosenfeld, M. Andreae, A. Costa, and P. Artaxo. (2008). Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop

- size distribution in deep convective clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 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. *Journal of Geophysical Research* 112,1201-1236, doi:10.1029/2005JD006741.
- Graham B, Guyon P, Maenhaut W, et al. (2003b). Composition and diurnal variability of the natural Amazonian aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D24): Art. No. 4765.
- Graham, B., Guyon, P., Taylor, P. E., Artaxo, P., Maenhaut, W., Glovsky, M.M., Flagan, R.C. e Andreae, M.O. (2003). Organic compounds present in the natural Amazonian aerosol: Characterization by gas chromatography-mass spectrometry, *Journal of Geophysical Research* 108, D24, 4766, doi:10.1029/2003JD003990.
- Gu, L., Baldocchi, D. D., Wofsy, S. C., Munger, J. W., Michalsky, J. J., Urbanski, S. P. and Boden, T. A.. 2003. Response of deciduous forest to the Mont Pinatubo eruption: enhanced photosynthesis. *Science*, **299**, 2035-2038.
- Gu, L., Fuentes, J. D., Shugart, H. H., Staebler, R. M. and Black, T. A. 1999. Responses of net ecosystem exchange of carbon dioxide to changes in cloudiness: Results from two North American deciduous forests. *Journal of Geophysical Research*, **104 (D24)**, 31 421-31 434.
- Guenther, A., Hewitt, C. N., Erickson, D., Fall, R., Geron, C., Graedel, T., Harley, P., Klinger, L., Lerdau, M., McKay, W. A., Pierce, T., Scholes, B., Steinbrecher, R., Tallamraju, R., Taylor, J. and Zimmerman, PA, (1995). Global model of natural volatile organic compound emissions, *J. Geophys. Res.* 100, 8873-8892.
- Gunthe, S.S., S. M. King, D. Rose, Q. Chen, P. Roldin, D. K. Farmer, J. L. Jimenez, P. Artaxo, M. O. Andreae, S. T. Martin, and U. Poschl. Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modelling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 9, 3811-3870, 2009.
- Guyon, P, O. Boucher, B. Graham, J. Beck, O. L. Mayol- Bracero, G. C. Roberts, W. Maenhaut, P. Artaxo, and M. O. Andreae, (2003). Refractive index of aerosol particles over the Amazon tropical forest during LBA-EUSTACH 1999, *Journal of Aerosol Science*, Vol. 34/7, 883-907.
- Guyon, P., B. Graham, G. C. Roberts, O. L. Mayol-Bracero, W. Maenhaut, P. Artaxo, and M. O. Andreae, (2004). Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. *Atmospheric Environment*, 38, 7, 1039-1051, doi: 10.1016/j.atmosenv.2003.10.051.
- Guyon, P., B. Graham, J. Beck, O. Boucher, E. Gerasopoulos, O. L. Mayol-Bracero, G. C. Roberts, P. Artaxo, and M. O. Andreae, (2003). Physical properties and concentration of aerosol particles over the Amazon tropical forest during background and biomass burning conditions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3951-3967.
- Guyon, P., Frank, G.P., Welling, M., Chand, D., Artaxo, P., Rizzo, L., Nishioka, G., Kolle, O., Dias, M.A.F.S., Gatti, L. V., Cordova, A. M., Andreae, M. O. (2005). Airborne measurements of trace gas and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5: 2989-3002.
- Hegg, D. A., S. A. Rutledge, and P' V. Hobbs (1984), A numerical model for sulfur chemistry in warm-frontal rainbands, *J. Geophys. Res.*, 89(D5), 7 133-7 147.
- Hoffer, A., A. Gelencser, M. Blazso, P. Guyon, P. Artaxo, and M. O. Andreae, (2006). Diel and seasonal variations in the chemical composition of biomass burning aerosol. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3505-3515.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I. and Sirmonov, (1998) A. AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing Environment*, **66**, 1-16.
- IPCC 2007: Climate Change 2007: The 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, available at <http://www.ipcc.ch>.
- Jiang, H.L., Xue, H.W., Teller, A., Feingold, G., Levin, Z., (2006). Aerosol effects on the lifetime of shallow cumulus *Geophysical Research Letters*

- 33 (14): Art. No. L14806.
- Karl, T. G., T. J. Christian, R. J. Yokelson, P. Artaxo, W. Min Hao, and A. Guenther, (2007a). The tropical forest and fire emissions experiment: method evaluation of volatile organic compound emissions measured by PTR-MS, FTIR, and GC from tropical biomass burning. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 5883-5897.
- Karl, T., R. Yokelson, A. Guenther, J. Greenberg, D. Blake, P. Artaxo (2007b). TROFFEE (TROpical Forest and Fire Emissions Experiment): Investigating Emission, Chemistry, and Transport of Biogenic Volatile Organic Compounds in the Lower Atmosphere over Amazonia. *Journal of Geophysical Research*, 112, (D18), art. D18302, doi:10.1029/2007JD008539.
- Kanakidou, M., et al., (2005). Organic aerosol and global climate modeling: A review, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1053– 1123.
- Kaufman, Y. J. and Koren, I. (2006). Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science*, 313, 655-658.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., Boucher, O. (2002). A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419, 215- 223.
- Kaufman, Y., P. V. Hobbs, V.W. J. H. Kirchhoff, P. Artaxo, L Remer, B.N. Holben, M. D. King, E. M. Prins, D. E. Ward, K. M. Longo, L. F. Mattos, C. A. Nobre, J. Spinhirne, A. M. Thompson, J. F. Gleason, S. A. Christopher, (1998). The Smoke Cloud and Radiation Experiment in Brazil (SCAR-B). *Journal of Geophysical Research*, 103, D24, 31783-31808, doi: 10.1029/98JD02281.
- Kesselmeier, J., et al. (2000), Atmospheric volatile organic compounds (VOC) at a remote tropical forest site in central Amazonia, *Atmos. Environ.*, 34, 4063-4072, 2000.
- Koren I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A. and Martins, J. V. (2004). Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, **303**, 1 342-1 345.
- Koren, Ilan, J. Vanderlei Martins, Lorraine A. Remer, Hila Afargan. Smoke Invigoration Versus Inhibition of Clouds over the Amazon. *Science* 321, 946-949, 2008.
- Lara, L. B. L. S., P. Artaxo, L. A. Martinelli, R. L. Victoria, P. B. Camargo, A. Krusche, G. Ayers, E. S. B. Fenaz, and M. V. Ballester (2001), Chemical composition of rainwater and land use changes in Piracicaba river basin: Southeast Brazil, *Atmos. Environ.*, 35, 4937-4945.
- Longo, K. M., A. M. Thompson, V. W. J. H. Kirchhoff, L. Remer, S. R. Freitas, M. A. F. Silva Dias, P. Artaxo, W. Hart, J. D. Spinhirne, M. A. Yamasoe, (1999). Correlation between smoke and tropospheric ozone concentrations in Cuiabá during Smoke Clouds and radiation – Brazil (SCAR-B). *Journal of Geophysical Research*, 104, D10, 12,113-12,130.
- Longo, K. M., S. R. Freitas, M. O. Andreae, R. Yokelson, and P. Artaxo (2009), Biomass burning in Amazonia: Emissions, long_range transport of smoke and its regional and remote impacts, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000847, this volume.
- Luo, Chao, Mahowald, N, Bond, T., Chuang, P. Y., Artaxo, P., Siefert, R. Chen, Y., Schauer, J. (2008). Combustion iron distribution and deposition, *Global Biogeochemical Cycles*, 22, 1, Number: GB1012, doi:10.1029/2005GB002541.
- Mahowald, N., P. Artaxo, A. Baker, T. Jickells, G. Okin, J. Randerson, A. Townsend, (2005). Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. *Global Biogeochemical Cycles*, 19 (4) doi:10.1029/2005GB002541.
- Mahowald, Natalie M., Timothy D. Jickells, Alex R. Baker, Paulo Artaxo, Claudia R. Benitez-Nelson, Gilles Bergametti, Tami C. Bond, Ying Chen, David D. Cohen, Barak Herut, Nilgun Kubilay, Remi Losno, Chao Luo, Willy Maenhaut, Kenneth A. McGee, Gregory S. Okin, Ronald L. Siefert, Seigen Tsukuda. Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates, and anthropogenic impacts. *Global Biogeochemical Cycles*. 22, GB4026, doi:101029/2008GB003240. 2009.
- Mayol-Bracero, O.L., Guyon, P., Graham, B., Roberts, G., Andreae, M.O., Decesari, S., Facchini, M.C., Fuzzi, S., Artaxo, P., (2002). Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia - 2. Apportionment of the chemical composition and importance of the polyacidic fraction *Journal of Geophysical Research* 107 (D20): Art. No. 8091.

- McFiggans, G., P. Artaxo, U. Baltensperger, H. Coe, C. Facchini, G. Feingold, S. Fuzzi, M. Gysel, A. Laaksonen, U. Lohmann, T. Mentel, D. Murphy, C. O'Dowd, J. Snider, (2006). The Effect of Physical & Chemical Aerosol Properties on Warm Cloud Droplet Activation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2593–2649.
- Mircea, M., M. C. Facchini, S. Decesari, F. Cavalli, L. Emblico, S. Fuzzi, A. Vestin, J. Rissler, E. Swietlicki, G. Frank, M. O. Andreae, W. Maenhaut, Y. Rudich, and P. Artaxo, (2005): Importance of the organic aerosol fraction for modeling aerosol hygroscopic growth and activation: a case study in the Amazon Basin. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5, 3111-3126
- Niyogi, D., Chang, H., Saxena, V. K., Holt, T., Alapaty, K., Booker, F., Chen, F., Davis, K. J., Holben, B. N., Matsui, T., Meyers, T., Oechel, W. C., Pielke, R. A., Wells, R., Wilson, K. and Xue, Y. (2004). Direct observations of the effects of aerosol loading on net ecosystem CO₂ exchanges over different landscapes. *Geophysical Research Letters*, 31, 20 506-20 511.
- Nobre, C. A., M. A. Silva Dias, A. D. Culf, J. A. Polcher, J. H. C. Gash, J. A. Marengo, and R. Avissar (2004), The Amazonian climate, in *Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New Perspective on an Interactive System (IGBP Series)* edited by P. Kabat, et al., Springer, Berlin..
- Oliveira, P. H. F.; P. Artaxo, C. Pires Jr, S. de Lucca, A. Procópio, B. Holben, J. Schafer, L. F. Cardoso, S. C. Wofsy, H. R. Rocha. (2007). The effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO₂ flux in Amazonia. *Tellus B*, 59B, 338–349, DOI: 10.1111/j.1600-0889.2007.00270.x.
- Ometto, J. P., Nobre, A. D., Rocha, H. R., Artaxo, P. and Martinelli, L. A. (2005). Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. *Oecologia*, 143 (4), 483-500.
- Pauliquevis, T., L. L. Lara, M. L. Antunes, and P. Artaxo, Aerosol and precipitation chemistry in a remote site in Central Amazonia: the role of biogenic contribution, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 11465-11509, 2007.
- Prenni, Anthony J., Markus D. Petters, Sonia M. Kreidenweis, Colette L. Heald, Scot Martin, Paulo Artaxo, Uli Poeschl, Adam Wollny and Rebecca Garland, Wet season ice nuclei budget in the Amazon Basin: Biogenic emissions and Saharan dust. *Nature Geosciences*, in press, 2009.
- Prenni, A. J., M. D. Petters, S. M. Kreidenweis, C. L. Heald, S. Martin, P. Artaxo, U. Poeschl, A. Wollny, and R. Garland (2009), Wet season ice nuclei budget in the Amazon Basin: Biogenic emissions and Saharan dust, *Nat. Geosci.*, in press.
- Procópio, A. S., Artaxo, P., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., Schafer, J. S. and Holben, B. N. (2004). Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophysical Research Letters*, 31, 3 108-3 112.
- Prospero, J. M., R. A. Glaccum, and R. T. Nees, Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America, *Nature*, 289, 570-572, 1981.
- Pruppacher, H.R., Klett, J. (1998). *Micropysics of clouds and precipitation*, Kluwer Academic Publishers.
- Rasmussen, R. A., and M. A. K. Khalil, Isoprene over the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.*, 93, 1417-1421, 1988.
- Rissler, J., A. Vestin, E. Swietlicki, G. Fisch, J. Zhou, P. Artaxo, and M. O. Andreae, (2006). Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 471–491.
- Roberts, G. C., P. Artaxo, and M. O. Andreae (2000), The chemistry and role of cloud condensation nuclei in the Amazon Basin, *J. Aerosol Sci.*, 31, 562-563.
- Roberts, G. C., M. O. Andreae, J. Zhou, and 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., A. Nenes, J. H. Seinfeld, and M. O. Andreae (2003), Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin, *J. Geophys. Res.* 108(D2) 4062, doi: 2001JD000985.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?, *Science*, in press, 2008..
- Schafer, J. S., Eck, T. F., Holben, B. N., Artaxo, P.,

- Yamasoe, M. A. and Procopio, A. S. (2002). Observed reductions of total irradiance by biomass-burning aerosols in the Brazilian Amazon and Zambian Savanna. *Geophysical Research Letters*, 29 (17), 1823- 1826.
- Schafer, J. S., Holben, B. N., Eck, T. F., Yamasoe, M. A. and Artaxo, P. (2002). Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scatter albedo of fire aerosols. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20), 8074-8089.
- Schafer, J. S., T. F. Eck, B. N. Holben, P. Artaxo, A. Duarte. (2008). Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazonia from long term AERONET monitoring (1993-1995; 1999-2006). *Journal of Geophysical Research*, 113, D04204, doi:10.1029/2007JD009319.
- Schmid, O., P. Artaxo, W. P. Arnott, D. Chand, L. V. Gatti, G. P. Frank, A. Hoffer, M. Schnaiter, and M. O. Andreae, (2006). Spectral light absorption by ambient aerosols influenced by biomass burning in the Amazon Basin – I. Comparison and field calibration of absorption measurement techniques. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 3443–3462.
- Seinfeld, J. H., and S. N. Pandis (2006), *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, John Wiley, New York.
- Stallard R. F., and J. M. Edmond (1981) Geochemistry of the Amazon: Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge, *J. Geophys. Res.*, 86,9844-9858
- Silva Dias, M. A. F., ET AL., (2002). Clouds and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20), 8 072-8 092.
- Soares-Filho, B. S., D. C. Nepstad, L. M. Curran, G. C. Cerqueira, R. A. Garcia, C. A. Ramos, E. Voll, A. McDonald, P. Lefebvre, and P. Schlesinger, Modeling conservation in the Amazon Basin, *Nature*, 440, 520-523, 2006.
- Squires, P., (1956). The micro-structure of cumuli in maritime and continental air, *Tellus* 8 (4): 443-444.
- Sun, J. M., and P. A. Ariya, (2006). Atmospheric organic and bio-aerosols as cloud condensation nuclei (CCN): A review, *Atmospheric Environment*, 40, 795–820.
- Stal Svenningsson, B., J. Rissler, E. Swietlicki, M. Mircea, M. Bilde, M. C. Facchini, J. Zhou, J. Monster, and T. Rosenorn, (2006). Hygroscopic growth and critical supersaturations for mixed aerosol particles of inorganic compounds of atmospheric relevance, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1937– 1952.
- Swap, R., M. Garstang, S. Macko, P. Tyson, W. Maenhaut, P. Artaxo, P. Kallberg, R. Talbot, (1996). The long-range transport of southern African aerosols to the tropical South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 101, D9, 23777-23792.
- Trebs, I., L.L.Lara, L. M. M. Zei, L. V. Gatti, P. Artaxo, R. Dlugi, J. Slanina, M. O. Andreae, and F. X. Meiner (2006), Dry and wet deposition of inorganic nitrogen compounds to a tropical pasture site (Rondonia, Brazil), *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 447-469.
- Vestin, A., J. Rissler, E. Swietlicki, G. P. Frank, and M. O. Andreae (2007). Cloud-nucleating properties of the Amazonian biomass burning aerosol: Cloud condensation nuclei measurements and modeling. *Journal of Geophysical Research* 112, D14201, 10.1029/2006JD008104.
- Walker, R., R. DeFries, M. del C. Vera-Diaz, Y. Shimabukuro, and A. Venturieri (2009), The expansion of intensive agriculture and ranching in Brazilian Amazonia, *Geophys. Monogr. Ser.*, doi: 10.1029/2008GM000735, this volume.
- Wailace, J. M., and P. V. Hobbs (2006), *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, Academic, Burlington, Mass
- Williams, E. et al., (2002). Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D20, 8082 - 9001, doi:10.1029/2001JD000380.
- Williams, M. R., T. Fisher, J. M. Melack, (1997). Chemical composition and deposition of rain in the central Amazon, Brazil, *Atmospheric Environment*, Vol. 31, No. 2, 207-217.
- Worobiec, A., I. Szaloki, J. Osan, W. Maenhaut, E. A. Stefaniak, and R. Van Grieken, Characterization of Amazon Basin aerosols at the individual particle level by X-ray microanalytical techniques, *Atmos. Environ.*,

- 41, 9217-9230, 2007.
- Yamasoe, M. A., P. Artaxo, A. H. Miguel, A. G. Allen, (2000). Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of biomass burning in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. *Atmospheric Environment*, 34, 1641-1653.
- Yamasoe, M. A., Y. J. Kaufman, O. Dubovik, L. A. Remer, B. N. Holben, P. Artaxo, (1998). Retrieval of the real part of the refractive index of aerosols from sun/sky radiometers during SCAR-B. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, D24, 31893-31902.
- Yokelson, R. J., T. J. Christian, T. G. Karl, and A. Guenther, The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3509-3527, 2008.
- Yokelson, R. J., T. Karl, P. Artaxo, D. R. Blake, T. J. Christian, D. W. T. Griffith, A. Guenther, and W. M. Hao, The Tropical Forest and Fire Emissions Experiment: overview and airborne fire emission factor measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5175-5196, 2007.
- Zhou, J. C., Swietlicki, E., Hansson, H. C., and Artaxo, P., (2002). Submicrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D20, 8055 - 8065, doi:10.1029/2000JD000203.
- Zimmerman, P. R., J. P. Greenberg, and C. E. Westberg, Measurements of atmospheric hydrocarbons and biogenic emission fluxes in the Amazon boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 93, 1407-1416, 1988.

Manaus, AM CEP 69060-000, Brazil.
(theotonio@gmail.com).

Tradução: Ivani Pereira

Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.

These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.

Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.

M. O. Andreae, Max Planck Institute for Chemistry, P.O. Box 3060, D-55020 Mainz, Germany. (andreae@mpch-mainz.mpg.de)

P. Artaxo, S. de Lucca, L. L. Lara, P. H. Oliveira, M. Paixão, L. V. Rizzo, and K. T. Wiedemann, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, SP 05508-900, Brasil. (artaxo@if.usp.br)

A. L. Correia, B. Holben, and J. Schafer, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD 20771, USA. (bholben@pop900.gsfc.nasa.gov)

T. M. Pauliquevis, Escritório Central do LBA, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia,

Deforestation in Amazonia 1977-2008 in km² per year

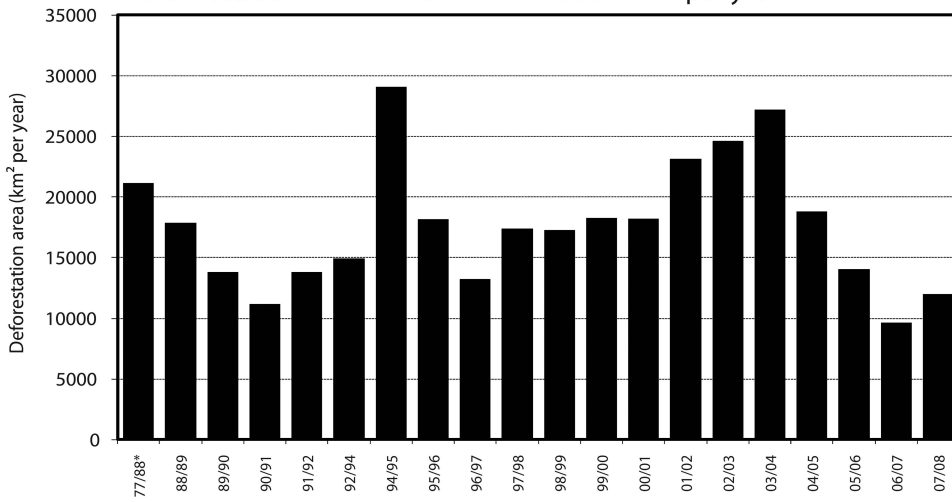


Figure 1

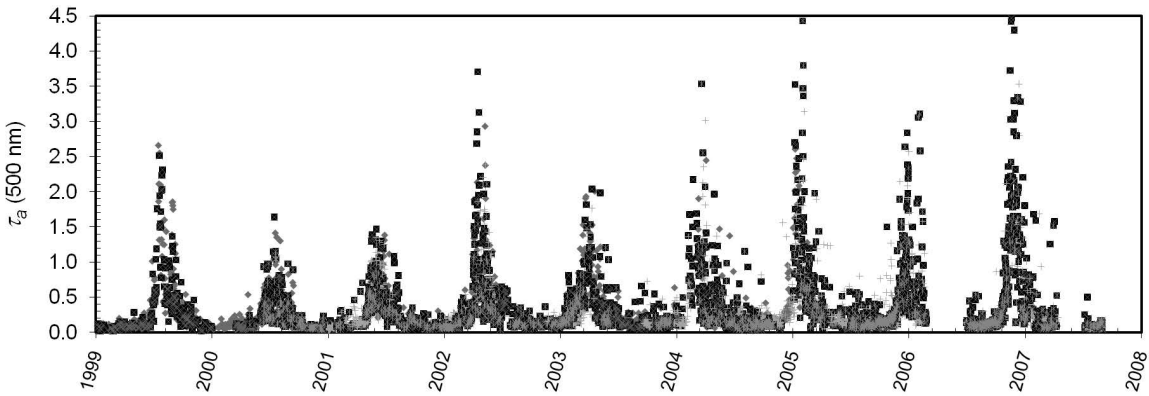


Figure 2

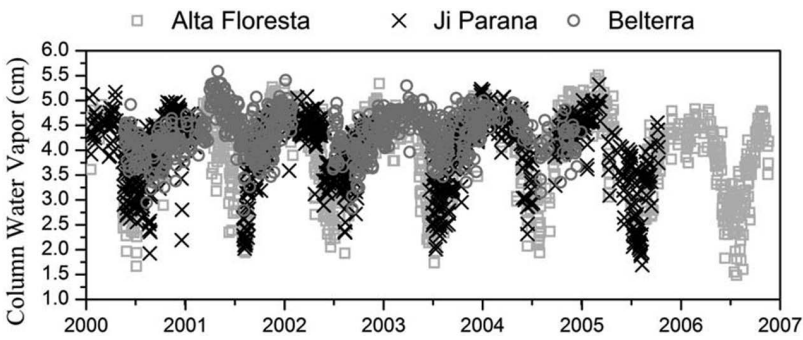


Figure 3

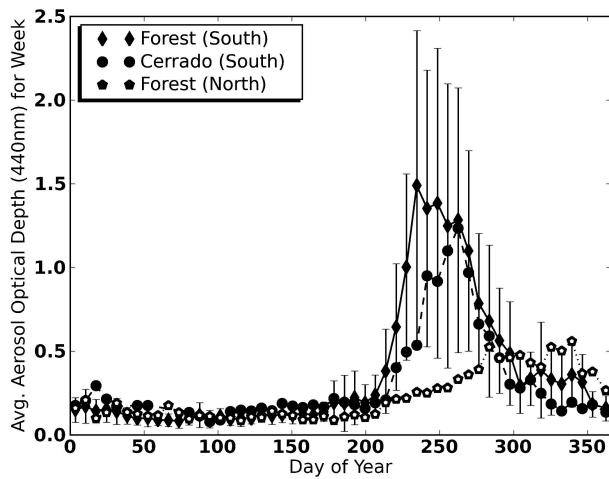


Figure 4

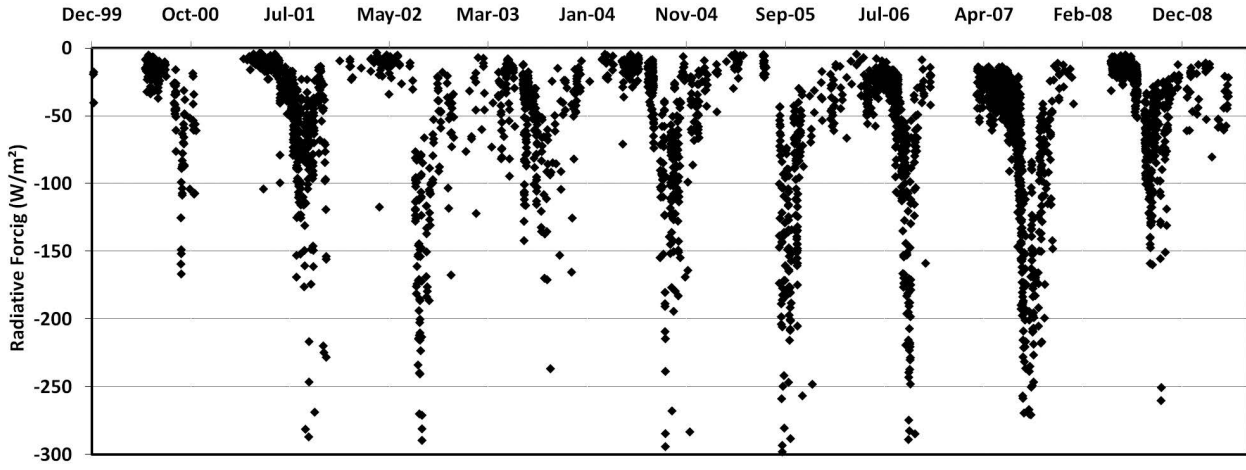


Figure 5

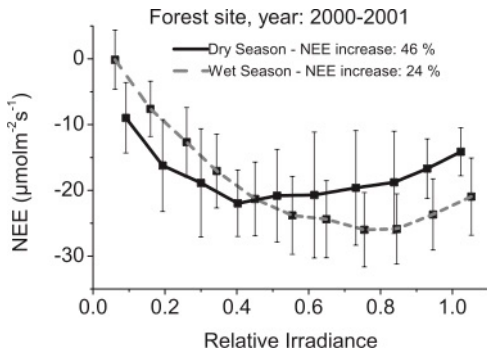


Figure 6

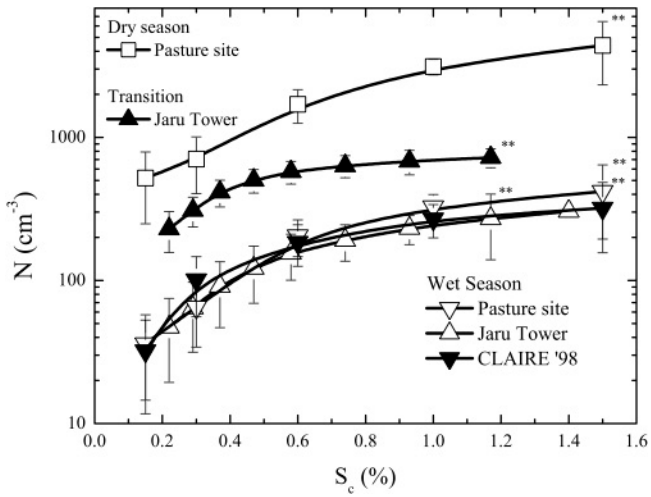


Figure 7

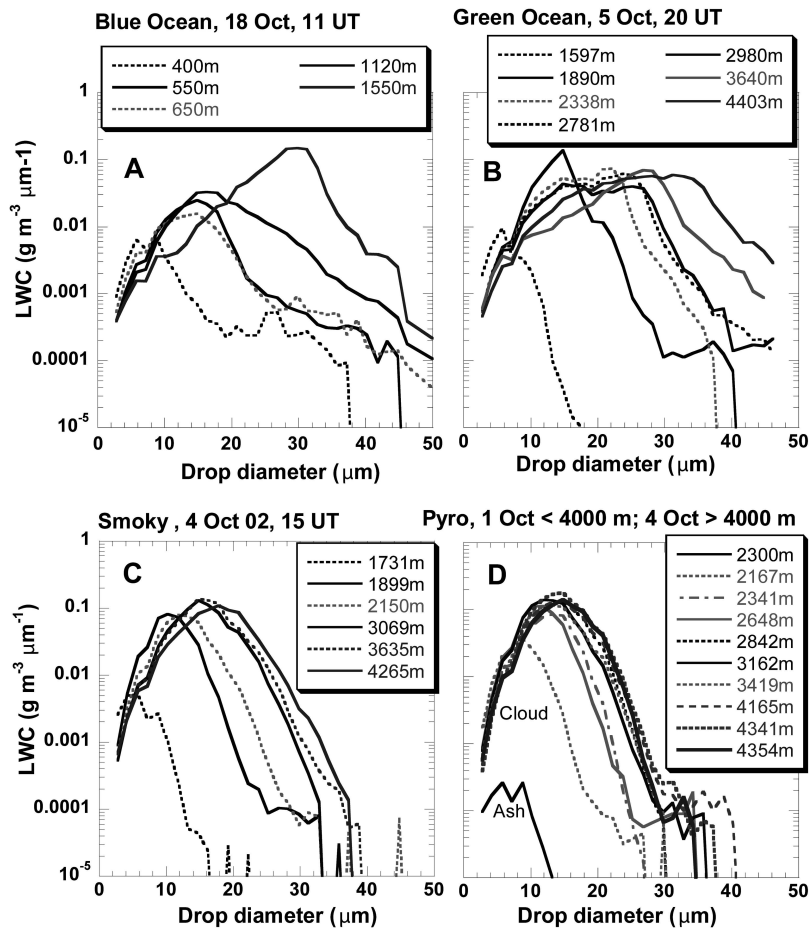


Figure 8

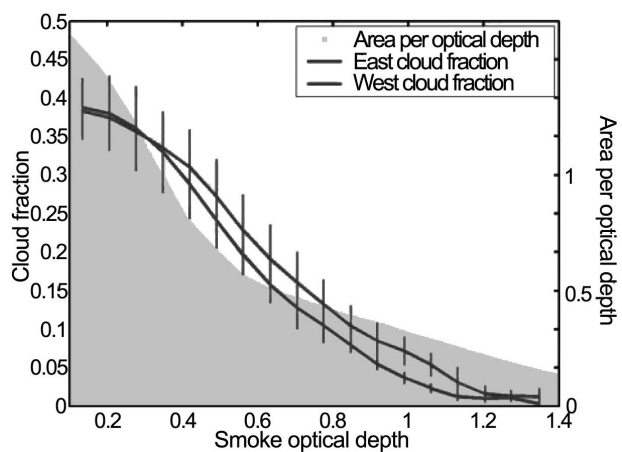


Figure 9

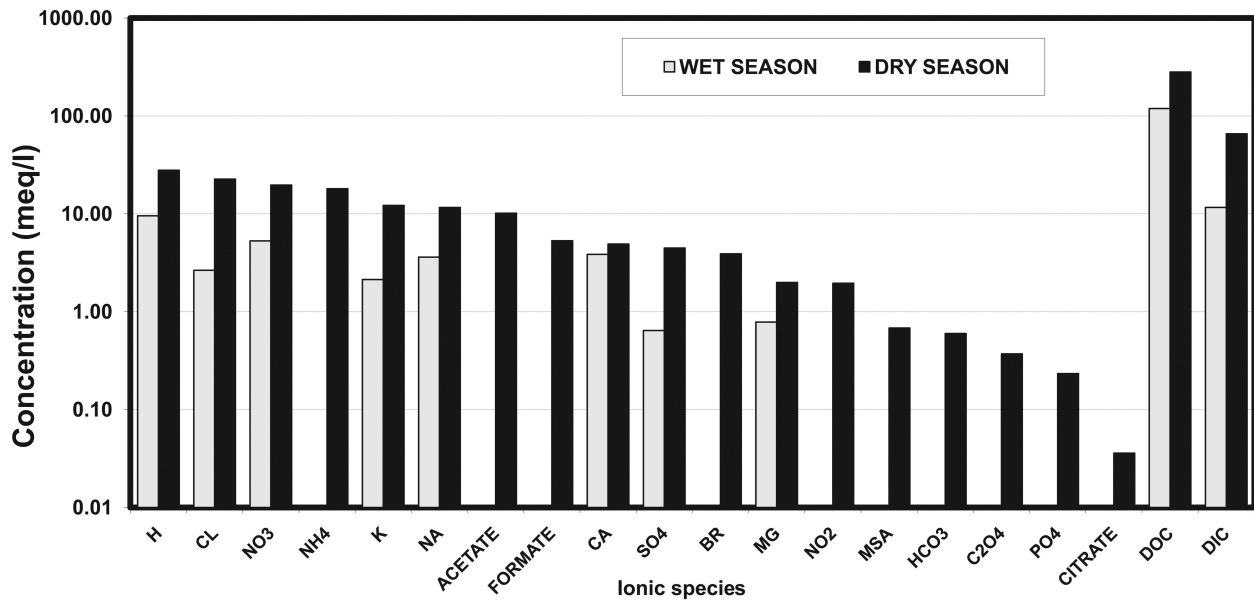


Figure 10