

EFEITOS CLIMÁTICOS DE PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS BIOGÊNICOS E EMITIDOS EM QUEIMADAS NA AMAZÔNIA

PAULO ARTAXO¹, PAULO H. OLIVEIRA¹, LUCIENE L. LARA¹, THEOTONIO M. PAULIQUEVIS¹,
LUCIANA V. RIZZO¹, CARLOS PIRES JUNIOR¹, MELINA A. PAIXÃO¹, KARLA M. LONGO²,
SAULO DE FREITAS² e ALEXANDRE L. CORREIA².

¹ Instituto de Física, Universidade de São Paulo,
Rua do Matão, Travessa R, 187, CEP 05508-900, São Paulo, SP, Brasil.

E-mail: artaxo@if.usp.br.

² Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE,
Rodovia Presidente Dutra, km 40, CEP 12630-000, Cachoeira Paulista, SP, Brasil.

Recebido Setembro 2005 - Aceito Agosto 2006

RESUMO

Os efeitos diretos e indiretos dos aerossóis atmosféricos no clima da Amazônia têm sido estudados intensivamente nos últimos anos como parte do experimento LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia). O principal objetivo da componente de química atmosférica do LBA é entender os processos básicos que regulam a composição da atmosfera amazônica e os mecanismos de formação de nuvens. As alterações ambientais advindas do processo de ocupação da região amazônica com as emissões de queimadas é também um foco importante. A floresta amazônica interage fortemente com a atmosfera, emitindo e absorvendo gases e partículas, e com isso alterando o meio físico, químico e biológico do ecossistema. Partículas de aerossóis são emitidas naturalmente pela vegetação, e estas são críticas nos mecanismos de produção de nuvens, no balanço de radiação solar e na ciclagem de nutrientes, entre outros processos. Entender os processos naturais que regulam a composição da atmosfera é crítico para que se possa desenvolver uma estratégia de desenvolvimento sustentável na região. Como decorrência das emissões de queimadas, as concentrações atmosféricas de partículas de aerossóis e gases traço aumentam por fatores de 2 a 8 em grandes áreas, o que altera o balanço de radiação, com a absorção de até 70% da radiação fotossinteticamente ativa. Esta redução no fluxo radiativo afeta a taxa fotossintética, a temperatura na superfície e dos fluxos de calor latente e sensível. A deposição de nutrientes é fortemente afetada pela ação antrópica, com aumento significativo da deposição de nitrogênio em áreas alteradas. Medidas da distribuição do material particulado por sensoriamento remoto e o modelamento de transporte mostram que áreas de 3 a 5 milhões de km² são frequentemente afetados pelas altas concentrações de aerossóis na atmosfera.

Palavras-chave: Partículas de aerossóis, balanço de radiação, nuvens, Amazônia.

ABSTRACT: CLIMATE EFFECTS OF AEROSOL PARTICLES FROM BIOGENIC AND BIOMASS BURNING EMISSIONS IN THE AMAZON BASIN.

In the last years the direct and indirect effects of the aerosols in the Amazonian climate have been studied as part of the LBA experiment (The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). The goal of this large experiment is to understand the basic processes that regulate the composition of the Amazonian atmosphere and the cloud production, as well as the changes that are occurring as a result of the colonization process in the Amazon region. The Amazonian forest is linked to the mechanisms that control the atmospheric concentration of critical trace gases and particles, changing the physical-chemical-biological properties of this environment. Aerosol particles are emitted naturally by the vegetation and they are critical to the mechanisms of cloud and precipitation production, to the atmospheric radiation balance and in the nutrient cycling, among other processes. The understanding of the natural processes that regulate the atmospheric composition in Amazonia is critical for the establishment of a sustainable development strategy in the region. The

large emissions of trace gases and aerosols during the dry season, as a result of biomass burning, change the composition of the atmosphere for most of its area. The concentration of trace gases and aerosols increases by factor of 2 to 8 in these large areas. The nutrients deposition is heavily affected by anthropogenic activities with significant increasing of the nitrogen deposition in disturbed areas. The spatial variability of the aerosols over Amazon Basin shows that large areas of 3 – 5 millions of km² are affected by the high aerosols concentrations.

Keywords: Aerosol particles, radiation balance, clouds, Amazonia.

1. INTRODUÇÃO

Partículas de aerossóis em suspensão na atmosfera influenciam fortemente o balanço radiativo da atmosfera e o clima, a química da atmosfera, visibilidade, e a saúde das pessoas expostas às altas concentrações de partículas, desde a escala local até as escalas regional e global. Os efeitos radiativos diretos globais dos aerossóis em suspensão na atmosfera são muito complexos e constituem uma das mais relevantes conseqüências da poluição antrópica global, com um efeito de resfriamento que contrabalança, em parte, o efeito de aquecimento global dos gases de efeito estufa. Os aerossóis podem ser constituídos de partículas, por exemplo, de sulfato, que predominantemente espalham a radiação, enquanto que as partículas de carbono grafitico absorvem a radiação, aquecendo a atmosfera. As partículas de aerossóis também servem como núcleos de condensação de nuvens, afetando a microfísica, bem como o tempo de residência das nuvens. O transporte, deposição, a química e os efeitos radiativos das partículas dependem grandemente de sua composição química, da distribuição de tamanho e morfologia das mesmas.

A região amazônica tem sofrido nas últimas décadas significativa mudança no padrão de uso do solo, através do intenso processo de ocupação humana (Nobre et al., 1996, Nepstad et al., 2001). Estas alterações no uso do solo são responsáveis por emissões significativas de partículas de aerossóis para a atmosfera, através das queimadas, tanto de áreas de pastagem quanto de floresta primária (Artaxo et al., 2001, 2002, 2003a, 2003b). Além das emissões de queimadas, a floresta amazônica, por sua localização tropical e seu intenso metabolismo, é uma importante fonte natural de gases traço, aerossóis e vapor de água para atmosfera global (Andreae e Crutzen, 1997). A intensa atividade convectiva leva estes constituintes atmosféricos a grandes altitudes, onde podem ser transportados de modo eficiente a longa distância (Andreae et al., 2001; Freitas et al., 2005). A região também é uma das principais fontes naturais de compostos orgânicos voláteis para a atmosfera global (Guenther et al., 1995), com significativas emissões de hidrocarbonetos como isopreno e terpeno, além de uma grande variedade de compostos oxigenados. A ampla disponibilidade de radiação solar e a grande quantidade de vapor de

água na atmosfera são características que favorecem uma alta reatividade química atmosférica na região tropical (Andreae e Crutzen, 1997). A floresta fornece, também, a maior parte das partículas que atuam como núcleos de condensação de nuvens (NCN), controlando efetivamente os mecanismos de formação de nuvens e precipitação (Artaxo et al., 2003). Recentemente foram compreendidos os processos que associam as emissões de compostos orgânicos voláteis (VOCs) (Kesselmeier et al., 2000, Wiedinmyer et al., 2004) pela floresta e a concentração de NCN naturais da Amazônia (Clayes et al., 2004; Artaxo et al., 2003, Silva Dias et al., 2004).

A composição química da atmosfera amazônica sofre grandes mudanças na época da seca, devido às emissões de gases traço e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e floresta, gerando importantes implicações em nível local, regional e global (Artaxo et al., 2002). Diversos autores têm mostrado que as emissões de gases traço e partículas de aerossóis pelas queimadas ocorrem de forma significativa e podem afetar o inventário das emissões globais (Guenther et al., 1995, Andreae e Crutzen, 1997, Kaufman et al., 1998; Andreae et al., 2002). As queimadas constituem uma das mais significativas fontes globais de vários gases de “efeito estufa” como CO₂ (dióxido de carbono), CH₄ (metano) e N₂O (óxido nitroso) (Andreae e Crutzen, 1997, Lioussé et al., 2004). Também contribuem com significativas emissões de CO, NO₂ (dióxido de nitrogênio), HCNM (Hidrocarbonetos não metano) cloreto e brometo de metila, compostos orgânicos voláteis (VOCs) e dezenas de outros gases (Andreae et al., 2002). As emissões de precursores de O₃ (ozônio), gás formado através de reações fotoquímicas a partir de emissões de queimadas, são de particular importância para as características químicas e radiativas da atmosfera. As emissões de gases precursores da formação de ozônio pelas queimadas fazem com que as concentrações deste importante gás atinjam níveis que podem ser danosos à floresta não queimada, uma vez que o ozônio é fitotóxico, danificando a superfície foliar mesmo de florestas situadas a milhares de quilômetros das áreas queimadas. O transporte à longa distância de gases traço e partículas de aerossol segue o mesmo padrão de circulação atmosférica, fazendo com que as emissões da floresta amazônica saiam do continente Sul Americano por duas vias

principais: o oceano Pacífico tropical e o oceano Atlântico Sul (Freitas et al., 1997; 2000). Os movimentos convectivos auxiliam este transporte, fazendo com que, em determinadas condições, as emissões atinjam inclusive a região do Caribe (Andreae et al., 2001; Okin et al., 2004).

O INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) desenvolveu sofisticados sistemas de monitoramento de mudanças de uso da terra na Amazônia, como por exemplo, a taxa de desmatamento monitorada com o uso de sensores a bordo dos satélites da série Landsat. A Figura 1 mostra a área desflorestada da Amazônia medida pelo sistema PRODES (PRODES, INPE, 2006), onde cerca de 20.000 a 27.000 km² foram desmatados por ano na região amazônica nos últimos anos. O número de focos de incêndios no Brasil no período de 1999 a 2005 medidos através da análise de imagens do satélite NOAA-12 é mostrado na Figura 2 (INPE, 2006). Observa-se um acentuado aumento no número de focos de incêndios de 1999 a 2005, mostrando que a questão das queimadas na Amazônia está longe de estar sendo controlada. O corte seletivo adiciona uma fração importante ao dano que a cobertura florestal amazônica está sofrendo.

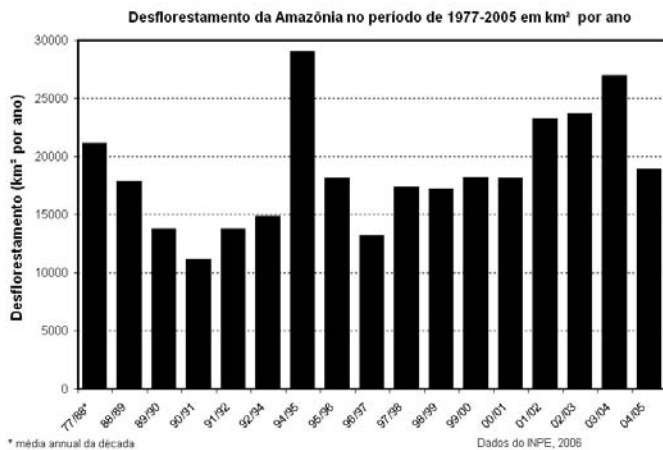


Figura 1 – Área desmatada da Amazônia medida pelo sistema PRODES, com análises de imagens do satélite LANDSAT. (Fonte: PRODES, INPE, 2006).

As emissões de queimadas também realizam um dano importante na saúde da população amazônica, devido aos altos índices de poluição por partículas e ozônio que ultrapassam em muito o valor permitido na legislação brasileira, assim como os valores em áreas urbanas poluídas como a cidade de São Paulo. Seus efeitos ainda não foram devidamente avaliados, mas experimentos da FIOCRUZ na região amazônica mostram que a taxa de morbidade para alguns municípios do norte do Estado de Mato Grosso é fortemente influenciada pela incidência de emissões de queimadas (Sandra Hacon, *comunicação pessoal*).

OLBA é uma iniciativa de pesquisa nesta região, visando entender o papel integrado da Amazônia como entidade regional

e de que modo as mudanças de uso do solo influenciarão o funcionamento biológico, químico e físico da Amazônia, incluindo seus efeitos no clima global da Terra (Nobre et al., 1996). As principais temáticas científicas do LBA são: a física do clima, o armazenamento e trocas de carbono, biogeoquímica, química da atmosfera, hidrologia de superfície, sub-superfície e química da água, e mudanças dos usos da terra e da cobertura vegetal.

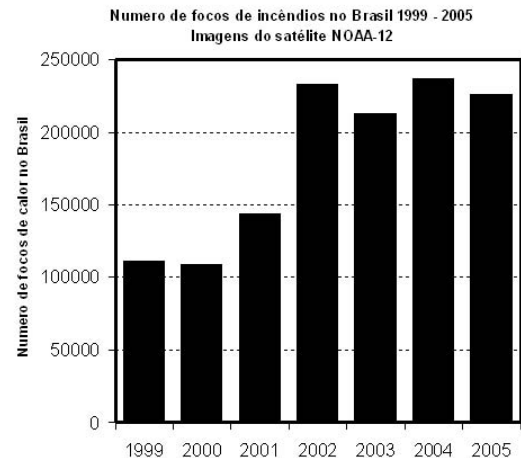


Figura 2 – Número de focos de incêndios no Brasil 1999-2005 medidos através da análise de imagens do satélite NOAA-12. (Fonte: INPE, 2006).

1.1. O efeito direto das partículas de aerossóis no balanço de radiação atmosférica

O aumento da concentração de partículas de aerossóis tem efeito fundamental no balanço radiativo terrestre (IPCC 2001, Schafer et al., 2002, Yamasoe et al., 1998, 2000). Os aerossóis e as nuvens são componentes básicos no balanço energético terrestre, embora seu papel ainda esteja longe de ser compreendido e completamente quantificado. O chamado efeito direto dos aerossóis no clima consiste nos mecanismos que afetam diretamente o fluxo de radiação solar na superfície, podendo levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento da superfície, dependendo das propriedades intrínsecas das partículas de aerossóis e da refletividade da superfície. O que ocorre é uma alteração no fluxo de energia solar, afetando o perfil de temperatura da atmosfera, assim como o calor conservado nos oceanos, na criosfera e na biosfera como um todo. As principais fontes de partículas de aerossóis são: poeira do solo, sal marinho, sulfato (proveniente da oxidação do SO₂), emissões de queimadas de florestas, dentre outros. Os aerossóis troposféricos afetam diretamente o balanço radiativo (absorção e espalhamento de radiação) e/ou indiretamente (influenciando nas propriedades radiativas de nuvens). As nuvens cobrem aproximadamente 60% da superfície terrestre e atuam no ciclo energético através de duas maneiras: as nuvens mais baixas e espessas refletem

radiação solar de volta ao espaço e as nuvens mais altas e finas transmitem a radiação solar e ao mesmo tempo bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra.

As causas das mudanças no balanço energético global são denominadas forçantes e são medidas em watts por metro quadrado (W/m^2). As forçantes radiativas dos aerossóis dependem de vários parâmetros, e as incertezas existentes na determinação dessas forçantes, inclusive de seus sinais, leva muitas vezes à omissão do importante papel dos aerossóis nos modelos climáticos. A forçante radiativa global dos aerossóis atmosféricos é bastante significativa, da ordem de $-0.50 \pm 0.40 W/m^2$, enquanto que o efeito indireto global é da ordem de $-0.90 \pm 0.50 W/m^2$ contra uma forçante radiativa do conjunto dos gases de efeito estufa de $+2.59 \pm 0.26 W/m^2$ (IPCC, 2001).

O experimento LBA coordenou uma série de estudos visando compreender melhor o papel das partículas de aerossóis no clima amazônico. Dentre estes estudos, destacam-se os experimentos realizados em Rondônia (“SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate”) e Manaus (“LBA/CLAIRE - Cooperative LBA Airborne Regional Experiment”) (Andreae et al., 2002; 2004; Artaxo et al., 2002; Guyon et al., 2004; Procópio et al., 2003; 2004). Na estação chuvosa, onde predominam as emissões naturais, a concentração de massa de partículas é da ordem de 8 a $10 \mu g m^{-3}$, com concentração em termos de número da ordem de 100 a 300 partículas cm^{-3} . Estas concentrações extremamente baixas são comparáveis a regiões oceânicas remotas. Na estação seca, por causa das emissões de queimadas, a concentração em massa sobe para cerca de 300 a $600 \mu g m^{-3}$, enquanto que o número de partículas sobe para 15.000 a 30.000 partículas cm^{-3} (Yamasoe, 1998). A maioria das partículas biogênicas encontra-se na fração grossa, com diâmetros maiores que $2 \mu m$, sendo constituído, principalmente, por fungos, esporos, fragmentos de folhas, bactérias, em uma enorme variedade de tipos de partículas. A composição destas partículas é dominada por material orgânico; com traços de potássio, cálcio, magnésio, enxofre, fósforo, zinco e outros elementos (Artaxo et al., 1990; 1994, 1995). Elas também são em sua maioria solúveis em água, o que explica suas propriedades de nucleação de nuvens, atuando eficientemente como núcleo de condensação de nuvens (NCN) (Yamasoe, 2000; Andreae et al., 2004; Clayer, et al., 2004). Estas partículas têm tamanho da ordem do comprimento de onda da luz visível, o que faz delas eficientes espalhadores de radiação solar, podendo afetar de modo significativo o balanço de radiação atmosférico.

A maior fonte de aerossóis para a atmosfera na América do Sul são as emissões por queimadas de florestas e cerrados, que ocorrem principalmente na estação seca na região amazônica. As florestas e os cerrados brasileiros são regiões onde historicamente ocorrem queima de biomassa em função do pro-

cesso natural do uso do solo pelos agricultores e do uso da lenha como combustível, mas o número de queimadas tem aumentado significativamente nos últimos anos. Áreas de plumas de queimadas de 5 a 8 milhões de km^2 são bastante comuns durante os meses de agosto, setembro e outubro. Diversos estudos do LBA (Eck et al., 2003; Procópio et al., 2003; 2004) mostram que no Brasil ocorre uma grande variação sazonal da profundidade ótica dos aerossóis, em virtude do aumento de queimadas nas estações secas, principalmente nos meses de agosto e setembro.

Devido às suas importantes propriedades óticas, as partículas emitidas em queimadas podem atenuar em até 70 % da radiação incidente e, conseqüentemente, afetando o funcionamento do ecossistema amazônico (Kaufman et al., 1998; Eck et al., 2003). Esta alta concentração de partículas faz com que haja um déficit significativo de radiação superficial com picos instantâneos de até $-300 W/m^2$, e com valores médios na estação de queimadas em Alta Floresta da ordem de $-28 W/m^2$ (Procópio et al., 2003; 2004).

O experimento LBA está operando uma rede de fotômetros solares em parceria com a NASA, os quais medem continuamente a chamada espessura ótica de aerossóis (Holben et al., 1998; Schafer et al., 2002a), que expressa a quantidade total de partículas da coluna atmosférica integrada. As Figuras 3 e 4 apresentam a série temporal da espessura ótica de aerossóis em Rondônia e Alta Floresta, respectivamente, para o comprimento de onda de 500 nanômetros, mostrando valores extremamente elevados de espessura ótica de aerossóis, o que ocasiona um impacto significativo da quantidade de aerossóis no balanço radiativo. Os valores de espessura ótica medidos no Brasil estão entre os mais elevados de toda a rede de fotômetros solares AERONET (*AEROSOL ROBOTIC NETWORK*), operada pela NASA (Holben et al., 1998; Procópio et al., 2003; 2004). A forçante radiativa direta dos aerossóis na superfície foi calculada no espectro solar com o programa de transferência radiativa SBDART - Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer Model (Ricchiazzi et al., 1998). Desenvolveu-se um modelo dinâmico de aerossóis para as simulações, onde foi considerada uma superfície coberta por vegetação, uma atmosfera sem nuvens com perfil vertical tropical (valores da biblioteca do SBDART: vapor d'água = $4.2 g/cm^2$ e $CO_2 = 360$ ppm). Vários testes de sensibilidade foram feitos baseados em alterações no conteúdo total de vapor de água e na concentração de CO_2 na atmosfera (Procópio et al., 2003). O fluxo solar total descendente na superfície ($W.m^{-2}$) foi calculado para 12 valores de profundidade ótica dos aerossóis (0.10, 0.25, 0.35, 0.45, 0.55, 0.65, 0.75, 0.85, 0.95, 1.10, 1.40 e 1.80), e para 16 ângulos solares zenitais variando de 0° a 86.25° . Assumiu-se uma profundidade ótica dos aerossóis de ‘background’ de 0.10 para o comprimento de onda de 550 nanômetros (nm), baseado em medidas de climatologia da rede AERONET ao longo de

7 anos de medidas. A forçante radiativa direta dos aerossóis na superfície foi definida como a forçante simulada pelo código de transferência radiativa menos o valor correspondente à situação de background (Procópio et al., 2003).

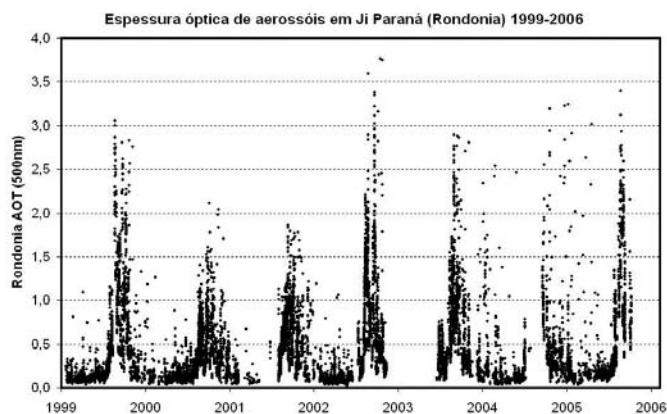


Figura 3 – Espessura ótica de aerossóis em Ji-Paraná (Rondônia), durante o período de 1998 a 2006, para o comprimento de onda de 500 nanômetros, obtida com o fotômetro solar da rede NASA/AERONET em operação pelo LBA.

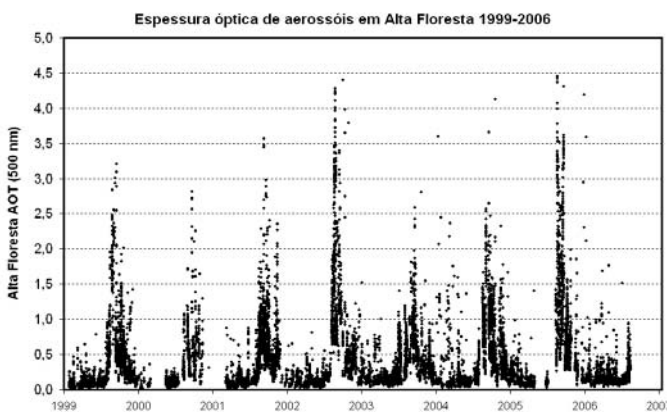


Figura 4 – Espessura ótica de aerossóis em Alta Floresta (Mato Grosso), durante o período de 1998 a 2006, para o comprimento de onda de 500 nanômetros, obtida com o fotômetro solar da rede NASA/AERONET em operação no LBA.

Para profundidade ótica de 1, por exemplo, a forçante radiativa correspondente pode ser tão alta quanto -127 W/m^2 , para um intervalo de ângulo solar zenital de $15\text{-}37,5^\circ$. Seguindo a mesma linha de raciocínio e assumindo a equação de redução de irradiância dada por Schafer et al. (2002a; b) para um intervalo de ângulo solar zenital de $25\text{-}35^\circ$, o valor encontrado foi de -120 W/m^2 . Para uma espessura ótica de aerossóis da ordem de 2,5 a 3, a redução do fluxo de radiação na superfície pode ser tão alta quanto -250 W/m^2 . A redução no fluxo de radiação fotossintética (radiação PAR) pode ser da ordem de 70 %, afetando fortemente a produtividade primária da floresta amazônica (Eck et al., 2003, Procópio et al., 2003, 2004). Esta espessa coluna de aerossóis também aumenta a fração de radiação difusa

na atmosfera em relação à radiação direta, que por seu lado aumenta a penetração de radiação dentro do dossel da floresta. A vegetação utiliza de modo mais eficiente a radiação difusa para a realização da fotossíntese, fato que compensa em parte os efeitos da redução do fluxo direto de radiação no fluxo de CO_2 . Certamente, na maior parte da região amazônica, o efeito da redução do fluxo solar pela absorção das partículas de aerossóis e o aumento da radiação difusa ocorrem durante o período de queimadas e, tem efeitos significativos no funcionamento do ecossistema amazônico (Artaxo et al., 2001, 2003). Mas, o impacto em larga escala desta alteração no padrão de radiação ainda precisa ser estudado (Procópio et al., 2004).

A radiação solar ao atravessar a atmosfera sofre uma série de perturbações causadas por partículas de aerossóis e gases ao longo de seu caminho ótico, definindo seu espectro e sua intensidade no nível do solo (Procópio et al., 2003, 2004). O conjunto básico de parâmetros das partículas requerido para descrever a interação direta das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso pela espessura ótica de aerossóis ($\tau_a(\lambda)$), pelo albedo simples ($\omega_o(\lambda)$), parâmetro de assimetria ($g(\lambda)$), pela função de fase ($P(\theta)$), uma vez que a fração de retroespalhamento (β) é simplesmente a integral de $P(\theta)$ no hemisfério superior. Todos estes parâmetros óticos das partículas de aerossol variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e são, em geral, função da umidade relativa do ar (UR), uma vez que o próprio índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com a UR. Desta maneira, para uma determinação dos efeitos radiativos de aerossóis é essencial a determinação das eficiências de espalhamento para algumas espécies químicas chave, como sulfatos e carbono orgânico, em função de suas interações com vapor d'água. A eficiência de absorção de massa de "black carbon" (BC) tem também um papel fundamental no entendimento dos processos de absorção de radiação pelas partículas (Martins et al. 1998). A medida da composição química dos aerossóis em função do tamanho das partículas é também essencial neste processo, pois o tipo de mistura dos vários compostos químicos influencia significativamente no índice de refração efetivo das partículas e nas suas eficiências de absorção e espalhamento (Martins et al. 1998).

Algumas propriedades dos aerossóis necessárias para a determinação de seus efeitos no clima são: distribuição do tamanho das partículas, forma das partículas, composição e dependência espectral das propriedades óticas (profundidade ótica, albedo simples de espalhamento, função de fase, etc.). Como os aerossóis se misturam na atmosfera, uma grande dificuldade encontrada é a determinação das propriedades óticas dessa mistura através das propriedades de cada uma de suas componentes. Ainda há muito a ser feito para uma melhor determinação das propriedades físicas e químicas dos aerossóis.

Os sensores de satélites podem descrever parcialmente a distribuição vertical das partículas, mas não podem descrever suas propriedades químicas. As plataformas nas superfícies e nas aeronaves podem obter várias características detalhadas dos aerossóis, mas possuem uma grande limitação espacial e temporal. Uma das grandes lacunas existentes nos modelos de aerossóis é a determinação da variabilidade de suas propriedades. Para descrever a forçante radiativa direta é necessário um maior conhecimento das distribuições tridimensionais da concentração de massa, da composição química e do tamanho, o grau de mistura das várias espécies químicas e o índice de refração complexo (IPCC, 2001).

A modificação na estrutura termodinâmica da atmosfera pelos aerossóis de queimadas através do aquecimento em níveis médios e resfriamento na superfície inibe a formação convectiva devido à estabilização da atmosfera. A Figura 5 mostra uma imagem obtida pelo MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) no dia 24/08/2005 sobre parte da Amazônia Brasileira. Claramente se percebe a inibição da formação de cumulus na região poluída pela fumaça de queimadas. Koren et al., 2004 realizaram um estudo em larga escala na Amazônia e detectaram uma forte supressão de nuvens rasas pela presença de aerossóis provenientes de emissões de queimadas.

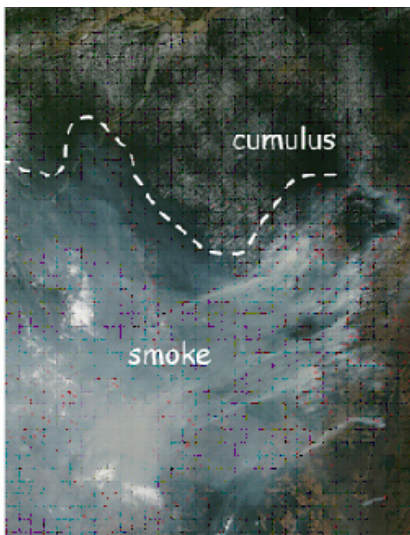


Figura 5 – Imagem do sistema MODIS Rapid Response System em 24/08/2005 na região amazônica. A imagem claramente mostra a inibição de nuvens devido à espessa camada de fumaça presente na Região Amazônica.

1.2. O sensoriamento remoto de aerossóis por satélite e em medidas na superfície

As propriedades de aerossóis na Amazônia vêm sendo estudadas com medidas em superfície e com o auxílio de sensoriamento remoto. O principal instrumento de medidas por

sensoriamento remoto é o sensor MODIS: MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer. O sensor MODIS foi lançado a bordo do satélite TERRA em dezembro de 1999 (Remer et al., 2005). Um pouco mais recentemente, em 2002, o mesmo sensor foi lançado a bordo do satélite AQUA. Ambos os satélites possuem órbita polar em sincronia com o Sol, a 705 km de altitude, e possuem horário de passagem em torno das 10h30min no período da manhã e 13h30min no período da tarde, no caso dos satélites TERRA e AQUA, respectivamente. O MODIS é um radiômetro espectral passivo. Foi o primeiro sensor desenhado especificamente para obter observações globais de aerossóis com resolução moderada. O sensor possui uma largura de cobertura de observação de 2330 km, o que é suficiente para realizar uma cobertura global completa de 1 a 2 dias. É um instrumento de pesquisa multidisciplinar que possui, como objetivo, fornecer contribuições ao conhecimento científico do sistema terrestre, envolvendo: superfície terrestre (alterações de uso de solo, temperatura de superfície, cobertura de neve, propriedades de vegetações), oceano (temperatura da superfície do mar, clorofila) e atmosfera (aerossóis, propriedades de nuvens, vapor de água, perfil de temperatura) (Remer et al., 2005).

A detecção de aerossóis com o MODIS é baseada nas radiâncias obtidas pelo sensor, em regiões das imagens não cobertas por nuvem, após a realização de uma calibração radiométrica e geolocalização, também utilizando dados auxiliares para determinar as condições meteorológicas de cada elemento da imagem a ser processada. Há dois algoritmos independentes para obtenção das propriedades de aerossóis sobre continentes e sobre oceanos, mas que se baseiam na mesma estratégia de uso de tabelas pré-computadas de cálculos de transferência radiativa na atmosfera. Sob essa estratégia, várias condições de observação do sensor MODIS e de iluminação da atmosfera são computadas para diferentes níveis de concentração de aerossóis e refletâncias de superfície. As radiâncias espectrais medidas pelo sensor no topo da atmosfera e as estimativas de refletância da superfície são comparadas com os valores pré-calculados até que a melhor solução seja encontrada com ajustes de mínimos quadrados (Correia et al., 2006). Uma descrição detalhada do instrumento MODIS, como desenho óptico, características das bandas espectrais, calibração e operação podem ser obtidos em Barnes et al., 1998. As medidas dos satélites TERRA e AQUA são periodicamente transmitidas para estações de recepção em terra, e recebidas pelo sistema do INPE em Cuiabá e também pela NASA Goddard Space Flight Center (GSFC).

1.3. Determinação de aerossóis sobre continentes

Sobre continentes, a questão central da detecção de aerossóis através do MODIS é a correção adequada dos efeitos das diferenças de refletividade da superfície e outras contri-

buições como o espalhamento molecular de radiação solar na atmosfera. Somadas, essas contribuições são muito maiores que o sinal proveniente dos aerossóis, e busca-se em geral técnicas que permitam subtrair a maior parte do sinal recebido pelo sensor, preservando-se a informação proveniente da camada de aerossóis. A obtenção do produto de aerossóis sobre o continente baseia-se na técnica de detecção sobre superfícies escuras (ou alvos escuros) (Kaufman et al., 1997a), e faz uso das seguintes relações empíricas:

- a) o efeito da radiação solar sobre os aerossóis decresce com o comprimento de onda (λ) numa lei de potências situada entre λ^{-1} a λ^{-2} . Por isso o efeito dos aerossóis é muito menor em comprimentos de onda do infravermelho médio do que no visível. Uma exceção importante é o aerossol originado de poeira de deserto, que apresenta interação com radiação de comprimentos de onda maiores que os demais tipos de aerossóis;
- b) sobre superfícies escuras o efeito radiativo líquido que o aerossol exerce é predominantemente o espalhamento de radiação solar. No caso de superfícies brilhantes ocorre uma sobreposição de efeitos de espalhamento e absorção de radiação solar. A técnica de alvos escuros, caracterizados por refletâncias menores que ~6% no canal azul, explora essa propriedade da interação entre luz solar, aerossóis e superfície, para alguns comprimentos de onda;
- c) a refletância da superfície apresenta certo grau de correlação ao longo do espectro solar. Por exemplo, a interação entre a superfície e a radiação solar no comprimento de onda de 2,1 μm (canal infravermelho próximo) pode ser relacionada à mesma interação no comprimento de onda 0,47 μm (canal azul). Essa correlação geral entre as refletâncias de superfície no infravermelho e no visível foi observada para vários tipos de superfícies sobre o globo (Kaufman et al., 1997b).

Com base nesses três resultados empíricos, o método para a detecção de aerossóis sobre continentes com o MODIS desenvolve-se da seguinte maneira: primeiramente encontram-se os pixels escuros na imagem a ser analisada, com base na refletância medida pelo sensor no canal do infravermelho de 2,1 μm . Em seguida, a partir da correlação existente entre os comprimentos de onda no infravermelho e no visível, estima-se a refletância da superfície nos canais azul (0,47 μm) e vermelho (0,66 μm). Determina-se o tipo de aerossol a partir de informações sobre sua distribuição global média e também a partir da razão entre as refletâncias do aerossol nos canais azul e vermelho nas condições observacionais específicas da imagem. Em seguida, seleciona-se o modelo dinâmico de aerossol apropriado, que descreve a distribuição de tamanhos das partículas, seu índice de refração, albedo simples, e efeito de assimetria da função de fase de espalhamento (Remer et al., 2005). Finalmente realiza-se a inversão das radiâncias medidas pelo sensor

usando tabelas previamente computadas para os vários modelos dinâmicos de aerossol, usando-se um código de transferência radiativa. Isso resulta em estimativas de profundidade ótica do aerossol nos comprimentos de onda de 0,47 μm e 0,66 μm , obtendo-se ainda como subprodutos derivados a concentração de massa do aerossol, seu expoente de Angström, e o fluxo de radiação solar refletido e transmitido pela camada de aerossóis na atmosfera.

1.4. Determinação de aerossóis sobre oceanos

No caso da detecção de aerossóis sobre os oceanos a homogeneidade da superfície permite que sua refletância possa ser estimada de forma mais simples que no caso sobre continentes, para os vários comprimentos de onda utilizados pelo algoritmo. Sobre os oceanos considera-se que o aerossol seja composto de apenas duas modas, que podem ser modeladas de forma independente. São consideradas 4 possibilidades para a moda fina, com origens em processos de combustão e reações químicas, e 5 para a moda grossa, produzidas mecanicamente como aerossóis marinhos e de poeira de deserto, com parâmetros ópticos e microfísicos específicos para cada moda de aerossol. Entende-se o sinal que o sensor detecta como composto de duas partes (Tanré et al., 1997), uma proveniente da superfície, considerando-se inclusive a região de reflexão especular da luz solar, e outra parte proveniente da atmosfera, compreendendo todos os processos radiativos que ocorrem envolvendo aerossóis e gases. As refletâncias medidas pelo sensor MODIS nos 6 canais de 0,55, 0,66, 0,87, 1,24, 1,64 e 2,13 μm são comparadas com valores pré-calculados para esses canais em uma série de ângulos de iluminação e observação, distribuições de tamanho, e valores de profundidade ótica em 0,55 μm . Realiza-se um ajuste de mínimos quadrados para se encontrar as condições mais similares com relação às observações. Para cada moda de aerossol definida existe um modelo de dependência espectral que permite obter de forma única os valores de profundidade ótica (e outros parâmetros) nos demais canais que o algoritmo utiliza. Regiões oceânicas afetadas por descargas fluviais podem apresentar grande concentração de sedimentos, influenciando a refletância da superfície. Áreas costeiras com elevada produtividade de fitoplâncton apresentam em geral concentrações elevadas de clorofila. Esses efeitos sobre os oceanos causam irregularidades na refletância da superfície de forma pronunciada no canal de 0,47 μm . Por essa razão esse canal não é utilizado nos cálculos do algoritmo sobre oceanos, e os resultados nesse comprimento de onda são produzidos por extrapolação a partir dos valores obtidos para os outros 6 canais.

É essencial, em qualquer trabalho de sensoriamento remoto, um cuidado na validação dos resultados, devido à natureza das medidas de propriedades através de sensoriamento

remoto. No LBA, está em operação uma extensa rede de fotômetros solares da CIMEL, operados através da rede AERONET (Holben et al., 1998). O CIMEL Eletronique 318A é um radiômetro espectral solar automático que realiza medidas diretas da radiação solar, o que permite a obtenção da espessura ótica das partículas de aerossol e a quantidade de vapor de água precipitável na coluna atmosférica. Medidas de radiação difusa do céu, com o auxílio de modelos de inversão, permitem a obtenção de parâmetros físicos das partículas na coluna atmosférica (como distribuição de tamanho, função de fase e índice de refração complexo). O instrumento mede a radiação solar direta em 8 comprimentos de onda (1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380, 340 nm) a cada 15 minutos. A atenuação da radiação direta medida em cada comprimento de onda é utilizada para o cálculo da espessura ótica ($\tau_a(\lambda)$) e do coeficiente de Ångström. Uma pequena absorção pelo ozônio é levada em consideração, utilizando-se valores de medidas climatológicas. O canal de 940 nm é o utilizado para obtenção da coluna de água precipitável (CAP), pois neste comprimento de onda existe uma forte banda de absorção pelo vapor de água. O radiômetro realiza também medidas de radiação difusa em quatro comprimentos de onda (1020, 870, 670, 440 nm) a cada hora. Estas medidas são utilizadas para a obtenção das propriedades óticas das partículas na coluna, como distribuição de tamanho, função de fase e índice de refração complexo. Os subprodutos destas propriedades (albedo simples, parâmetro de assimetria) podem ser encontrados no *site* do radiômetro na página da Internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

1.5. O efeito indireto dos aerossóis no clima através da interação com nuvens

O clima é um dos principais reguladores dos ciclos biogeoquímicos dos elementos no solo, na água e no ar. Alterações climáticas afetam diretamente os processos físicos, químicos e biológicos que dependem da temperatura e de água para que ocorram. As florestas tropicais são um dos maiores emissores de vapor de água para a atmosfera global. Através da circulação global da atmosfera, em particular dos fortes mecanismos de convecção em regiões tropicais, este vapor de água é transportado até regiões temperadas, sendo responsável por uma fração importante da chuva que cai em regiões a grandes distâncias da Amazônia. Tanto efeitos regionais (na América do Sul) quanto efeitos globais através das chamadas “tele conexões” são importantes para o ciclo hidrológico regional e global. As partículas de aerossóis estão fortemente associadas ao ciclo hidrológico, uma vez que elas constituem os núcleos de condensação de nuvens, os quais juntamente com o vapor de água formam as gotículas de nuvens (Rosenfeld et al., 2000; Roberts et al., 2001; Andreae et al., 2004; Silva Dias et al., 2004). Os NCN

são partículas microscópicas de aerossol, que têm propriedades de condensar água em sua superfície. Cerca de 60 a 80% das partículas naturais de aerossóis na Amazônia atuam como NCN (Zhou et al., 2002, Rissler et al., 2004). A diferença na concentração de NCN da estação chuvosa para a estação seca (de cerca de 200 para 20.000 partículas por cm^{-3}) em grandes áreas da Amazônia faz com que as propriedades microfísicas de nuvens sejam profundamente alteradas (Rosenfeld, 1999, 2000, Silva Dias et al., 2002).

Uma vez que a gota é formada, ela começa a crescer através de uma série de mecanismos físicos. Entre o momento em que a gota começa seu processo de crescimento com um diâmetro típico de 20 micrômetros até a sua chegada ao chão, como gota de chuva, com um diâmetro típico de 1 a 2 milímetros, vários processos intermediários podem ocorrer. O aumento em volume é proporcional ao raio da gota elevado ao cubo e isso corresponde a um aumento de até 1 milhão de vezes a partir do volume inicial. As correntes de ar ascendente dentro de uma nuvem se originam de ar aquecido pelo contato com o chão quente durante o dia. Essas correntes de ar sustentam as gotas de chuva dentro da nuvem enquanto as mesmas são pequenas. Mas à medida que estas gotas crescem, torna-se mais difícil sustentá-las e eventualmente elas caem como chuva. As gotas crescem por condensação do vapor d'água e, de forma mais eficiente, pelo choque com outras gotas menores que vão se agregando à gota maior, conseqüentemente aumentando seu volume. O peso das gotas já formadas e crescendo vai desacelerando o fluxo de ar ascendente. Durante a fase anterior à chuva, as gotas sentem a ação da gravidade puxando-as para baixo, porém a bolha quente flutuando continua levando-as para cima na corrente ascendente, e a nuvem vai crescendo. Nesse momento, ocorre um papel importante da quantidade de aerossóis e, em particular, dos NCN. Se o ambiente é relativamente limpo, não poluído, há poucos NCN. Na disputa pelo vapor de água existente, se houver alguns NCN relativamente grandes ou solúveis em água, estes vão crescer rapidamente, colidir com os menores e cair como chuva. A nuvem não tem muito tempo para crescer, chegando ao máximo a alturas de 4 a 5 km. Caso a atmosfera esteja poluída, com um número muito grande de NCN, como na época de queimadas, a disputa pelo vapor de água disponível aumenta, as gotas crescem pouco e devagar enquanto a nuvem vai crescendo. Muitas vezes essas nuvens nem chegam a precipitar; as gotas evaporam e a água, junto com os aerossóis, não retorna ao chão, mas é levada pelos ventos a outros locais. Se a gota passar dos 6 ou 7 km de altura ela congela, pois o ar atinge temperaturas muito baixas. Os núcleos de gelo crescem de forma bastante eficiente enquanto a nuvem cresce até 10 ou 15 km de altura, formando a chamada nuvem Cumulonimbus. Tipicamente chamamos as nuvens rasas em regiões limpas de nuvens marítimas e as nuvens que contêm gelo, formadas em regiões poluídas, de nuvens continentais. Toda

vez que uma nuvem tem grande quantidade de gelo observam-se os relâmpagos e trovões, que podem ser usados justamente para identificar a proximidade de um Cumulonimbus. Na Amazônia, temos chuvas provocadas pelos dois tipos de nuvens, as rasas e as profundas convivendo na época mais limpa do ano que é durante a estação chuvosa. Na época poluída pela fumaça das queimadas, no entanto, as chuvas de nuvens rasas desaparecem e apenas raras chuvas de nuvens profundas são observadas, com muitos relâmpagos e trovões (Andreae et al., 2004). As chuvas de nuvens rasas na estação chuvosa, por outro lado, devolvem os NCN à superfície praticamente no mesmo lugar em que foram gerados pela floresta. Por esta razão, pesquisadores desenvolveram o conceito de que a Amazônia durante a estação chuvosa, consiste em um “oceano verde”, com estrutura de nuvens que não lembram áreas continentais, mas áreas oceânicas (Roberts et al., 2001). As nuvens profundas são carregadas pelos ventos mais fortes de altitude e viajam até centenas de quilômetros para longe de seu local de origem, exportando os NCN dentro das gotas (Silva Dias et al., 2002). Esta supressão de precipitação pode ter impactos importantes no funcionamento do ecossistema amazônico (Rosenfeld, 1999, 2000; Roberts et al., 2002, Artaxo et al., 2002).

Outro aspecto importante na estrutura de nuvens durante a estação seca, com forte impacto de queimadas, é a presença significativa de partículas que absorvem radiação, o chamado “black carbon”, que consiste em fuligem das queimadas (Martins et al., 1998). Gotículas de nuvens ricas em fuligem absorvem radiação muito eficientemente, evaporando-se antes de precipitarem, intensificando a supressão da precipitação. Com as altas concentrações de black carbon durante a estação seca (de 5 a 40 $\mu\text{g m}^{-3}$), este fenômeno é particularmente importante na Amazônia, comparada com outras regiões do globo. Os aerossóis provenientes da queima da biomassa estão entre os mais complexos dos tipos de aerossóis que afetam o clima, pois sua composição química depende de fatores como o tipo do produto queimado, a temperatura do fogo e as condições meteorológicas locais. Suas características óticas variam muito, principalmente devido à variabilidade da forma e tamanho das partículas. Kaufman e Nakajima (1993) derivaram através de sensoriamento remoto (AVHRR) valores de índice de refração imaginário entre 0.02 e 0.03, o que significa que essas partículas são pouco absorventes, resultando num alto valor de albedo simples de espalhamento, entre 0.80 e 0.85.

1.6. O efeito das partículas de aerossóis no fluxo de CO₂ em áreas de florestas e pastagens

Medidas atuais, juntamente com análises de testemunho de gelo, confirmam o crescimento da concentração atmosférica de gases como o dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), e muitos outros. Estes gases de efeito-estufa agem

sobre o ecossistema terrestre absorvendo radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre. A atividade humana é a principal responsável pela rápida alteração na concentração de gases de efeito estufa nos últimos 200 anos. Antes da era industrial, por volta de 1750, a concentração de dióxido de carbono atmosférico, por exemplo, permaneceu em torno de 280 ppm durante milhares de anos. Desde então vem aumentando continuamente, alcançando atualmente cerca de 375 ppm. O atual crescimento do CO₂ atmosférico é causado por emissões antrópicas de dióxido de carbono, principalmente através de queima de combustível fóssil e do desmatamento de florestas tropicais. Os principais sorvedores de CO₂ atmosférico são os oceanos e o processo fotossintético em ecossistemas terrestres.

O potencial para os ecossistemas absorver quantidades significativas de CO₂, diminuindo o aumento de sua concentração atmosférica e reduzindo as alterações climáticas, é a questão principal no debate sobre o controle das emissões de CO₂. A biosfera terrestre seqüestra continuamente 20 a 30 % das emissões de dióxido de carbono de origem antrópica. Sugere-se que a Amazônia tem sido um dos maiores contribuintes para as variações interanual observadas nestas absorções, mas as causas subjacentes ainda não estão claras. Uma hipótese sugere que o seqüestro de carbono na floresta amazônica pode ser estimulado pelo aumento do CO₂ atmosférico. Outro fator também importante que limita a absorção de dióxido de carbono é a disponibilidade de água, potencialmente reduzindo a absorção de carbono durante os períodos de seca. A limitação de nutrientes também pode jogar um papel importante na Amazônia.

Observações de campo têm mostrado que a alta razão de *net ecosystem exchange* (NEE) (fluxo de carbono no topo do dossel da floresta mais a quantidade de CO₂ armazenado no interior da mesma) de CO₂ ocorre mais frequentemente sobre dias com nuvens que sobre dias de céu limpo. Outros estudos têm mostrado que para um determinado nível de irradiância no céu, dias nublados geralmente têm altos valores de NEE se comparado com dias de céu limpo. A radiação difusa difere da radiação direta na forma em que ambas transferem energia para o dossel da floresta, afetando a somatória de processos não-lineares (como a fotossíntese) diferentemente do que ocorreria na escala de uma folha apenas. Emissões de aerossóis vulcânicos da erupção do Monte Pinatubo em 1991 elevaram a quantidade da radiação difusa sobre uma vasta área e estimou-se que este aumento na fração difusa da radiação foi responsável pelo crescimento da fotossíntese, em uma floresta temperada, em torno de 23% (Gu et al., 2002, 2003). Para explicar tais observações, vários mecanismos têm sido postulados. Eles incluem um crescimento na radiação difusa, decréscimo na insolação das folhas, redução no *vapour pressure deficit* (VPD) e dinâmica estomatal associado com flutuações na radiação recebida pelo dossel da floresta.

1.7. Deposição seca e úmida de partículas de aerossóis na Amazônia e seus efeitos no ecossistema

A deposição atmosférica (úmida e seca) participa nos processos de controle de concentração de gases e aerossóis na troposfera e no aporte de nutrientes para ecossistemas aquáticos e ou terrestres (Chadwick et al., 1999; Artaxo et al., 2002). Integra também vários mecanismos físicos e químicos entre o ecossistema e a atmosfera como processos de emissão e remoção, dinâmica de transferência na atmosfera e reações químicas. Estudos de deposição atmosférica fornecem, portanto, informações sobre a variabilidade espacial e temporal da composição química atmosférica, permitindo traçar a origem das emissões.

Na Amazônia, a composição química da atmosfera, assim como o padrão de deposição atmosférico, sofre grandes mudanças na época da seca devido às emissões de gases traço e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e floresta. A intensa atividade de desmatamento e conseqüente emissão de gases e partículas durante a estação seca têm implicações importantes no ecossistema amazônico (Artaxo et al., 2002), interferindo nos processos de ciclagem de energia, água e nutriente (Guenther et al., 1995; Kaufman et al., 1998; Andreae et al., 2002).

As partículas de aerossóis transportam nutrientes essenciais para a floresta amazônica, e fazem parte do eficiente mecanismo de ciclagem de nutrientes da floresta (Artaxo e Hansson, 1995; Okin et al., 2004). Os processos de deposição úmida (através da chuva) e seca (através das partículas de aerossóis) mantêm um fluxo interno de nutrientes na Bacia Amazônica que é altamente desenvolvido (Lara et al., 2001). Existem algumas evidências de que a produtividade primária de florestas tropicais pode estar sendo limitada pela quantidade de fósforo, sendo possível que florestas tropicais não cresçam proporcionalmente ao aumento de dióxido de carbono atmosférico devido à forte limitação da quantidade de fósforo disponível. A natureza da mineralização de fósforo em solos é um fator que controla a sua disponibilidade ao ecossistema.

A concentração de fósforo na água de chuva amazônica é extremamente baixa, na faixa de partes por bilhão ou menos. Mas, nas partículas de aerossóis, a concentração de fósforo apresenta aspectos muito peculiares. As concentrações de fósforo são significativas somente para a fração grossa do aerossol, e estas partículas são emitidas majoritariamente durante a noite (Artaxo et al., 2001). A fração grossa do aerossol tem uma meia vida atmosférica muito curta, depositando-se rapidamente perto do local onde ocorreu a emissão. Durante o período noturno, a atmosfera tem características estáveis, o que suprime a convecção que poderia levar estas partículas para longe de onde foram emitidas. O conjunto destas duas características faz com que o fósforo seja reciclado localmente, minimizando a possibilidade

de perda regional deste importante nutriente. Não se conhece as razões ou os mecanismos peculiares de emissão de fósforo no período noturno e na fração grossa, mas este comportamento é importante para minimizar as perdas deste nutriente chave (Artaxo et al., 2002).

Observando-se a variação sazonal da concentração do material particulado fino ($PM_{2.5}$) entre os anos de 1998 e 2003, em Balbina, Amazonas, nota-se que este foi significativamente mais alto durante os meses de julho e dezembro, final do período chuvoso ($PM_{2.5} = 5,72 \mu \cdot m^{-3}$) do que nos outros meses ($PM_{2.5} = 2,15 \mu \cdot m^{-3}$) (Figura 6). As maiores concentrações ocorreram nos meses de outubro e novembro, coincidente com os meses onde a queima de biomassa é mais intensa, associada aos baixos índices pluviométricos. No entanto, o mesmo padrão não é observado para o particulado grosso. Não houve diferença significativa das concentrações do particulado grosso entre os meses de seca, ou chuvoso. Apesar dos eventos de chuva serem mais efetivos na remoção do particulado grosso, esse comportamento não é observado em Balbina.

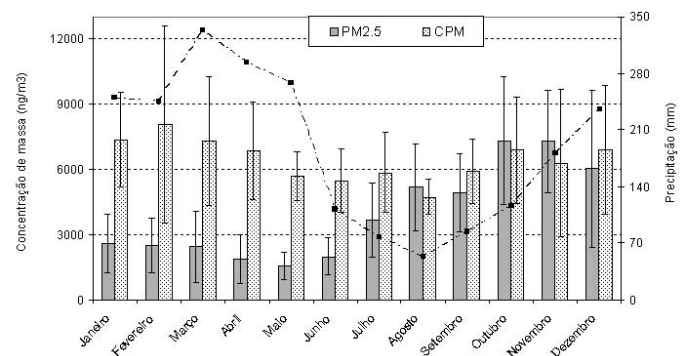


Figura 6 – Concentração mensal (ng/m^3) da massa do particulado fino ($PM_{2.5}$) e do particulado grosso (CPM), na região de Balbina no período de 1998 a 2003. A curva de precipitação (mm) refere-se ao período de 1961 a 1990.

Assim como pode ser observado para o particulado fino, o mesmo padrão também pode ser visto nas concentrações de “black carbon” (Figura 7). As maiores concentrações ocorreram nos meses de outubro e dezembro e as menores nos meses de abril e maio, coincidente com os meses de altas taxas de precipitação. Agrupando as concentrações de massa do particulado fino e grosso, assim como a composição elementar em estação seca e chuvosa, várias diferenças emergem entre estes dois períodos (Tabelas 1a e 1b).

As médias das concentrações de $PM_{2.5}$ e CPM, BC e elementos químicos são estatisticamente maiores ($P < 0,01$) durante a estação seca do que na chuvosa (Tabelas 1a e 1b). Na estação seca, a média de concentração de PM_{10} é de $13,1 \mu g \cdot m^{-3}$ enquanto que na época chuvosa é de $8,8 \mu g \cdot m^{-3}$. O particulado grosso representa a maior fração do PM_{10} , consistindo de

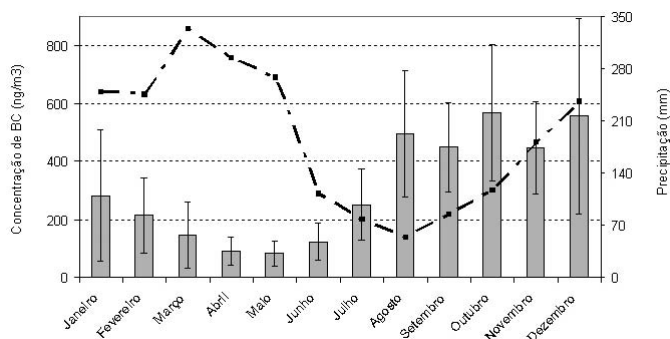


Figura 7 – Concentração média mensal (ng/m^3) de “black carbon” (BC) no particulado fino, na região de Balbina no período de 1998 a 2003. A curva de precipitação (mm) refere-se ao período de 1961 a 1990.

até 75% e 50% da massa durante o período chuvoso e seco, respectivamente. É importante se destacar, também, que as concentrações de Al, Si e Fe (elementos associados à ressuspensão de partículas do solo) aumentam do período de seca para estação chuvosa, assim como a massa de PM_{10} , devido à influência

da poeira do deserto do Saara que chega a região, através de transporte de longa distância. Em particular, se observa valores estatisticamente maiores durante a estação seca para elementos associados à queima de biomassa (BC, $\text{PM}_{2.5}$, K), o que sugere que as emissões de queimada estão alterando a composição da atmosfera em Balbina. Como Balbina apresenta uma área caracterizada predominantemente por uma floresta nativa, as concentrações do aerossol estão sendo alteradas por emissões de queimadas provenientes de transporte à longa distância.

Através da análise elementar de partículas de aerossóis na Amazônia durante a estação chuvosa, um mesmo quadro emerge para várias localidades da Amazônia. A análise de fatores principais, que identifica padrões de similaridade na composição elementar de amostras coletadas, é uma ótima ferramenta para estudar a composição de aerossóis (Artaxo et al., 2002). Em geral obtêm-se 3 fatores principais, sendo um deles associado com partículas de aerossóis do solo, um segundo com a componente fina de aerossóis biogênicos e um terceiro com a componente grossa de aerossóis biogênicos. A componente

Tabela 1a – Concentração ($\text{ng} \cdot \text{m}^{-3}$) de massa, “black carbon” e elementar da fração fina do aerossol na região central da Amazônia, em Balbina, Amazonas. Estas concentrações representam o aerossol natural da Amazônia.

Concentrações de elementos traços em aerossóis em Balbina, Fração fina do aerossol - $\text{PM}_{2.5}$ ($d_p < 2.5 \mu\text{m}$) ($\text{ng} \cdot \text{m}^{-3}$)						
	Período seco		Período chuvoso		Período anual	
	Média	σ	Média	σ	Média	σ
$\text{PM}_{2.5}^{(a)}$	6.21	3.13	2.14	1.25	3.90	3.02
BC	494	257	149	120	298	256
Mg	25.5	13.6	18.5	18.6	22.3	22.6
Al	31.5	31.9	53.3	77.8	46.4	85.2
Si	58.1	71.6	112	175	93.9	187
P	5.71	2.72	4.37	2.34	4.88	2.50
S	310	181	95.3	59.9	188	165
Cl	9.94	8.08	9.82	12.7	10.1	11.7
K	142	87.7	37.0	33.1	82.9	81.9
Ca	12.8	9.40	13.6	15.8	13.6	16.3
Ti	3.41	3.22	4.53	6.16	4.28	6.77
V	1.44	0.91	0.67	0.40	0.81	0.59
Cr	1.63	1.63	1.32	0.78	1.40	1.07
Mn	0.59	0.49	0.85	0.92	0.79	1.04
Fe	20.2	19.4	31.8	46.6	28.5	51.4
Ni	1.11	1.02	0.76	0.73	0.84	0.82
Cu	0.44	0.53	0.53	0.59	0.51	0.60
Zn	1.75	2.91	0.63	0.58	1.13	2.07
Br	2.53	2.38	2.58	1.61	2.53	2.06
Pb	0.36	0.20	0.24	0.14	0.32	0.19

^(a) concentração expressa em $\text{ug} \cdot \text{m}^{-3}$.

Tabela 1b – Concentração ($\text{ng} \cdot \text{m}^{-3}$) de massa, “black carbon” e elementar da fração grossa do aerossol na região central da Amazônia, Balbina.

Concentrações de elementos traços em aerossóis em Balbina, Fração grossa do aerossol CPM ($2.5\mu\text{m} < d_p < 10\mu\text{m}$) ($\text{ng} \cdot \text{m}^{-3}$)						
	Período Seco		Período Chuvoso		Período Anual	
	Média	σ	Média	σ	Média	σ
CPM	6.81	3.11	6.65	4.08	6.93	4.65
BC	54.7	17.2	52.1	29.5	57.9	54.7
Mg	32.9	20.9	28.2	28.4	55.9	353
Al	64.9	99.6	73.4	183	104	503
Si	108	155	156	358	219	144
P	25.1	13.2	33.8	11.6	36.4	147
S	57.9	30.1	39.1	25.7	62.4	314
Cl	85.0	99.5	87.3	130	198	142
K	78.5	30.0	95.1	40.8	113	495
Ca	28.9	22.4	31.2	41.6	45.8	258
Ti	7.39	13.1	8.84	24.2	11.4	47.6
V	1.05	0.63	1.24	1.08	1.12	0.97
Cr	2.47	2.01	2.02	1.66	1.93	1.67
Mn	0.94	0.95	1.24	1.95	1.72	8.17
Fe	45.9	52.2	51.0	119	71.3	334
Ni	0.34	0.37	0.51	0.73	0.76	2.31
Cu	0.35	0.50	0.41	0.78	0.46	1.47
Zn	1.05	0.85	1.06	1.01	1.51	8.73
Br	0.36	0.12	0.41	0.27	1.38	5.14
Pb	0.30	0.14	0.19	0.13	0.29	0.28

fina dos aerossóis está associada ou às emissões de queimadas na estação seca, ou a partículas produzidas a partir de gases biogênicos precursores de partículas (Andreae & Crutzen 1997, Schkolnik et al., 2005). A componente de partículas biogênicas na fração grossa do material particulado tem origem natural, são emitidas diretamente pelas plantas e estas partículas são excelentes núcleos de condensação de nuvens pelo seu tamanho (da ordem de 10 a 20 micrômetros). O fósforo sempre aparece nesta terceira componente biogênica natural.

Outra evidência que se observa no padrão da composição química da atmosfera sobre a Amazônia é a alteração na deposição úmida de carbono. As queimas de biomassa associada às mudanças no uso do solo na Amazônia estão alterando o padrão de deposição de carbono orgânico dissolvido (DOC) (Lara et al., 2001; Artaxo et al., 2003). Na atmosfera, o carbono orgânico pode ser um dos principais componentes do material dissolvido, tanto de origem biogênica como antrópica (Andreae et al., 1990; Lara et al., 2001), além de ser um potencial reagente em algumas reações atmosféricas, como processos fotoquímicos e complexa-

ção de metais traços (Willey et al., 2000). Estudos de remoção de carbono da atmosfera via DOC (dissolved organic carbon) são essenciais para um entendimento dos fluxos de carbono que ocorrem entre a atmosfera e biosfera e, conseqüentemente uma melhor compreensão do ciclo do carbono. Ainda, o poder oxidante da atmosfera global medido pela concentração do radical OH está diminuindo desde a década passada, por razões ainda desconhecidas. A floresta tropical emite compostos orgânicos que são precursores na produção do radical OH. Ácidos orgânicos, como acético, fórmico, oxálico, pirúvico, e metano-sulfônico são os maiores constituintes do DOC em água de chuva e, podem contribuir para o aumento da acidez da precipitação tanto em áreas remotas como em regiões com interferência antrópica (Keene & Galloway, 1984; Avery et al., 2001). Na atmosfera os compostos orgânicos como formaldeído, isopreno, terpenos entre outros podem se oxidar ou sofrer transformações para ácidos orgânicos como, por exemplo, ácidos acético, fórmico, oxálico e pirúvico entre outros (Andreae et al., 1990). As concentrações, deposição e percentual de contribuição para

a acidez da precipitação dos ácidos orgânicos variam de acordo com as condições atmosféricas, potencial de oxidação, e fontes emissoras. Estes compostos orgânicos podem ser emitidos diretamente das fontes poluentes ou podem ser formados na atmosfera através de reações químicas.

As atividades antrópicas que dão origem aos ácidos orgânicos na atmosfera englobam os processos de combustão, tais como a queima de combustíveis fósseis, queima da vegetação e incineração de matéria orgânica (Villanueva-Fierro et al., 2004). A prática de queima de biomassa, como as realizadas na substituição de floresta nativa por pastagens ou agricultura na Amazônia, promove um aporte significativo de compostos orgânicos e de nitrogênio na atmosfera (Lara et al., 2001). Emissões de solo, da vegetação e o metabolismo de microrganismos também constituem as principais fontes naturais destes ácidos para a atmosfera. Os ácidos mais abundantes de origem biogênica são o acético, fórmico, e pirúvico. Partículas de pólen também constituem uma das fontes de ácidos orgânicos no aerossol atmosférico.

Em áreas impactadas da Amazônia (Rondônia), assim como em regiões não perturbadas (Balbina, Amazônia Central), a concentração de DOC (Dissolved Organic Carbon) na água de chuva foi similar para o período seco em ambas regiões, mostrando valores de VWM DOC igual a 182 $\mu\text{M/L}$ para Rondônia, e de 191 $\mu\text{M/L}$ para Balbina (Tabela 2). Estes valores são significativamente maiores que a concentração obtida em regiões industrializadas do estado de São Paulo (bacia do rio Piracicaba), onde também ocorre queima de biomassa durante o período seco (concentração média de VWM DOC = 100 $\mu\text{M/L}$) (Lara et al., 2001). Essa alta concentração de DOC pode estar associada à extensa área de solo exposto em Rondônia, assim como ao grande número de focos de queimadas na região, atingindo também áreas mais conservadas da Amazônia. A deposição de carbono (C) orgânico é, principalmente, influenciada pelo padrão de precipitação, portanto durante o período chuvoso a deposição de C é maior do que durante o período seco na região central da Amazônia. A taxa anual de deposição de C orgânico na região central da Amazônia é de 40 $\text{kg} \cdot \text{C} \cdot \text{ha}^{-1}$.

Os resultados obtidos em Balbina e Rondônia sugerem que emissões diretas são a principal fonte de ácidos orgânicos, principalmente acético e fórmico na precipitação (Tabela 2). No entanto, quando se analisa a variabilidade sazonal de acetato e formato, algumas importantes diferenças emergem entre as estações seca e chuvosa. Acréscimos nas concentrações e na razão F/A (formato/acetato) durante o período seco em Rondônia e Balbina indicam outras possíveis fontes de formato, que podem estar associados à formação fotoquímica de ácido fórmico na atmosfera, devido às altas temperaturas e radiação solar (Hartmann et al., 1991). Ainda, emissões de queimadas também podem estar alterando a concentração dos ácidos

Tabela 2 – Média ponderada de volume da concentração da composição química ($\mu\text{eq/L}$) em água de chuva em Balbina (período seco, chuvoso e anual) e Rondônia (somente período seco).

	Rondônia		Balbina	
	Período		Período	
	Seco	Seco	Chuvoso	Anual
PH	4.6	4.5	4.9	4.8
H ⁺	26.6	29.2	12.7	17.3
Na ⁺	9.4	8.9	2.7	4.5
NH ₄ ⁺	18.5	14.1	2.8	3.5
K ⁺	10.1	3.7	1.3	2.0
Mg ²⁺	3.8	2.8	0.9	1.4
Ca ²⁺	10.8	4.4	1.0	1.8
F ⁻	-	0.6	0.3	0.4
Cl ⁻	18.1	12.5	5.2	7.4
NO ₂ ⁻	1.8	0.2	-	0.1
Br ⁻	3.1	-	-	-
NO ₃ ⁻	15.8	14.9	4.9	7.5
SO ₄ ²⁻	7.3	4.0	1.2	2.0
PO ₄ ³⁻	0.5	0.2	0.1	0.1
HCOO ⁻	4.3	0.8	0.3	0.4
CH ₃ COO ⁻	10.4	9.3	4.9	6.3
MSA	0.4	-	-	-
C ₂ O ₄ ²⁻	0.6	0.3	0.1	0.2
C ₆ H ₅ O ₇ ³⁻	0.1	-	-	-
DEF ^(b)	8.0	22.8	5.0	7.1
DOC ^(c)	182	191 ^a	135 ^a	154 ^a
DIC ^(c)	37.4	73.3	19.3	33.4

^(a) Adaptado de Williams et al., 1997

^(b) DEF = \sum cátions - \sum ânions

^(c) Concentração de DOC e DIC em $\mu\text{M/L}$

orgânicos na região, principalmente em Rondônia, uma vez que emissões diretas de queima de biomassa são conhecidas fontes de ácidos carboxílicos de baixo peso molecular e alta polaridade (Sanhueza et al., 1996). Aumento nas concentrações de ácidos orgânicos pode levar a um acréscimo na acidez da precipitação, com graves conseqüências para os ecossistemas. Considerando que, a maioria dos solos tropicais são altamente intemperizados, relativamente pobres em nutrientes e podem, portanto, ser afetados pela deposição ácida, alterando a ciclagem de C e nutrientes na bacia Amazônica.

Juntamente com carbono e fósforo, outro nutriente essencial para o ecossistema amazônico é o nitrogênio. A conversão de floresta primária para plantações ou pastagem tem induzido a um declínio da produtividade do solo acompanhado de mudanças nos fluxos de gases traço como, por exemplo, óxidos de nitrogênio, acarretando mudanças no ciclo do N no

solo. Por exemplo, solos de pastagens em Rondônia já não são mais limitados por P, como acontece nos rios de floresta, mas sim por N. Ao mesmo tempo, as constantes mudanças no uso do solo estão, também, alterando o padrão de deposição de N. Em Rondônia a deposição de N ($5.7 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$) é, praticamente, o dobro do que em regiões mais preservadas da Amazônia ($2.9 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$) (Tabela 3) e da mesma magnitude da deposição úmida em áreas com forte influência antrópica do Estado de São Paulo ($5.6 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{yr}^{-1}$) (Lara et al., 2001; 2006). Tanto óxidos de nitrogênio, como amônia, são emitidos por processos biológicos no solo e durante as queimadas (Lara et al., 2001; Neff et al., 2001). Estudos realizados durante a campanha SMOCC - 2002, em Rondônia, mostraram como as emissões de queimada interferem na composição e deposição de N (Lara et al., 2006). Há uma correlação positiva ($P < 0.01$) entre a deposição de N-NO_3^- ($r = 0.97$), N-NH_4^+ ($r = 0.99$) e o número de focos de queimada no Estado de Rondônia (Figura 8), o que mostra claramente que as emissões de queimada estão alterando o padrão de deposição de N na região de Rondônia.

Tabela 3 – Deposição úmida (meq/m^2) dos principais compostos na região de Balbina (período seco, chuvoso e anual) e Rondônia (somente período seco).

	Rondônia		Balbina	
	Período		Período	
	Seco	Seco	Chuvoso	Anual
H^+	8.5	13.0	23.0	38.8
Na^+	3.0	4.0	4.9	10.2
NH_4^+	5.9	3.3	5.0	7.9
K^+	3.2	1.6	2.4	4.5
Mg^{2+}	1.2	1.2	1.6	3.1
Ca^{2+}	3.5	2.0	1.8	4.0
Cl^-	5.8	5.6	9.4	16.6
NO_2^-	0.6	0.1	0.1	0.2
NO_3^-	5.1	6.6	8.8	16.9
SO_4^{2-}	2.3	1.8	2.1	4.6
PO_4^{3-}	0.2	0.1	0.1	0.1
HCOO^-	1.4	0.8	0.8	2.6
CH_3COO^-	3.3	4.1	8.8	14.2
$\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$	3.5	0.1	0.2	0.3
DOC ^(a)	58.3	85.3	252	347
DIC ^(a)	12.0	32.6	34.9	75.2

^(a) Deposição de DOC e DIC em mM/m^2 .

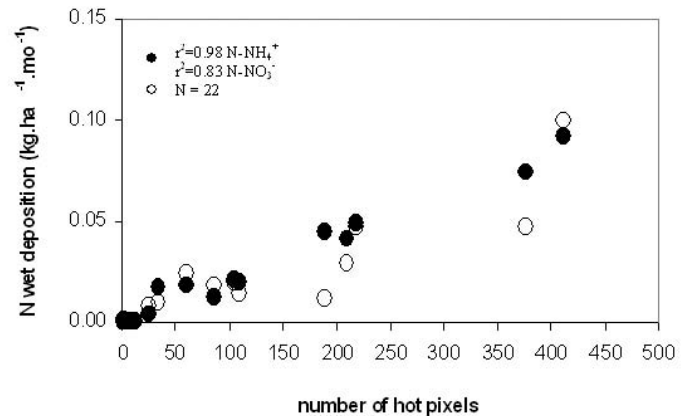


Figura 8 – Correlação entre a deposição úmida de N ($\text{kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mo}^{-1}$) e o número de focos de queimada durante os três meses de coleta em Rondônia, durante a campanha LBA/SMOCC-2002 ($N =$ número de eventos coletados no período).

Durante o período seco, cerca de 56 % da deposição total (úmida e seca) de N é proveniente da deposição úmida (através da chuva), enquanto que 44 % é derivada da deposição seca (aerossol e gases) (Figura 9). Com o aumento da quantidade de precipitação, a contribuição da deposição seca chega ao mínimo de 21 % durante o período chuvoso. A deposição seca de N em Rondônia é dominada por NO_2 e NH_3 , contribuindo, respectivamente, com cerca de 18 e 16 % para a deposição total, durante o período seco. Por outro lado, a deposição seca de HNO_3 e HONO é muito menor, respectivamente da ordem de 2.8 e 1.1 % da deposição total (Figura 9). Aerossóis NH_4^+ e NO_3^- também apresentam pequenas contribuições para a deposição total de N durante o período seco (4.7 e 1.2 %, respectivamente).

A deposição anual total (úmida e seca) de N estimada em Rondônia varia de $7,3$ a $9,8 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1}$, onde $2 - 4,5 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1}$ representa a deposição seca e, aproximadamente, $5,7 \text{ kg} \cdot \text{N} \cdot \text{ha}^{-1}$ representa a deposição úmida. Portanto, a deposição seca contribui com cerca de somente 30 % da deposição total de N. Além do que, ao contrário da deposição de carbono orgânico, a deposição de nitrogênio não segue o mesmo padrão da precipitação, ou seja, a deposição de N está diretamente correlacionada com as emissões de queimadas. As emissões de queimadas não só estão aumentando a deposição de N em regiões impactadas da Amazônia, mas principalmente, mudando a composição da deposição de N, de NO_3^- para NH_4^+ . Enquanto que NO_3^- é a forma predominante na deposição de N em áreas mais preservadas da Amazônia, a deposição de N-NH_4^+ chega a corresponder a até 65% do total de N depositado em áreas impactadas. Como a deposição de N está mudando de uma forma oxidada para outra reduzida, importantes alterações podem ocorrer na química atmosférica e nos ecossistemas aquáticos e terrestres (Krusche et al., 2003). O ciclo do N em ambientes tropicais é diferente de regiões temperadas (Martinelli et al., 1999).

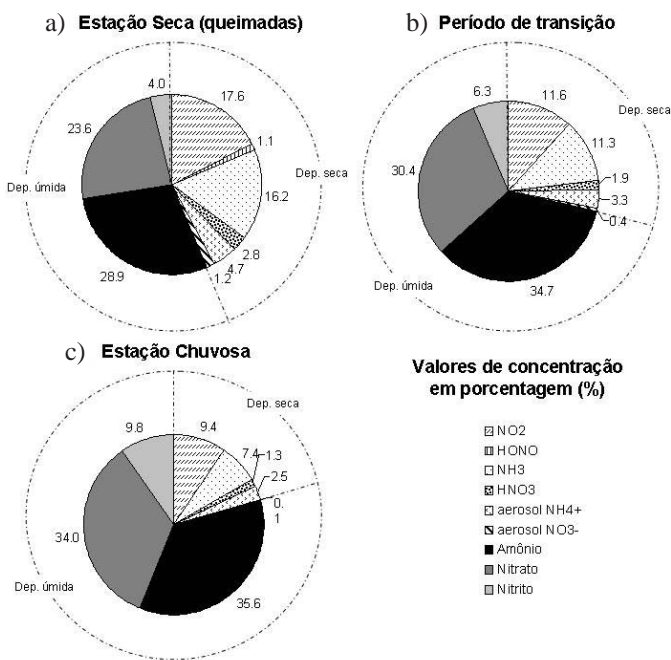


Figura 9 – Contribuição dos compostos de N inorgânico para a deposição total de N para (a) período seco (queima de biomassa), (b) período de transição e (c) período chuvoso em Rondônia, durante a campanha do LBA/SMOCC – 2002.

A principal diferença consiste que os ecossistemas tropicais são mais limitados em P do que em N. Conseqüentemente, a deposição de N provavelmente não afetará a produtividade primária, porém, as conseqüências do aumento na deposição de nitrogênio em ambientes tropicais ainda são incertas.

1.8. Modelagem das emissões, transporte e impacto dos aerossóis de queimadas.

Uma das principais formas de estudar e avaliar as mudanças climáticas induzidas por emissões de queimadas e outras intervenções antrópicas é através de projeções futuras do estado atmosférico incluindo estas perturbações. Estas projeções são obtidas com modelos matemáticos resolvidos numericamente em supercomputadores. Assim, para se obter resultados que sejam fisicamente consistentes, os modelos atmosféricos devem corretamente incorporar as emissões de aerossóis e tratar apropriadamente o transporte e a interação destas emissões com o ambiente. Entretanto, o conhecimento sobre as propriedades das partículas de aerossol e o seu papel na alteração do cenário atmosférico é relativamente recente. Somente nesta última década têm-se assumido a relevância da inclusão de seus efeitos em modelos numéricos atmosféricos para previsão de tempo, clima e qualidade do ar. Esta mudança de posição trouxe um extraordinário aumento não apenas da complexidade, mas, principalmente, das incertezas, ao cenário de mudanças climáticas (Andreae et al., 2004). Por

muito tempo os efeitos bem conhecidos de aquecimento dos gases de efeito estufa eram o ‘personagem’ mais atuante nos modelos de previsão climática. A inclusão dos aerossóis nos modelos atmosféricos traz novos desafios para o desenvolvimento de novas parametrizações que representem apropriadamente os diversos processos através dos quais os aerossóis interagem com os outros elementos atmosféricos. E, antes disso, cresce em importância a necessidade de inventários de emissões de aerossóis com melhor resolução temporal e espacial e medidas de caracterização das partículas cada vez mais acuradas.

Na Figura 10, três inventários de emissões de aerossóis de queimadas para a atmosfera, com diferentes resoluções, são mostrados. Apesar de todos eles apresentarem um mesmo padrão de distribuição espacial das emissões, comparações dos resultados do modelo com observações diretas de partículas de aerossol indicam a alta sensibilidade do modelo ao detalhamento espacial e temporal das emissões. O modelo CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System), operacional no CPTEC/INPE (www.cptec.inpe.br/meio_ambiente), é um modelo numérico de transporte de aerossóis e traçadores atmosféricos acoplado à versão brasileira do modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). O BRAMS/RAMS é um modelo numérico em diferenças finitas desenvolvido para simular os movimentos da atmosfera em várias escalas. O modelo resolve o sistema de equações não-hidrostático totalmente compressível e é equipado com um sistema de múltiplas grades aninhadas que permite a simulação de sistemas de várias escalas espaciais simultaneamente, permitindo a retro-alimentação entre estas, com um sofisticado conjunto de parametrizações físicas para simular os processos governantes da evolução do estado atmosférico. CATT-BRAMS é um modelo 3D Euleriano que prognostica a concentração de poluentes atmosféricos de forma simultânea e totalmente consistente com o estado atmosférico simulado pelo modelo atmosférico.

A inclusão da interação das partículas de aerossol com a radiação de onda curta e onda longa é fundamental para o cálculo realista do balanço de energia (Figura 11). O modelo atmosférico responde à presença do aerossol esfriando a atmosfera nos primeiros 1000 metros, em resposta a atenuação da radiação solar que chega à superfície; e aquecendo-a nos níveis superiores, por causa da absorção da radiação solar pelas partículas em suspensão na atmosfera. As diferenças de temperaturas previstas associadas com a presença das partículas de aerossol de fumaça podem chegar a 2 °C negativos, próximo à superfície, e positivos na metade superior da camada limite planetária (CLP). A resposta do modelo indica que a formação de nuvens convectivas e precipitantes pode ser alterada em função do efeito direto do aerossol, sendo importante sua consideração mesmo na escala de previsão de tempo.

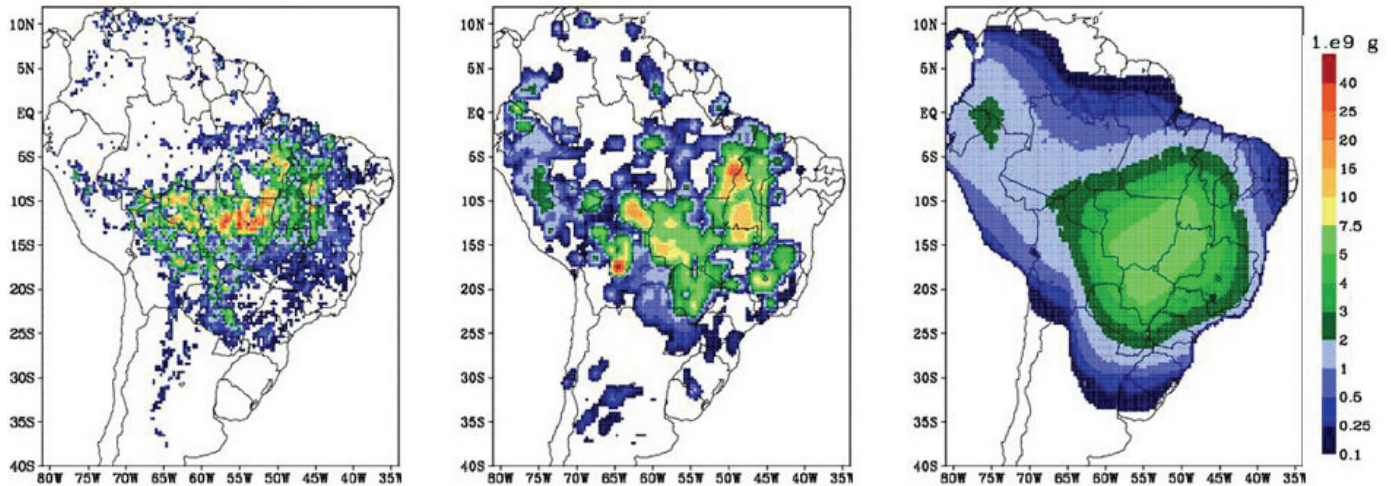


Figura 10 – Três diferentes inventários de emissões de queimadas (CO em 10^3 ton), com diferentes resoluções espacial e temporal, integrado para o mês de setembro de 2002. (a) refere-se ao BFEMO (Brazilian Fire Emission Model), (b) ao trabalho de Duncan et al. (2003) e (c) ao produto da base de dados EDGAR 3.2.

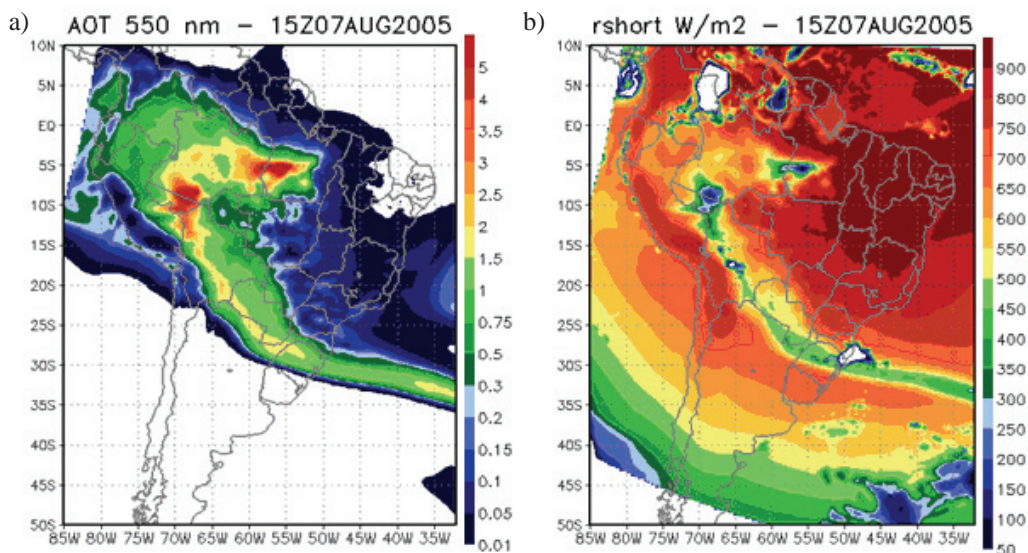


Figura 11 – Simulação da pluma de fumaça sobre a América do Sul para às 1500Z do dia 07/08/2005. (a) apresenta a espessura ótica do aerossol de queimadas simulado enquanto que, (b) aparece a radiação solar em superfície.

A Figura 12 apresenta alguns resultados de duas simulações realizadas para o ano de 2002 sobre o sítio experimental ABRACOS em Rondônia. Em ambas as simulações, aerossóis de queimadas são emitidos para a atmosfera, porém em uma delas o efeito destes na transferência radiativa não é considerado. O período mostrado compreende os dias 20 a 22 de setembro os quais foram marcados por forte presença de fumaça com o AOT (550 nm) chegando a 2,8 (Figura 12a). Neste caso, o efeito na temperatura da superfície, mostrado na Figura 12b, aparece com a atmosfera apresentando máximas com 1°C a menos (dados em

vermelho). Contudo não aparecem diferenças significantes nas temperaturas mínimas. Considerando os aerossóis, a umidade relativa (Figura 12c) no final da tarde é ligeiramente superior, isto se deve ao fato da atmosfera estar mais fria e mais estável. O efeito no balanço de energia aparece nas Figuras 12 d, e, f em termos da radiação de onda curta em superfície, fluxo de calor latente e de calor sensível, respectivamente. Para o período de máximo AOT, a redução na radiação de onda curta é aproximadamente 40%, o que impacta diretamente os fluxos de calor latente e sensível.

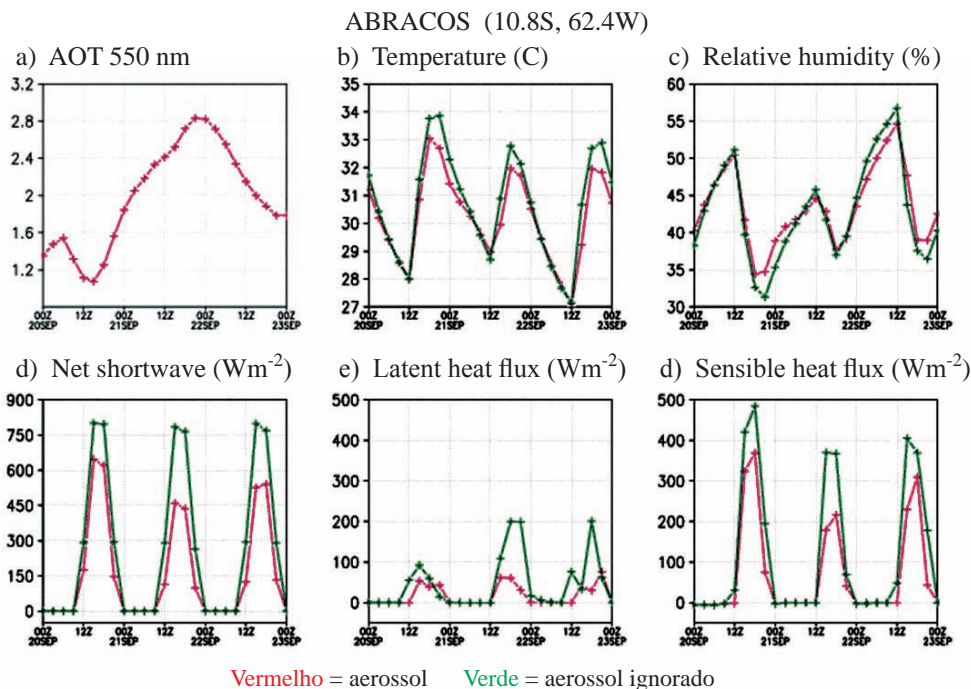


Figura 12 – O efeito direto do aerossol em propriedades termodinâmicas e no balanço de energia simulado pelo sistema CATT-BRAMS para o sítio ABRACOS nos dias 20 a 22 de setembro de 2002. Cores vermelhas representam os resultados da simulação considerando o aerossol no cálculo de transferência radiativa, em verde os aerossóis são ignorados.

2. CONCLUSÕES

Atualmente, temos um conhecimento incompleto de como a Amazônia se comporta como um sistema ambiental integrado e como seus vários ecossistemas respondem à intervenção antrópica. Até 1998, existiam alguns estudos quantitativos dos efeitos ambientais de grande escala resultantes do desmatamento na Amazônia, os quais simplesmente extrapolavam os resultados de estudos de um único ou de poucos pontos para toda a bacia, com pouca consideração de suas diferentes zonas ecológicas, hidrológicas e climáticas. Com o início do Experimento LBA, novos conhecimentos começaram a ser acumulados ao longo dos diversos gradientes estudados. Novas informações estão sendo geradas nas várias áreas de conhecimento abrangidas pelo referido projeto, no entanto este conhecimento recente carece de uma sistematização e de uma visão mais integrada.

A composição e a estrutura da atmosfera amazônica estão sofrendo mudanças significativas devido a alterações no uso de solo em algumas áreas da Amazônia. Alterações importantes na concentração de partículas de aerossóis e na concentração de vários gases traço ocorrem como decorrência das emissões de queimadas. Estas alterações ocorrem desde a escala local até milhares de quilômetros longe das regiões de emissões. O ciclo hidrológico pode estar se alterando devido à emissão de grandes quantidades de partículas que atuam como núcleos

de condensação de nuvens, e propriedades de micro-física de nuvens estão sendo alteradas. Possivelmente, estas alterações na micro-física de nuvens podem estar alterando o padrão de precipitação na região. A ocorrência de nuvens altas, e a supressão da formação de nuvens rasas estão ocorrendo em algumas áreas. As mudanças de uso de solo também estão afetando as emissões de gases biogênicos que participam dos processos de formação de partículas e nuvens. Fortes alterações no balanço radiativo atmosférico podem estar afetando a assimilação de carbono pelo ecossistema, com alterações na produtividade primária da floresta em largas áreas. Ainda, presume-se que as alterações dos ciclos da água, energia solar, carbono, nitrogênio e nutrientes, resultantes da mudança no uso e cobertura do solo na Amazônia possam acarretar conseqüências climáticas e ambientais em escalas local, regional e global. O conjunto destas fortes alterações em processos atmosféricos críticos para a saúde do ecossistema indica que mudanças de uso de solo vão além somente da troca de floresta por áreas de pastagem e cultivo, mas apontam para mudanças ambientais mais profundas com efeitos no ecossistema amazônico e possivelmente no clima de outras regiões do Brasil. A fim de entender essas conseqüências e atenuar seus efeitos negativos, tornou-se necessário um melhor conhecimento, tanto das florestas nativas quanto da vegetação secundária e outras formas de uso da terra. Portanto, o uso sustentável de florestas na Amazônia deve basear-se em um sólido conhecimento científico da estrutura e funcionamento do

ecossistema. Novas práticas somente serão bem sucedidas se seus métodos e objetivos considerarem os fatores e as demandas ambientais. O entendimento do funcionamento dos ecossistemas naturais proporcionará o discernimento necessário à concepção de sistemas de manejo sustentáveis, os quais poderão emular as adaptações biológicas que se desenvolveram nas condições ambientais particulares da Amazônia.

3. AGRADECIMENTOS

Agradecemos o apoio da FAPESP e do CNPq/PADCT pelo suporte ao Instituto do Milênio do Experimento LBA. Agradecemos a M. O. Andreae, Alex Guenther, Daniel Rosenfeld, Brent Holben, Steven Wofsy, Bill Munger e um número grande de pesquisadores brasileiros e estrangeiros atuantes no LBA, que estão contribuindo para o entendimento dos processos críticos que regulam a composição da atmosfera Amazônica e seus efeitos no ecossistema. Agradecemos também a contribuição dada por técnicos e alunos de várias instituições participantes do LBA, sem os quais este trabalho não poderia ter sido realizado.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREAE, M.O.; TALBOT, R.W.; LI, S. Atmospheric measurements of pyruvic and formic acids. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 6635-6641, 1990.
- ANDREAE, M. O.; CRUTZEN, P. J. Atmospheric aerosols: biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. **Science**, v. 276, p.1.052-1.058, 1997.
- ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; FISCHER, H.; FREITAS, S. R. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. **Geophysical Research Letters**, v.28, n.6, p.951-954, 2001.
- ANDREAE, M.O.; ALMEIDA, S. S. DE; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F. E.; CICCIOLO, P.; CULF, A.; ESTEVES, J. L.; GASH, J.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A. O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A.; NOBRE, C.; RUIVO, M. A. DE L.; SILVA-DIAS, M. A. F.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; JOUANNE, J. VON; WATERLOO, M. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.8.066 – 8.091, 2002. doi:10.1029/2001JD000524.
- ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; P. ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v.303, p.1342-1345, 2004.
- ARTAXO, P.; STORMS, H.; BRUYNSEELS, F.; VAN GRIEKEN, R.; MAENHAUT, W. - Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v.93, p.1605-1615, 1988.
- ARTAXO, P.; MAENHAUT, W.; STORMS, H.; VAN GRIEKEN, R. Aerosol characteristics and sources for the Amazon basin during the wet season, **Journal of Geophysical Research**, v.95, nD10, p.16.971-16.985, 1990.
- ARTAXO, P.; GERAB, F.; YAMASOE, M.A.; MARTINS, J.V. Fine Mode Aerosol Composition in Three Long Term Atmospheric Monitoring Sampling Stations in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.D11, p.22.857-22.868, 1994.
- ARTAXO, P.; HANSSON, H-C. Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. **Atmospheric Environment**, v.29, n.3, p.393-402, 1994.
- ARTAXO, P.; FERNANDES, E. T.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; HOBBS, P. V.; MAENHAUT, W.; LONGO, K. M.; CASTANHO, A. Large Scale Aerosol Source Apportionment in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D24, p.31.837-31.848, 1998.
- ARTAXO, P. The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin, In: MCCLAIN, M. E.; VICTÓRIA, R. L.; RICHEY, J.E. (Eds). **The biogeochemistry of the Amazon basin**. Oxford University Press, p.42-52, 2001.
- ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; CORDOVA, A. M. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.8.081–8.095, 2002. doi:10.1029/2001JD000666.
- ARTAXO, P.; LARA, L.L.; PAULIQUEVIS, T.M. Dry and wet deposition in Amazonia: from natural biogenic aerosols to biomass burning impacts. **IGAC Newsletter**, v.27, p.12-16, 2003a.

- ARTAXO, P.; SILVA-DIAS, M. A. F.; ANDREAE, M. O. O mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific American Brasil**, v.1, n.11, p.38-45, 2003b.
- AVERY, G.; TANG, Y.; KIEBER, R.J.; WILLEY, J. Impact of recent urbanization on formic and acetic concentrations in Coastal North Carolina rainwater. **Atmospheric Environment**, v.35, p.3353-3359, 2001
- CHADWICK, O.A.; DERRY, L.A.; VITOUSEK, P.M.; HUEBERT, B.J.; HEDIN, L.O. Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. **Nature**, v.397, p.491-497, 1999.
- CLAEYS, M.; GRAHAM, B.; VAS, G.; WANG, W.; VERMEYLEN, R.; PASHYNSKA, V.; CAFMEYER, J.; GUYON, P.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; MAENHAUT W. Formation of secondary organic aerosols through photo-oxidation of isoprene. **Science**, v.303, p.1.173–1.176, 2004.
- CORREIA, A.L.; CASTANHO, A.D.A.; MARTINS, J.V.; LONGO, K.; YAMASOE, M.; ARTAXO, P. Inferência de Aerossóis. In: RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. (Org.). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, Bookimage, ISBN 85-8739329-4, p.297-314, 2006.
- ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; REID, J. S.; O'NEILL, N. T.; SCHAFFER, J.; DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; YAMASOE, M.A.; ARTAXO, P. High aerosol optical depth biomass burning events: a comparison of optical properties for different source regions. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.20, p.2.035-2.048, 2004. doi: 10.1029/2003GL017861.
- FEITAS, S.R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M.; ARTAXO, P. Numerical modelling of air mass trajectories from the biomass burning areas of the Amazon basin. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.68, p.193-206, 1997.
- FREITAS, S. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; LONGO, K. M.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; FISCHER, H. A convective kinematic trajectory technique for low resolution atmospheric models. **Journal of Geophysical Research**, v.105, n.D19, p.24.375-24.386, 2000.
- FREITAS, S.R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A.F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; RECUERO, F. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v.5, n.1, p.135-167, 2005. doi: 10.1007/s10652-005-0243-7.
- GUENTHER, A.; HEWITT, C. N.; ERICKSON, D.; FALL, R.; GERON, C. A global model of natural volatile organic compound emissions. **Journal of Geophysical Research**, v.100, p.8873-8892, 1995.
- GUYON, P.; GRAHAM, B.; ROBERTS, G. C.; MAYOL-BRACERO, O. L.; MAENHAUT, W.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. **Atmospheric Environment**, v.38, n.7, p.1.039-1.051, 2004.
- GUYON, P.; FRANK, G.; WELLING, M.; CHAND, D.; ARTAXO, P.; NISHIOKA, G.; RIZZO, L. V.; LLOYD, J.; KOLLE, O.; SILVA DIAS, M. A. F.; GATTI, L. V.; CORDOVA, A. M.; ANDREAE, M. O. Airborne measurements of trace gases and aerosol particles emissions from biomass burning in Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v.5, p.2.791-2.831, 2005.
- GU, L.; BALDOCCHI, D. D.; VERMA, S. B.; BLACK, T. A.; VESALA, T.; FALGE, E. M.; DOWTY, P. R. Advantage of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity. **Journal of Geophysical Research**, 107 (D6), doi:10.1029/2001JD001242, 2002.
- GU, L.; BALDOCCHI, D. D.; WOFSY, S. C.; MUNGER, J.W.; MICHALSKY, J.J.; SHAWN, P. URBANSKI, THOMAS A. Boden. Response of deciduous forest to the Mont Pinatubo eruption: enhanced photosynthesis. **Science**, 299: 2035-2038 [DOI: 10.1126/science.1078366] 2003.
- HARTMANN, W.R.; SANTANA, M.; HERMOSO, M.; ANDREA, M.O.; SANHUEZA, E. Diurnal cycles of formic and acetic acids in the northern part of Guyana shield, Venezuela. **Journal of Atmospheric Chemistry**, v.13, p.63-72, 1991.
- HOLBEN, B.N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; TANRE, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; SMIRNOV, A. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. **Remote Sensing of the Environment**, v.66, p.1–16, 1998.

- HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.J.; DAI, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C.A. **IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Third Assessment Report: Climate Change 2001: The Scientific Basis**. Cambridge, Cambridge University Press, 2001.
- KAUFMAN, Y.J., NAKAJIMA, T. Effect of Amazon Smoke on Cloud Microphysics and Albedo - Analysis from Satellite Imagery. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, p.729-744, 1993.
- KAUFMAN, Y.J.; TANRÉ, D.; REMER, L.A.; VERMOTE, E.; CHU, A.; HOLBEN, B.N. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p17051-17067, 1997a.
- KAUFMAN, Y.J.; WALD, A.E.; REMER, L.A.; GAO, B.-C.; LI, R.-R.; FLYNN, L. The MODIS 2.1 mm Channel - Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, p.1286-1298, 1997b.
- KAUFMAN, Y.J.; HOBBS, P.V.; KIRCHHOFF, V.W.J.; ARTAXO, P.; REMER, L.A.; HOLBEN, B.N.; KING, M.D.; WARD, D.E.; PRINS, E.M.; LONGO, K.M.; MATTOS, L.M.; NOBRE, C.A.; SPINHIRNE, J.D.; JI, Q.; THOMPSON, A.M.; GLEASON, J.F.; CHRISTOPHER, S.A.; TSAY, S.C. Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D24, p.31783-31808, 1998.
- KEENE, W.C., GALLOWAY, J.N. Organic acidity in precipitation of North America. **Atmospheric Environment**, v.18, p.2491-2497, 1984.
- KESSELMEIER, J.; KUHN, U.; WOLF, A.; ANDREAE, M. O.; CICCIOLO, P.; BRANCALEONI, E.; FRATTONI, M.; GUENTHER, A.; GREENBERG, J.; VASCONCELLOS, P. C.; OLIVA, T.; TAVARES, T.; ARTAXO, P. Atmospheric volatile organic compounds (VOC) at a remote tropical forest site in central Amazônia. **Atmospheric Environment**, v.34, p.4063-4072, 2000.
- KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Science**, v.303, p.1342-1345, 2004.
- KRUSCHE, A.; CAMARGO, P.B.; CERRI, C.E.; BALLESTER, M.V.; LARA, L.B.L.S.; VICTORIA, R.L.; MARTINELLI, L.A. Acid rain and nitrogen deposition in a sub-tropical watershed (Piracicaba): ecosystems consequences. **Environmental Pollution**, v.121, n.3, p.389-399, 2002.
- LARA, L.B.L.S.; ARTAXO, P.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; CAMARGO, P. B.; KRUSCHE, A.; AYERS, G.; FERRAZ, E. S. B. Chemical composition of rainwater and land use changes in Piracicaba river basin: Southeast Brazil. **Atmospheric Environment**, v.35, p.4.937-4.945, 2001.
- LARA, L.L.; HOLLAND, E.A.; ARTAXO, P.; CAMARGO, P.B.; MARTINELLI, L.A. Land use and expanding industrialization are changing nitrogen deposition in Brazil. **Biogeochemistry** (in press). 2006.
- LIOUSSE, C.; CACHIER, H.; GRÉGOIRE, J.M.; PENNER, J.; LAVOUÉ, D.; HOBBS, P.; SCHOLE, M.; BARBOSA, P.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Deriving global quantitative estimates for spatial and temporal distributions of biomass burning emissions. In: GRANIER, C.; ARTAXO, P.; REEVES, C. (eds). **Emissions of trace gases and aerosols into the atmosphere**, London, Kluwer Academic Publishers, 2004, ISBN: 1-4020-2166-6.
- MARTINELLI, L.A.; PICCOLO M.C.; TOWNSEND A.R.; VITOUSEK P.M.; CUEVAS E.; MCDOWELL W.; ROBERTSON G.P.; SANTOS O.C.; TRESEDER K. Nitrogen stable isotopic composition of leaves and soil: Tropical versus temperate forests. **Biogeochemistry**, v.46, p.45-65, 1999.
- MARTINS, J. V.; ARTAXO, P.; LIOUSSE, C.; REID, J. S.; HOBBS, P. V.; KAUFMAN, Y. J. Effects of black carbon content, particle size and mixing on light absorption by aerosol particles from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D24, p.32.041-32.050, 1998.
- NEFF, J. C., M. KELLER, E. HOLLAND, A. WEITZ, E. VELDKAMP. 1996. **Journal of Geophysical Research**, 100(D12), 25913-25922, doi: 10.1029/95JD02027, 1995.
- NEPSTAD, D.C.; CARVALHO, G.; BARROS, A.C.; ALENCAR, A.; CAPOBIANCO, J.P.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; SILVA JR, U.L.; PRINS, E. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v.154, n.3, p.395-407, 2001.

- NOBRE, C. A.; LUIZÃO, F.; VICTORIA, R.L.; SILVA DIAS, P.L.; SILVA DIAS, M.A.F.; ARTAXO, P. The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). LBA - Plano experimental conciso. INPE, Cachoeira Paulista, SP, Brazil. 1996.
- OKIN, G. S.; MAHOWALD, N.; CHADWICK, O. A.; ARTAXO, P. Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems. **Global Biogeochemical Cycles**, v.18, 2004. doi:10.1029/2003GB002145.
- PROCOPIO, A. S.; REMER, L. A.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; HOLBEN, B. N. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.24, p.2.265–2.270, 2003. doi: 10.1029/2003GL018063.
- PROCÓPIO, A. S.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N. Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, 31, L03108–L03112, 2004. doi:10.1029/2003GL018646.
- PRODES - Programa de desmatamento da Amazônia – Monitoramento da Floresta amazônica por satélite, INPE/IBAMA, 2005
- REMER, L.A.; KAUFMAN, Y.J.; TANRÉ, D.; MATOO, S.; CHU, D.A.; MARTINS, J.V.; LI, R.-R.; ICHOKU, C.; LEVY, R.C.; KLEIDMAN, R.G.; ECK, T.F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B.N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, (CLAMS Special Section), p.947-973, 2005.
- RICCHIAZZI, P. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p.2.101-2.114, 1998.
- RISSLER, J.; SWIETLICKI, E.; ZHOU, J.; GATTI, L. V.; ROBERTS, G.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Physical properties of the sub-micrometer aerosol over the Amazon rain forest during the wet-to-dry season transition – Comparison of modeled and measured CCN concentrations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.4, p.2.119-2.143, 2004.
- ROBERTS, G. C.; ANDREAE, M. O.; ZHOU, J.; ARTAXO, P. Cloud condensation nuclei in the Amazon basin: “marine conditions over a continent? **Geophysical Research Letters**, v.28, n.14, p.2.807-2.810, 2001.
- ROBERTS, G.C.; ARTAXO, P.; ZHOU, J.; SWIETLICKI, E.; ANDREAE, M. O. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, 107, D20, p.8.070-8.088, 2002. doi:10.1029/2001JD000583.
- ROSENFELD, D. TRMM Observed First Direct Evidence of Smoke from Forest Fires Inhibiting Rainfall. **Geophysical Research Letters**, 26, 20, 3.105-3.108, 1999.
- ROSENFELD, D. Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. **Science**, v.287, p.1.793-1.796, 2000.
- SANHUEZA, E.; FIGUEROA, L.; SANTANA, M. Atmospheric formic and acetic acids in Venezuela. **Atmospheric Environment**, v.30, p.1861-1873, 1996.
- SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.8074, 2002. doi:10.1029/2001JD000428.
- SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A.J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L.; ALVALÁ, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. V. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region, **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.8.072-8.092, 2002. doi:10.1029/2001JD000335.
- SILVA DIAS, M.A.F.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Aerosols impact clouds in the Amazon Basin. **GEWEX Newsletter**, v.14, n.4, p.4-6, 2004.
- TANRÉ, D.; KAUFMAN, Y.J.; HERMAN, M.; MATTOO, S. Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.16971-16988, 1997.
- VILLANUEVA-FERRO, I.; POPP, C. J.; MARTÍN, R. S. Biogenic and ambient concentrations of hydrocarbons, carbonyl compounds and organic acids from ponderosa pine and cottonwood trees at rural and forested sites in Central New México. **Atmospheric Environment**, v.38, p.249-260, 2004.

- WIEDINMYER, C.; GUENTHER, A.; HARLEY, P.; HEWITT, N.; GERON, C.; ARTAXO, P.; STEINBRECHER, R.; RASMUSSEN, R. Global Organic Emissions from Vegetation. In: GRANIER, G.; ARTAXO, P.; REEVES, C.; (eds). **Emissions of trace gases and aerosols into the atmosphere**, London, Kluwer Academic Publishers, 2004. ISBN: 1-4020-2166-6.
- WILLEY, J.D.; KIEBER, R.J.; EYMAN, M.S.; AVERY, G.B. Rainwater dissolved organic carbon: Concentrations and global flux. **Global Biogeochemical cycles**, v.14, n.1, p.139-148, 2000.
- YAMASOE, M. A.; KAUFMAN, Y. J.; DUBOVIK, O.; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; ARTAXO, P. Retrieval of the real part of the refractive index of aerosols from sun/sky radiometers during SCAR-B. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.D24, p.31893-31902, 1998.
- YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P.; MIGUEL, A. H.; ALLEN, A. G. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of biomass burning in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. **Atmospheric Environment**, v.34, p.1.641-1.653, 2000.
- ZHOU, J.; SWIETLICKI, E.; HANSSON, H. C.; ARTAXO, P. Sub-micrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season, **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, p.8.055-8.065, 2002. doi:10.1029/2000JD000203.