

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE**

**AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES ÓPTICAS DOS AEROSSÓIS
NA ATMOSFERA DE CUIABÁ COM BASE NA REDE
AERONET**

CARLOS CÉSAR WYREPKOWSKI

ORIENTADOR: PROF. DR. ALFREDO JORGE

CUIABÁ-MT, FEVEREIRO DE 2008.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE**

**AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES ÓPTICAS DOS AEROSSÓIS
NA ATMOSFERA DE CUIABÁ COM BASE NA REDE
AERONET**

CARLOS CÉSAR WYREPKOWSKI

**Dissertação apresentada ao programa de
Pós-graduação em Física e Meio Ambiente
da Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Mestre em Física e Meio
Ambiente.**

ORIENTADOR: PROF. DR. ALFREDO JORGE

CUIABÁ-MT, FEVEREIRO DE 2008.

DEDICATÓRIA

*A Deus pela vida,
a minha esposa Giovana,
aos meus filhos Arthur e Augusto,
aos meus pais Sergio e Tereza e toda minha família.*

AGRADECIMENTOS

- Primeiramente agradeço a minha esposa Giovana Käfer e a minha mãe Tereza Wyrepkowski, pois sem o incentivo delas não estaria aqui;
- Ao Prof. Dr. Alfredo Jorge, pela orientação, ensinamentos, apoio e amizade, fatores que contribuíram para a realização deste trabalho;
- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira (PARANÁ), pelos conselhos, apoio e amizade;
- Ao Prof. Dr. Paulo Artaxo (USP) por ter cedido os dados de aerossóis da rede AERONET (NASA);
- Ao Prof. Msc. Ojeda pelas discussões, trabalhos em conjunto e amizade;
- Ao Prof. e colega Élzio Pacheco pelas caronas, companheirismo e grande amizade;
- Aos professores do Mestrado, pelos ensinamentos;
- Aos amigos que conheci no mestrado: Ângela, Márcio, Adriana, Vaniomar, Osvaldo, Alexandra, Ivani, Aldecy, Elisa, Caju, Francieli, Marcelo e Flávia.
- Aos meus pais Sergio e Tereza e aos pais de minha esposa Irio e Noeli que nunca faltaram com o devido apoio para realização deste trabalho;
- A CAPES pelo auxílio financeiro;
- Agradeço a todos que auxiliaram direta ou indiretamente para que este trabalho se concretizasse.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE**

FOLHA DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: AVALIAÇÃO DAS PROPRIEDADES ÓPTICAS DOS AEROSSÓIS NA
ATMOSFERA DE CUIABÁ COM BASE NA REDE AERONET**

AUTOR: CARLOS CÉSAR WYREPKOWSKI

Dissertação defendida e aprovada em 28 de fevereiro de 2008, pela comissão julgadora:

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Jorge (UFMT)

Prof. Dr. José de Souza Nogueira (UFMT)

Prof. Dr. Clóvis Lasta Fritzen (UFMS)

Prof^a. Dr^a. Marta Cristina de Jesus Albuquerque Nogueira (Suplente-UFMT)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iii
LISTA DE EQUAÇÕES.....	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 A ATMOSFERA	5
2.2 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO MATO-GROSSENSE	7
2.3 CERRADO	8
2.4 FATORES AMBIENTAIS E QUEIMADAS	10
2.5 A QUEIMA DE BIOMASSA NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	11
2.6 AS PARTÍCULAS DE AEROSSOIS ATMOSFÉRICOS E A FORÇANTE RADIOATIVA 15	
2.7 PROPRIEDADES RADIATIVAS DOS AEROSSÓIS	19
3 MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1 LOCAL DE ESTUDO.....	23
3.2 AERONET	25
3.2.1 O Radiômetro espectral solar e celeste	26
3.2.2 As Medidas	28
3.2.3 Acurácia das propriedades dos aerossóis obtida pelo radiômetro.....	31
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	33
4.1 AS MEDIDAS DA AERONET.....	34
4.2 AEROSSOL DE QUEIMADAS	41
5 CONCLUSÕES	51
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	53

7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54
---	---------------------------------	----

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1- Mapa de localização da bacia amazônica na América do Sul. FONTE: MISSÃO PAZ.....	1
FIGURA 2- Mapa de localização da Amazônia Legal no território brasileiro. FONTE: DONIZETTI.....	2
FIGURA 3- Limites de altura de separação das camadas da atmosfera, temperatura e pressão. FONTE: MSPC.....	5
FIGURA 4 - Mapa de ilustração dos ecossistemas predominantes no Estado de Mato Grosso. FONTE: ALMEIDA FILHO.....	8
FIGURA 5 – Gráfico demonstrativo do Ranking dos 10 Estados que lideraram em número de focos de calor no país em 2004. FONTE: INPE14	
FIGURA 6 - Gráfico demonstrativo de focos de calor em Mato Grosso - 2001 a 2006. FONTE: IBAMA/PREVFOGO e INPE.....	14
FIGURA 7- Estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico de 1750 até 2000. FONTE: IPCC (2001).....	18
FIGURA 8- Mapa de localização da cidade de Cuiabá (16° S; 56° W), situada ao sul da Bacia Amazônica numa região de cerrado no Estado de Mato Grosso, Brasil. FONTE: ALMEIDA FILHO.....	23
FIGURA 9– Precipitação mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2006.....	24
FIGURA 10 – Radiômetro espectral, robô e painéis solares.....	27
FIGURA 11 - Média mensal da quantidade de vapor d'água precipitável (cm) em Cuiabá, entre março de 2001 e novembro de 2006.....	34
FIGURA 12 - Média mensal da profundidade óptica do aerossol (500 nm) em Cuiabá, entre março de 2001 e novembro de 2006.....	35
FIGURA 13 - Dependência espectral da profundidade óptica do aerossol, março de 2001 e novembro de 2006.....	36
FIGURA 14 - Séries temporais das médias diárias da espessura óptica dos aerossóis (AOD), em 500 nm, e do vapor d'água precipitável (cm).....	37
FIGURA 15- Coeficiente de Ångström, calculado com os valores de AOD obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440 nm e 870 nm.....	39

FIGURA 16 - Média mensal da profundidade óptica do aerossol (500 nm) nas frações fina e grossa dos aerossóis em Cuiabá.....	39
FIGURA 17 - Coeficiente de Ångström, calculado com os valores de AOD obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440 nm e 870 nm, em função de AOD 500 nm.....	40
FIGURA 18 – Médias e desvios padrão das profundidades ópticas dos aerossóis no comprimento de onda 500 nm, durante a estação seca nos anos de 2001 a 2006.....	45
FIGURA 19 - Médias das profundidades ópticas dos aerossóis no comprimento de onda 500 nm, durante a estação de queimadas nos anos de 2001 a 2006.....	46
FIGURA 20 – Frequência de ocorrência (%) do Coeficiente de Ångström e da Profundidade óptica do Aerossol (AOD 500 nm).....	49

LISTA DE TABELAS

TABELA 1- Médias mensais da radiação solar global ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$) no período de 2001 a 2006.	25
TABELA 2 - Valores médios mensais e respectivos desvios de propriedades ópticas estudadas.	41

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1	29
Equação 2	30
Equação 3	30
Equação 4	31

RESUMO

WYREPKOWSKI, C. C. **Avaliação das Propriedades Ópticas dos Aerossóis na Atmosfera de Cuiabá com base na Rede AERONET.** Cuiabá, 2007. 73f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal do Estado de Mato Grosso.

A AERONET (*Aerosol Robotic Network*) é uma rede mundial de radiômetros para o monitoramento de aerossóis, e possui radiômetros em situação ativa na região amazônica. Um dos quais, na cidade de Cuiabá (16° S, 56° W e altitude de 175 m), localizada no cerrado brasileiro, sul da floresta tropical da bacia amazônica. O objetivo deste trabalho foi avaliar as propriedades ópticas do aerossol obtidas através da AERONET, neste local. O período de avaliação das propriedades ópticas foi de Março de 2001 a Novembro de 2006. Apresentam-se as médias mensais de espessura óptica do aerossol (AOD), albedo de espalhamento único (SSA), fator de assimetria (g), índice de refração complexo ($n + k$), coeficiente de Ångström e água precipitável, além de médias sazonais (estação seca e chuvosa) para o parâmetro AOD. Mostram-se também os valores de profundidade óptica e coeficiente de Ångström para o período afetado pelas queimadas na região. As médias de AOD apresentam valores mensais próximos de 0,26 durante a estação chuvosa e 0,37 na estação seca, passando rapidamente para valores em torno de 0,51 no período de queimadas. O valor do coeficiente de Ångström encontrado durante a estação de queimadas foi de 1,41. Os resultados fornecem detalhada caracterização do aerossol da região cuiabana, oferecendo parâmetros importantes que podem contribuir para o aperfeiçoamento de modelos numéricos regionais de previsão de tempo e estudos climáticos.

Palavras-chave: Propriedades ópticas dos aerossóis, AERONET, cerrado, queimadas.

ABSTRACT

WYREPKOWSKI, C. C. **Evaluation of the Aerosol Optical Properties in Cuiabá Atmospheric with base in AERONET.** Cuiabá, 2007. 73 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio ambiente) – Universidade Federal do Estado de Mato Grosso.

AERONET (*Aerosol Robotic Network*) is a global sun/sky radiometer network for aerosol monitoring, with active measurement sites in the Amazon region. An among which at Cuiabá (16° S, 56° W and 175 m altitude) in the Brazilian savanna, south of the Amazon basin rain forest. The objective of this work was to evaluate the aerosol optical properties obtained at these AERONET sites. The period of evaluation of the optical properties from March 2001 until November 2006. Present monthly averages of parameters as aerosol optical depth (AOD), single scattering albedo (SSA) asymmetry factor (g), complex refraction index ($n + k$), Ångström coefficient, and precipitable water, above seasonal averages (season dry and wet) for AOD parameter. Also present the values optical depth and Ångström coefficient for the period of the biomass burning affected in area. AOD averages presented values around 0,26 during wet and 0,37 dry seasons, changing rapidly to values around 0,51 of the biomass burning season. The Ångström coefficient value during the biomass burning season was 1,41. The results in this work allow for a detailed optical characterization of atmospheric aerosols over the Cuiaba region, supplying important parameters that can be contribute for the enhancement of regional numerical models for weather forecast and climate studies.

Keywords: Aerosol optical properties, AERONET, savanna, biomass burning.

1 INTRODUÇÃO

As atividades antropogênicas vêm modificando extensivamente o funcionamento de vários ecossistemas pelo mundo, que na maioria das vezes incluem exploração dos recursos naturais, transformações agrícolas e desenvolvimento urbano e industrial. Estas modificações que estão rapidamente acontecendo na face da Terra podem ser vistas com bastante clareza na região tropical, em particular na Região Amazônica, que vem sofrendo com o intenso desflorestamento e queimadas em valores percentuais sem precedentes, cujos efeitos são visualmente destruidores.

A Bacia Amazônica está localizada na Região Tropical da América do Sul e tem uma área extensa, estimada em 6,3 milhões de km², abrangendo os países do Brasil, Bolívia, Colômbia, Equador e Peru (figura 1), sendo que aproximadamente 88% está localizada em território brasileiro e constitui 40% da área florestal tropical restante do mundo, assumindo um papel fundamental na manutenção da biodiversidade, no ciclo hidrológico, no clima regional bem como reservatório global de carbono.



FIGURA 1- Mapa de localização da bacia amazônica na América do Sul. **FONTE:** MISSÃO PAZ.

A região tropical também possui um papel fundamental na circulação atmosférica global, apresentando movimentos convectivos profundos, transportando calor e vapor d'água para a atmosfera das regiões temperadas. A Amazônia Legal engloba os estados do Acre (AC), Amapá (AP), Amazonas (AM), Pará (PA), Rondônia(RO), Roraima (RR), Maranhão (MA), Mato Grosso (MT) e Tocantins (TO), ocupando mais da metade do território brasileiro, conforme apresentado na figura 2. Possui aproximadamente 4 milhões de km² com fisionomia florestal, contendo a maior área de ecossistemas tropicais úmidos do planeta, e exerce uma importância primordial sobre o clima da Terra.



FIGURA 2- Mapa de localização da Amazônia Legal no território brasileiro.
FONTE: DONIZETTI.

A floresta amazônica contribui significativamente no inventário global de emissão de material particulado e gases traços para a atmosfera, com fortes componentes biogênicos e pirogênicos. Apesar de toda sua importância nos climas regional e global, ela vem sofrendo um processo de transformação de uso da floresta que vem sendo praticada historicamente e, nas três últimas décadas o rápido desenvolvimento tem levado a um desflorestamento de mais de 500.000 km² somente no Brasil, alterando a taxa de fixação de carbono pela fotossíntese e reduzindo significativamente a biodiversidade florestal. Além disso, a fertilidade do solo cai rapidamente sob o uso intensivo, modificando não apenas os ciclos dos

nutrientes, mas também destruindo várias espécies e microorganismos necessários à sua recuperação.

A floresta tropical e o cerrado, um tipo de savana tropical, são entre todos os ecossistemas globais os mais severo e extensivamente afetados pelas atividades antropogênicas a partir da queima de biomassa e de processos de ocupação e alterações no uso da terra. A substituição da floresta e do cerrado modifica as interações entre solo, vegetação e atmosfera. Pois se grandes extensões são desmatadas poderemos esperar mudanças afetando os sistemas atmosféricos causadores das variações do tempo, os quais, quando somados por longo período, formam o clima. Isto conduz a mudanças na composição atmosférica que têm efeitos local, regional e global na química do ar e no clima.

A queima natural ou acidental de vegetação, apesar do grande avanço tecnológico que a humanidade vem vivenciando, ou até justamente por causa dele, torna-se por vezes incontrolada, atingindo grandes extensões de florestas, e grandes extensões de cerrado, ou outras vegetações menos densas.

As queimadas são as principais causas das alterações na composição da atmosfera Amazônica, sendo responsáveis por um significativo aumento na concentração de gases e partículas. Isto se traduz em um grande impacto antropogênico no balanço de energia local, trazendo conseqüências importantes para todo o ecossistema Amazônico. As partículas de aerossol emitidas para a atmosfera durante as queimadas interagem com a radiação solar, afetando o balanço radiativo atmosférico. O aumento na concentração de núcleos de condensação de nuvens altera profundamente os mecanismos de formação de nuvens, afetando o ciclo hidrológico local. Os aerossóis e gases emitidos durante a queima de biomassa podem ser transportados para a alta troposfera através de movimentos convectivos, podendo então alcançar regiões além dos focos dos incêndios, propagando os impactos no ecossistema e no clima a uma escala regional.

A região urbanizada de Cuiabá, situada ao sul da Região Amazônica, possui características geográficas e climáticas que favorecem grandes concentrações de aerossóis atmosféricos, que são emitidos para a atmosfera, durante as queimadas e incêndios florestais que ocorrem com freqüência na região.

Dessa forma, o principal objetivo do presente trabalho é caracterizar as propriedades ópticas dos aerossóis atmosféricos com especial enfoque no estudo dos aerossóis de queimada na região de Cuiabá.

Neste estudo buscaram-se como objetivos específicos:

- Caracterizar, a longo prazo, as propriedades dos aerossóis, com foco nas propriedades ópticas, decorrentes das medições dos radiômetros da rede AERONET;
- Analisar os dados fornecidos pelos radiômetros solares instalados em Cuiabá, obtendo as características e propriedades locais do aerossol urbano, como ciclos sazonais;
- Identificar os períodos em que a atmosfera da região de Cuiabá está contaminada por partículas de aerossol de queimadas e analisar parâmetros ópticos para este período.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A ATMOSFERA

A Terra está cercada por uma camada gasosa que possui algumas centenas de quilômetros de altitude denominada atmosfera. A atmosfera se divide em diferentes camadas (figura 3), que podem ser classificadas de acordo com critérios de temperatura, pressão, densidade ou composição química. Do ponto da dispersão de contaminantes atmosféricos, a classificação mais importante é feita de acordo com a variação de temperatura com a altitude. A atmosfera é composta de 5 camadas que apresentam ligeiras variações em suas fronteiras. A troposfera vai de 0 a 10 km acima do nível do mar, a estratosfera é a região seguinte, chegando a 50 km de altura, em seguida a mesosfera ocupa uma faixa de aproximadamente 30 km e a termosfera ocupa uma faixa de 400 km de baixíssima pressão atmosférica. A camada mais externa da atmosfera é a exosfera, seus limites estão situados desde o final da termosfera até o espaço sideral.

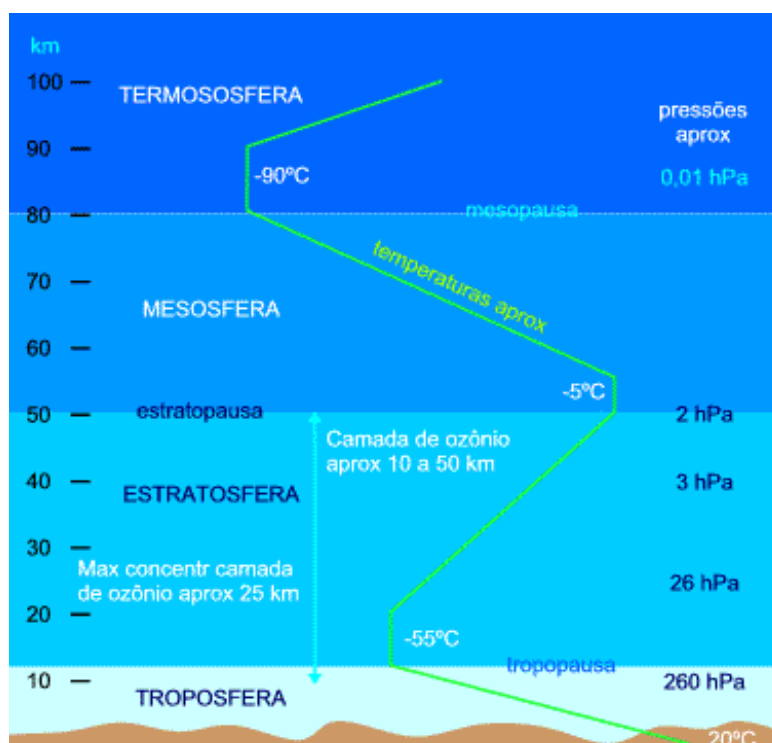


FIGURA 3- Limites de altura de separação das camadas da atmosfera, temperatura e pressão. **FONTE:** MSPC.

A atmosfera terrestre é composta por uma mistura de vários gases. Ela, apresenta uma concentração de nitrogênio, oxigênio, argônio e dióxido de carbono de cerca de 99,98%. Outro componente importante é o vapor d'água, encontrado, principalmente, nas camadas inferiores da atmosfera. O conteúdo de vapor d'água encontrado na atmosfera é extremamente variável temporal e espacialmente, o que torna complexa sua quantificação na composição da atmosfera, devido ao chamado ciclo hidrológico que ocorre no planeta (evaporação, condensação e precipitação).

De acordo com STEPHENS (1994) as concentrações dos gases estão sujeitas às alterações químicas e fotoquímicas. Várias substâncias naturais e artificiais, como por exemplo, os clorofluorcarbonos (CFCs), estão se concentrando na atmosfera, modificando sua composição básica. O vapor d'água é o gás mais importante na atmosfera do ponto de vista de sua interação com a radiação solar e terrestre. Na troposfera, o vapor d'água é especialmente importante devido ao seu papel na formação de nuvens e precipitação e por transportar quantidades significativas de energias na forma de calor latente. O vapor de água absorve primariamente na região espectral do infravermelho próximo. Nessa região, ele bloqueia a emissão térmica da superfície terrestre, com exceção da região compreendida entre 7 e 12 μm , chamada de "janela atmosférica".

A Troposfera é a camada em que ocorre a maioria das interações físicas e químicas atmosféricas e da interação biosfera-atmosfera. Devido ao intenso movimento de energia térmica e das significativas diferenças de temperatura, a troposfera é a camada mais instável da atmosfera. É nessa camada que ocorrem as condições meteorológicas, fenômeno importante para a dispersão de material particulado tanto biogênico quanto pirogênico (HELENE et al., 2001).

As partículas de aerossóis na troposfera influenciam o clima direta e indiretamente. O efeito direto ocorre a partir do espalhamento ou da absorção de radiação solar pelas partículas. Com o espalhamento, parte da radiação é refletida de volta ao espaço, o que significa uma redução na quantidade de radiação disponível no sistema, que pode se traduzir em uma redução da temperatura da atmosfera. A absorção de radiação, por outro lado, pode causar o aquecimento da atmosfera. O efeito indireto ocorre devido ao fato das partículas de aerossóis atuarem como núcleos de condensação de nuvens, podendo dessa forma alterar as propriedades

físicas e ópticas das nuvens, tais como distribuição do tamanho das gotas e albedo (TWOMEY, 1977; KAUFMAN & FRASER, 1997). Existe a possibilidade do aumento da nebulosidade, o que pode modificar também a fração de radiação refletida de volta ao espaço e o padrão de precipitação, alterando o ciclo hidrológico da Terra (HINDS, 1982; CRUTZEN & ANDREAE, 1990).

2.2 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO MATO-GROSSENSE

O estado de Mato Grosso ocupa uma área de 906.806,9 km² e está localizado na região Centro-Oeste do Brasil. A maior parte de seu território é ocupado pela Amazônia Legal, sendo o extremo Sul do estado pertencente ao Centro-Sul do Brasil. Tem como limites ao Norte os Estados do Amazonas e Pará, a Leste Tocantins e Goiás, ao Sul Mato Grosso do Sul e a Oeste o Estado de Rondônia e a Bolívia.

O Estado é composto de três grandes ecossistemas, ilustrados na figura 4. Ao Norte a Floresta Amazônica (52%) que se transforma numa floresta de transição, o que ocorre num ecótono entre a floresta tropical da Bacia Amazônica central e o cerrado (41%) que domina a faixa central do Estado, e ao Sul o início do Pantanal (7%).

O tipo de clima predominante em Mato Grosso é o tropical superúmido de monção, típico da Amazônia. Segundo a classificação de KÖPPEN (1948), o clima tropical do norte de Mato Grosso é do tipo *Aw*, as temperaturas são elevadas, com a média anual ultrapassando os 26°C. O índice de chuvas também é alto, atingindo 2.000 mm anuais. No Planalto Central prevalece o clima tropical, propriamente dito, com chuvas de verão e inverno seco, caracterizado por médias de 23°C. A Precipitação também é alta nesse clima, ultrapassando a média anual de 1.500 mm. E, a estação seca, bastante marcada no sul do estado, vai gradativamente se reduzindo em direção ao norte (MAITELLE, 1994).

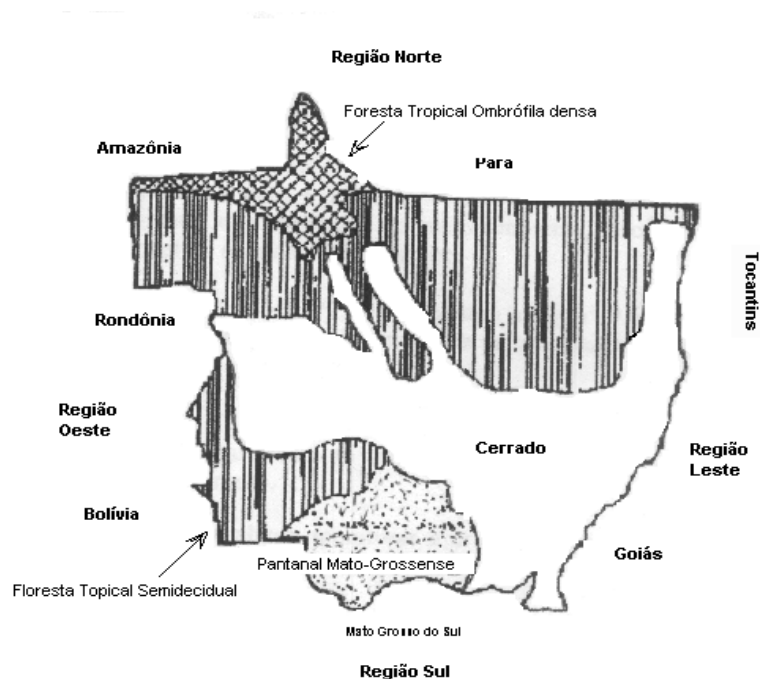


FIGURA 4 - Mapa de ilustração dos ecossistemas predominantes no Estado de Mato Grosso. **FONTE:** ALMEIDA FILHO.

A estação chuvosa ocorre entre os meses de novembro e março, quando há intensa atividade convectiva na região. A umidade relativa do ar durante o período chuvoso é alta, em torno de 80% em média (NIMER, 1979). A distribuição de chuva no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro apresenta-se com alta taxa de precipitação. Na estação seca, entre maio e setembro há o enfraquecimento destas atividades. Já no trimestre junho-julho-agosto, acontece o período de estiagem bastante característico na região e o centro de máxima precipitação desloca-se para o norte, situando-se sobre Roraima e o Norte da América do Sul. Os meses de abril e outubro são meses de transição entre um regime e outro (FISH *et al.*, 1996).

2.3 CERRADO

O Cerrado é a segunda maior formação vegetal brasileira. As extensões originais do Cerrado, incluindo aquelas definidas como "área de contato" entre Cerrado e outros tipos de vegetação, chegaria a 2,2 milhões de quilômetros quadrados (IBGE, 1993; PEREIRA JR., 1992), abrangendo o Planalto Central e

coabrindo grande parte dos Estados de Tocantins, Goiás, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Minas Gerais, Maranhão e Piauí, e partes menores dos Estados de São Paulo, Bahia, Pará, Paraná, Sergipe, Amazonas, Roraima, Amapá e Rondônia.

O Cerrado abriga uma grande diversidade biológica e os tipos de vegetação apresentam um gradiente de biomassa, o qual está intimamente relacionado com as características do solo. A forma de menor biomassa é chamada campo limpo, e na sequência crescente o campo sujo, campo cerrado, cerrado *strictu sensu* e cerradão. As formas do Cerrado (*latu sensu*) se apresentam com uma vasta gama de características fisionômicas e estruturais, gradativas entre as condições ecológicas mais próximas de um campo ou savana tropical úmida e de uma floresta tropical sazonal úmida. Há, portanto, em certos casos, a necessidade de uma divisão arbitrária entre elas para fazer a classificação dos tipos (COUTINHO, 1990).

Os valores médios de precipitação total anual variam entre 1400 e 1700 mm, e a temperatura média anual oscila entre 18° e 25° C. A região tem como uma de suas características principais a presença de dois períodos climáticos bem definidos: a) estação das chuvas, quando ocorre mais de 90% da precipitação; e b) estação da seca, com ausência quase total das chuvas e baixa umidade relativa. Os solos são geralmente profundos e bem drenados, de baixa fertilidade, como os latossolos e as areias quartzosas; que necessitam de correção e adubação para o uso agrícola. Por outro lado, apresentam boas características físicas, geralmente com relevo plano a suave ondulado, o que facilita o emprego de práticas agrícolas mecanizadas (AZEVEDO e ADÂMOLI, 1988).

A Região dos Cerrados é uma das maiores e últimas reservas de terra do mundo capaz de suportar imediatamente a produção de grãos e a formação de pastagens; e desde meados da década de setenta, vem sendo explorada a uma alta taxa de abertura de novas áreas agrícolas. Tradicionalmente, voltada para a pecuária extensiva, seu quadro natural está sendo modificado com a introdução da agricultura mecanizada, e com a pecuária deixando de ser extensiva dando lugar à implantação de pastagens com espécies selecionadas, as quais geralmente são antecipadas pela cultura de arroz de sequeiro (COUTINHO, 1990).

Conforme MANTOVANI & PEREIRA (1998) a intensa antropização já ocorrida na Região dos Cerrados, atinge grandes áreas já fortemente antropizada. A

ocupação ocorreu diferenciadamente dentro destas áreas e por isso tem levado a problemas ambientais devido à não utilização de tecnologias adequadas, como também devido à grande extensão territorial das ocupações. O desmatamento indiscriminado e as queimadas causam problemas como a perda de solos por erosão, poluição hídrica e atmosférica, e perda de biodiversidade.

Durante a estação das chuvas há uma grande produção de biomassa, especialmente gramas e gramíneas. Na estação seca, a maior parte da vegetação gramínea está inativa e a maior parte da sua biomassa aérea morre e seca (KLINK et al., 1996), favorecendo a ocorrência de incêndios. Atualmente, a principal causa de queimadas no cerrado está associada a práticas agrícolas ou de pastagens; ou seja, o corte raso de áreas extensas para promover o crescimento de culturas, especialmente a soja (ALHO et al., 1995) e para o gerenciamento de pastagens naturais ou plantadas (COUTINHO, 1990). A recorrência das queimadas no cerrado depende da forma fisionômica e do tipo de manejo praticado na área.

2.4 FATORES AMBIENTAIS E QUEIMADAS

A queimada é um processo de queima de biomassa, conseqüência de processos naturais ou de atividade humana. A prática agropecuária ou a simples desocupação do solo são fatores predominantes para as queimadas antropogênicas. O uso de queimadas como um recurso agropecuário é freqüentemente encontrado na Amazônia e no centro-oeste brasileiro. As condições do meio-ambiente exercem uma certa influência no processo de queima de biomassa, podendo ditar o tempo de duração da queima, o tamanho da área queimada, a fase em que se encontra a combustão da vegetação, entre outras características. Os principais fatores ambientais são: o combustível, a topografia e as condições meteorológicas.

Durante o processo de queima, o tipo de combustível consumido é constituído de toda matéria orgânica morta ou viva que se encontra acima e abaixo da superfície do solo. A topografia local pode ter efeitos diretos, por exemplo, em terrenos montanhosos as chamas ficam mais próximas do combustível que será consumido, secando e pré-aquecendo a vegetação em uma maior taxa do que se o

terreno fosse plano. Os efeitos indiretos da topografia estão relacionados aos diferentes micro-climas que são criados afetando a distribuição da vegetação e conseqüentemente o tipo de combustível que será consumido. As condições meteorológicas que podem afetar o comportamento da queima de biomassa são a temperatura atmosférica, umidade relativa, direção e velocidade do vento, entre outras. A temperatura atmosférica afeta a temperatura do combustível, da qual depende a facilidade da ignição do fogo. O efeito mais importante da temperatura atmosférica, entretanto, é o efeito na umidade relativa e conseqüentemente no conteúdo de umidade do combustível. O vento tem um significativo efeito no espalhamento do fogo. Fornece oxigênio ao combustível e, combinado com a inclinação do terreno, determina de que modo o fogo se movimenta (RECUERO, 2003).

A queima de biomassa se processa em três estágios: *ignition* (ignição), processo inicial no qual se tem pequena chama; *flaming* (combustão com chama), neste estágio a combustão é mais eficiente com presença visível de chamas e emissão de CO₂, H₂O, N₂, NO_x e SO₂; e, no terceiro estágio, *smoldering* (ausência de chama), processo de baixa temperatura, onde há emissão de grandes quantidades de compostos oxidados incompletamente (CO, CH₄, e outros hidrocarbonetos). Tais processos envolvem diferentes reações químicas e como conseqüência produzem diferentes produtos, destacou ARBEX (2001).

Conforme ANDREAE (1991) a maior parte das queimadas ocorre nos países em desenvolvimento, localizados nos trópicos. Estes países seriam responsáveis por 87% das emissões globais de carbono produzidos por queimadas, o que corresponde a 3940 Tg(C) ano⁻¹. Estima-se que a queima de biomassa sobre a América do Sul seja responsável pela emissão de 30 ton ano⁻¹ de partículas de aerossol para a atmosfera.

2.5 A QUEIMA DE BIOMASSA NA REGIÃO AMAZÔNICA

A contribuição antrópica não ocorre apenas nas regiões urbanas e industrializadas do planeta. Uma fração global significativa das emissões de gases do efeito estufa e de partículas de aerossol ocorre devido à queima de biomassa. Na Amazônia, as queimadas são utilizadas como ferramentas por pequenos e grandes

proprietários de terra para limpeza de áreas para fins agrícolas ou criação de gado. As queimadas ocorrem em regiões de cerrado, florestas primárias e secundárias e áreas de pastagens (YAMASOE, 1999).

Na região da floresta Amazônica ocorrem queimadas de grandes proporções, anualmente, no período da estação seca, igualmente, como ferramenta agrícola de limpeza do solo. Essas queimadas afetam não somente a região amazônica, pois aerossóis provenientes das mesmas, são exportados para o sudeste do país e países vizinhos como a Bolívia, tal a quantidade de material particulado emitido nessas ocasiões (FREITAS et al., 2005). Podem, acidentalmente, atingir cultivos, pastos e benfeitorias, além de ocasionar doenças respiratórias, fechamentos de aeroportos e acidentes veiculares provocados pela fumaça (MOTTA et al, 2002).

Durante o processo de queima de biomassa, uma grande quantidade de gases e partículas de aerossol é emitida para a atmosfera afetando tanto a qualidade do ar local, como também, o clima regional e global, através de vários processos atmosféricos com os quais são envolvidos.

O material particulado lançado para a atmosfera consiste de *black carbon*¹ (BC), materiais orgânicos e, principalmente de matérias orgânicas parcialmente oxidadas (ANDREAE, 1991). *Black carbon* inclui as diversas espécies de carbonos particulados, que eficientemente absorvem radiação solar causando um aquecimento na atmosfera e menos penetração de energia solar na superfície (CRUTZEN et al., 1990). As queimadas alteram a química da atmosfera e influem negativamente nas mudanças globais, tanto no efeito estufa como no aumento da concentração de partículas de aerossóis, O₃, CO, e outros gases como CO₂ (dióxido de carbono), CH₄ (metano) e N₂O (óxido nitroso) (HAO et al., 1990; ANDREAE et al., 1994; LIOUSSE et al, 2004).

O CO₂ é um dos principais gases que são emitidos pela queima de biomassa, juntamente com outros gases que são produtos da combustão parcial de combinações de carbono, tais como CO, CH₄ (metano) e outros hidrocarbonetos, e de combinações contendo outros elementos nutrientes, tais como óxido nítrico (NO) e dióxido de enxofre (SO₂) (ANDREAE, 1991). Alguns dos gases emitidos tais como

¹ A Tradução de black carbon para o português é “negro fumo”. Neste trabalho será utilizada a terminologia inglesa black carbon.

o CO_2 e CH_4 , contribuem para o efeito estufa que aquece a atmosfera através da absorção da radiação térmica (CRUTZEN et al., 1979; KAUFMAN et al., 1992). Outros gases, tais como CO, NO_x (óxido de nitrogênio) e hidrocarbonetos, são quimicamente ativos e conduzem para a formação de O_3 (ozônio) na troposfera. A presença de NO na troposfera afeta a produção de ozônio, através da oxidação do CO, CH_4 e outros hidrocarbonetos (CRUTZEN et al., 1979), e, além disso, conduz para a produção de ácido nítrico (HNO_3), que é um componente da chuva ácida.

As queimadas na Amazônia são distribuídas principalmente no chamado “Arco do desmatamento” o qual inclui os estados de Mato Grosso, Amazonas, Rondônia, Acre, Pará, Amapá, Roraima, Tocantins e Maranhão localizados ao longo das fronteiras do sul e do leste da Bacia Amazônica, mas incêndios também são observados em outras áreas próximas às rodovias e regiões habitadas. Os mapas elaborados indicam que se trata de fenômeno nacional, vinculado essencialmente à atividade agrícola, mas com importante variabilidade espacial e interanual. A Amazônia Legal, por exemplo, concentra a grande maioria das queimadas que ocorrem de forma constante no Brasil. Nas outras regiões, o padrão espacial também é descontínuo e mais difuso, com áreas de maior ou menor concentração. Dentre as regiões brasileiras, a região Centro-Oeste concentra a maior parte das queimadas seguidas pelo Sudeste e Norte. Os Estados que mais contribuíram nos últimos anos são: Mato Grosso, Pará, Rondônia, Tocantins e Maranhão. A figura 5 mostra registros dos números de focos de calor ocorridos em 10 Estados durante o ano de 2004.

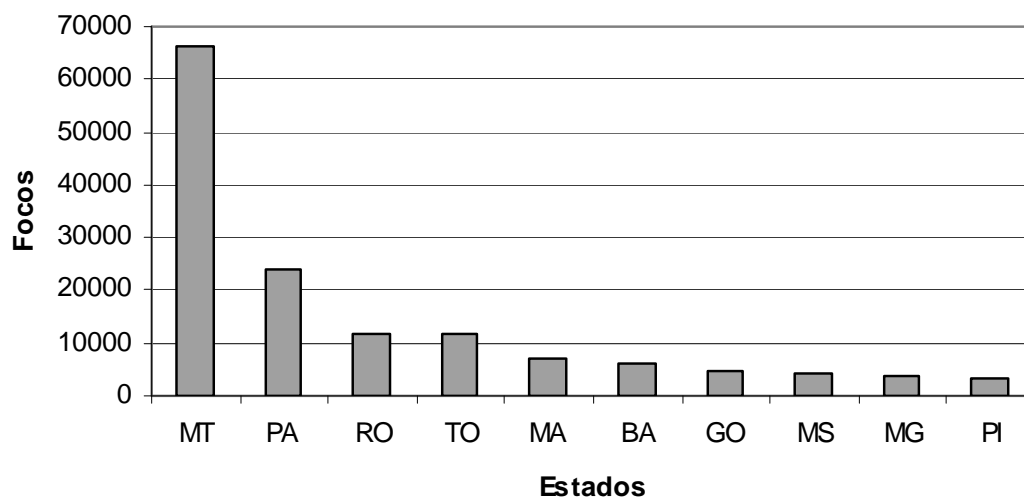


FIGURA 5 – Gráfico demonstrativo do Ranking dos 10 Estados que lideraram em número de focos de calor no país em 2004. **FONTE:** INPE.

A região Centro-Oeste passou de 37% das queimadas do país em 1997 para 48% em 2004 (IBAMA/PREVFOGO, 2004). O Estado de Mato Grosso vem contribuindo nos últimos anos com a maior parte das queimadas na região, a figura 6 mostra os focos de calor do estado entre os anos de 2001 e 2006.

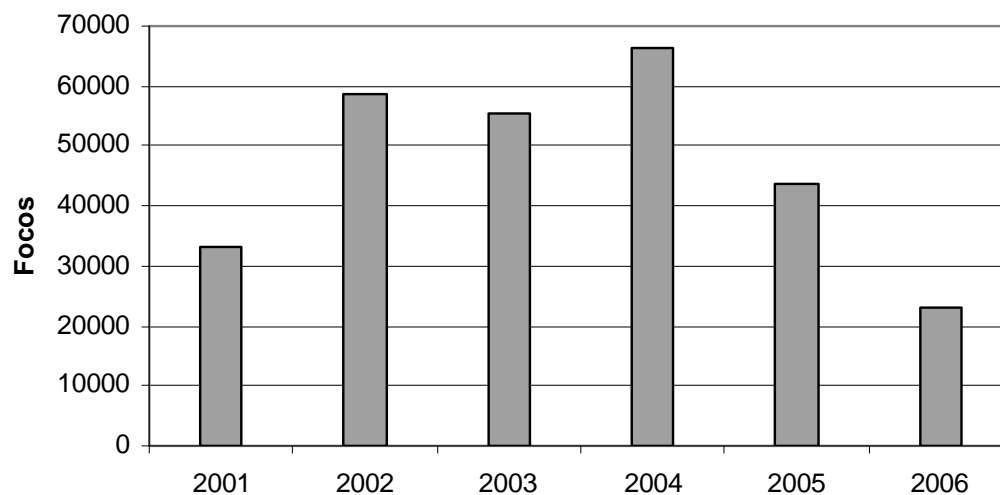


FIGURA 6 - Gráfico demonstrativo de focos de calor em Mato Grosso - 2001 a 2006. **FONTE:** IBAMA/PREVFOGO e INPE

2.6 AS PARTÍCULAS DE AEROSSOIS ATMOSFÉRICOS E A FORÇANTE RADIOATIVA

De acordo com HINDS (1982), o aerossol é definido como o conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão num meio gasoso. O termo aerossol inclui tanto as partículas quanto o gás no qual elas estão imersas, o ar no caso da atmosfera. As partículas de aerossóis também são comumente referidas como material particulado em suspensão na atmosfera. As partículas de aerossóis atmosféricos podem ter origem natural (emissão direta da fonte como, por exemplo, poeira do solo suspensa pela ação do vento) ou antrópica (por exemplo, produtos de combustão de veículos, da queima de biomassa, emissões industriais, etc.).

A variabilidade no tamanho das partículas atmosféricas depende principalmente das fontes geradoras e dos processos posteriores que, na atmosfera, alterem suas características físicas e químicas. O tamanho da partícula é estabelecido em função de seu diâmetro aerodinâmico, ou diâmetro equivalente (da)². Conforme SEINFELD e PANDIS (1998) podem ser classificadas em duas modas definidas por intervalos de tamanho onde se tem maior concentração de partículas: partículas da moda fina, que possuem diâmetros menores que 2,5 μm , e partículas da moda grossa, com diâmetros acima de 2,5 μm .

O tempo de permanência dessas partículas na atmosfera depende basicamente de seu tamanho, portanto, quanto maior a partícula, menor é o seu tempo de residência na atmosfera. Deste modo, o tempo de permanência das partículas finas é da ordem de dias a semanas na atmosfera, podendo ser transportada a longas distâncias por correntes de ar favoráveis, interferindo na química e física da atmosfera não somente em escala local, mas também em escala regional e global. HOVARTH (2000) considera que, com um tempo em torno de 10 dias e velocidade média de vento de 3 m s^{-1} , partículas com diâmetro entre 0,05 e 2 μm podem ser transportadas a 2500 km de distância.

Na atmosfera as deposições dos particulados são tradicionalmente divididas em deposição seca e úmida. A deposição seca ocorre, na maioria das vezes com

² O diâmetro aerodinâmico (da) é definido como o diâmetro de uma esfera hipotética de densidade igual a 1 g cm^{-3} , que possui a mesma velocidade de assentamento, em ar calmo, ao da partícula em questão, independentemente de seu tamanho, geometria e densidade real.

material particulado grosso, pois sua massa é influenciada pela força da gravidade, diferentemente do material particulado fino. A deposição úmida ocorre pela dissolução do material particulado nas gotas das nuvens, tendo grande significância como papel de núcleos condensadores de nuvens acarretando em precipitação (CASTANHO, 1999).

A interação do vapor de água com uma fração do aerossol resulta no desenvolvimento de nuvens e nevoeiro, e é, provavelmente, o processo mais importante de transformação das partículas por aglomeração. O vapor de água condensa-se preferencialmente sobre partículas e moléculas higroscópicas. Conforme a aglomeração se processa, as partículas crescem e cristais não esféricos tornam-se mais esféricos, pela condensação de vapor d'água. Com exceção de uma pequena classe de partículas hidrofóbicas, há um aumento contínuo do diâmetro médio das partículas com o aumento da umidade relativa (PUESCHEL, 1995). Assim como o vapor de água condensa sobre as partículas de aerossol, a água condensada sobre elas pode sofrer evaporação, se, por exemplo, a umidade relativa do ar, diminuir. Outros compostos voláteis sólidos e líquidos presentes nas partículas podem sofrer evaporação na atmosfera, tais como certos compostos orgânicos, sulfatos, ácido nítrico, etc. (SEINFELD & PANDIS, 1998).

A Região de Cuiabá tem essencialmente três fontes majoritárias aerossóis: a cobertura vegetal, com emissão natural de aerossóis biogênicos primários; as queimadas, com emissão de partículas pirogênicas; e o solo, com partículas originárias da ressuspensão de poeira pela ação do vento ou da turbulência gerada pelas próprias queimadas (BARBOSA, 2007; WYREPKOWSKI et al., 2007).

Na época da seca, a composição química da atmosfera amazônica e cuiabana, sofre grandes mudanças devido às emissões de gases traços e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e florestas. Diversos autores têm mostrado que as emissões de gases traços e partículas de aerossóis pelas queimadas, ocorrem de forma significativa e podem afetar o inventário das emissões globais (ANDREAE, 1991; ANDREAE et al., 1997; KAUFMAN et al., 1998).

Basicamente, o material particulado emitido durante as queimadas é composto por materiais orgânicos e *black carbon*, o que corresponde entre 70 e 95% da massa do material particulado fino (FEREK et al., 1998; YAMASOE, 1999). O

black carbon é um composto presente majoritariamente na fração fina do material particulado. E, segundo ARTAXO et al. (1995) os componentes na moda fina afetam o balanço radiativo nas regiões tropicais.

Estudos sobre a composição elementar dos aerossóis têm mostrado que a emissão de *black carbon*, o qual se sabe ser majoritariamente fuligem proveniente da combustão, está associado a conhecidos elementos traço de emissões de queimadas, como por exemplo: S, K, Cl, Ca e Zn, na fração fina do material particulado (YAMASOE, 1994; ECHALAR et al., 1998; ARTAXO et al., 1998). Os aerossóis pirogênicos provenientes de atividades de queimadas antropogênicas predominam em maior quantidade, em relação ao total de aerossóis emitidos durante a estação seca. MAENHAUT (1996) ressaltou que a queima do cerrado é a principal fonte para os seguintes elementos na fração de moda grossa: P, K, Ca, Mn, Zn, Sr, I, material particulado e *black carbon*. Na fração fina, a principal fonte para material particulado, *black carbon*, os halogênios (Cl, Br, I), K, Cu, Rb, Sb, Cs e Pb e ainda Na e S.

O *black carbon*, uma espécie importante de poluente do ar, é definido como um composto carbonáceo produto de combustão incompleta. Este composto representa a fração de particulado de maior eficiência na absorção de radiação de comprimento de onda curta, o que influencia de forma definitiva o balanço radiativo da atmosfera (CASTANHO, 1999). Na região de cerrado, a razão da concentração de *black carbon* para a concentração de massa do particulado fino apresenta marcante sazonalidade associada às queimadas frequentes que são praticadas na região (ECHALAR et al., 1998).

Os aerossóis influenciam de forma direta e indireta na alteração temporária do clima nas regiões urbanas e rurais. Contudo, o aerossol possui papel definitivo no balanço radiativo da atmosfera. Dependendo do tamanho e composição química os particulados possuem propriedades ópticas diferentes. Influenciam, por exemplo, no aumento da temperatura do planeta (forçante positiva). A principal espécie responsável por este fenômeno é o *black carbon*. Segundo estudos realizados, o *black carbon* possui uma boa absorção num comprimento de onda da radiação solar que favorece a formação de compostos orgânicos semivoláteis como hidrocarbonetos poliaromáticos. Os aerossóis também podem diminuir a temperatura

do planeta (forçante negativa), espalhando a radiação solar de volta para o espaço. Segundo SEINFELD & PANDIS (1998) os particulados, com efeito, de espalhamento da radiação solar estão compensando a atividade de aquecimento dos gases estufas. Indiretamente, influenciam na condensação de nuvens onde atuam como núcleos condensadores de nuvens alterando o ciclo hidrológico e biogeoquímico regional. Na figura 7 podemos observar a estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico, devido a mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis desde 1750 até 2000 e as mudanças naturais na radiação solar.

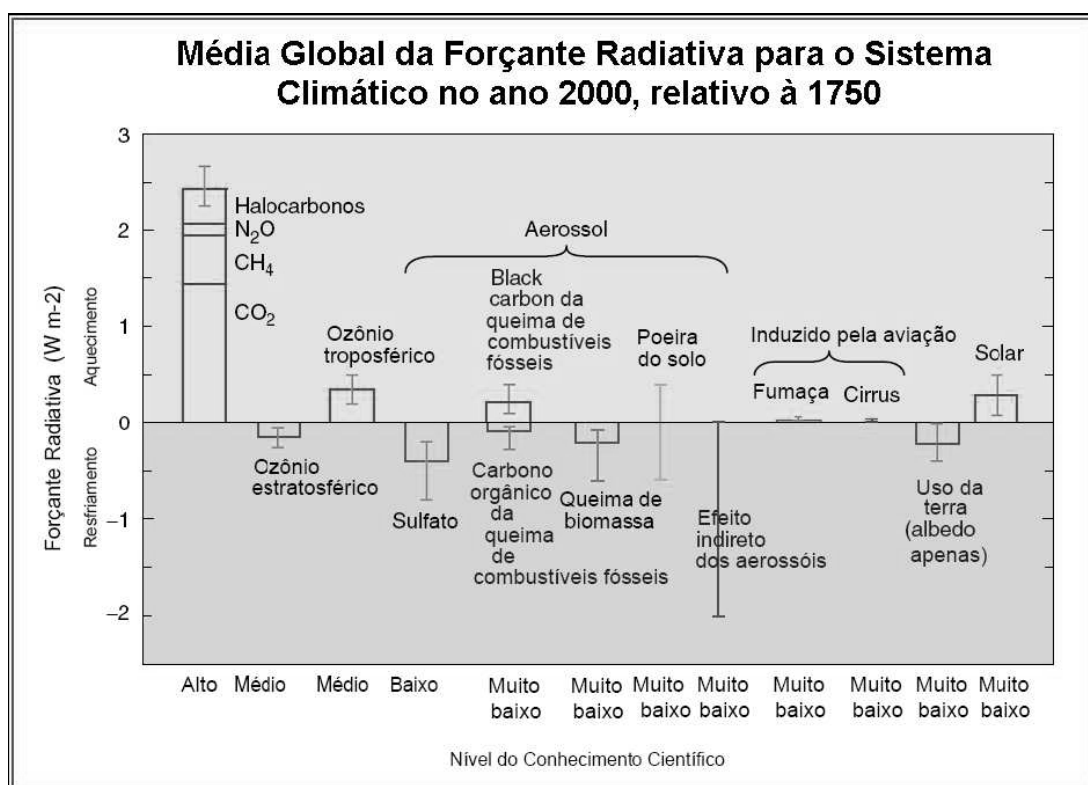


FIGURA 7- Estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico de 1750 até 2000. **FONTE:** IPCC (2001).

YAMASOE (1999) estimou a forçante radiativa regional média no topo da atmosfera (TOA) causada pelas partículas de aerossol de queima de biomassa em Cuiabá em aproximadamente $-30 \pm 6 \text{ Wm}^{-2}$, onde o desvio padrão representou a variabilidade da espessura óptica dos aerossóis durante o período analisado (estações secas de 1993 a 1995). Através de cálculos de transferência radiativa mais

detalhados, MARTINS (1999) estimou um valor médio da forçante radiativa regional diária no TOA da ordem de $-15 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$, para a estação seca em Cuiabá. ROSS et al. (1998) reportaram forçantes médias diárias no TOA de $-8 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}$ (cerrado) e $-20 \pm 7 \text{ Wm}^{-2}$ (floresta), para a estação seca de 1995 na Amazônia.

PROCÓPIO (2005) também estimou as forçantes radiativas dos aerossóis na Amazônia. Análises de medidas realizadas das partículas de queimadas mostraram médias mensais das forçantes variando entre -6 e -11 Wm^{-2} , no topo da atmosfera, e entre -26 a -62 Wm^{-2} , na superfície terrestre e constatou que as forçantes radiativas dos aerossóis são extremamente altas e atuam por um longo período de tempo na Amazônia, podendo implicar em alterações no clima regional. Este autor, ainda ressalta, que a absorção solar que ocorre na atmosfera devido à presença das partículas de queimadas faz com que forçantes no topo da atmosfera sejam significativamente menores que as forçantes da superfície terrestre e da atmosfera. Entretanto, este valor no topo da atmosfera representa uma alteração importante no balanço de energia global. A forçante positiva na atmosfera causa um aquecimento, aumentando a estabilidade atmosférica, diminuindo a convecção, agravando a condição de seca e provavelmente afetando a circulação regional e o ciclo hidrológico da Amazônia. A forçante negativa na superfície acarreta um resfriamento, com diminuição na evaporação e com possíveis alterações na taxa de precipitação.

2.7 PROPRIEDADES RADIATIVAS DOS AEROSSÓIS

A fonte fundamental de energia que rege o sistema climático terrestre é o sol, pois a condução ascendente de calor proveniente do magma encontrado no interior da superfície terrestre é desprezível. A radiação solar ao atravessar a atmosfera é atenuada desde o topo até atingir a superfície da Terra. Os processos de extinção mais significativos estão relacionados ao espalhamento molecular (Rayleigh), absorção pelo ozônio, óxidos nitrosos, vapor d'água, bem como, absorção e espalhamento causados pelos aerossóis (Mie). Associado a esses processos, ainda pode-se citar, uma variedade de espécies químicas que também é responsável pela

absorção da energia solar nas regiões espectrais do ultravioleta e no visível (JACOBSON, 1999).

Os aerossóis cujas dimensões são menores que o comprimento de onda da radiação incidente espalham a radiação de forma similar ao espalhamento produzido pelas moléculas. Este espalhamento é descrito pela teoria conhecida como espalhamento Rayleigh. Quando as dimensões da partícula e o comprimento de onda da radiação são da mesma ordem de grandeza, o espalhamento apresenta propriedades mais complexas e a teoria que descreve esse tipo de espalhamento é conhecida como teoria Mie (válida para esferas homogêneas). Para partículas grandes a luz é concentrada na direção frontal do feixe luminoso incidente (MCCARTNEY, 1976; LENOBLE, 1993).

Os efeitos climáticos diretos dos aerossóis são os mecanismos que afetam diretamente as radiações solar e terrestre através do espalhamento e da absorção destas, podendo levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento da superfície terrestre e da atmosfera. O espalhamento de radiação pelos aerossóis depende bastante do tamanho da partícula, sendo maior o efeito quando o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente são da mesma ordem. É por este motivo que aerossóis predominantemente de moda fina possuem efeitos radiativos sobre a radiação solar mais forte dos que os de moda grossa. O efeito dos aerossóis sobre a radiação infravermelha é geralmente fraco devido ao pequeno tamanho da partícula comparado com o comprimento de onda da radiação terrestre (LIOU, 2002). As propriedades de absorção dos aerossóis dependem principalmente da concentração de *black carbon* e de seu estado de mistura (interno ou externo) com os materiais não absorventes da partícula (DUBOVİK, 2002; JACOBSON, 2001). Os aerossóis da queima de biomassa possuem altas concentrações de *black carbon* e, por isso, possuem propriedades absorvedoras significativas quando comparadas à atmosfera limpa.

Durante a estação seca, devido às emissões de aerossóis provenientes da queima da biomassa, a radiação solar incidente na superfície pode ser reduzida significativamente em relação aos dias sem a presença destes aerossóis (PROCOPIO 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

óptico, definindo seu espectro e sua intensidade no nível do solo (PROCÓPIO et al., 2003, 2004).

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 ópticas (profundidade óptica, albedo simples de espalhamento, fator de assimetria, etc.). Como os aerossóis se misturam na atmosfera, uma grande dificuldade encontrada é a determinação das propriedades ópticas dessa mistura através das propriedades de cada uma de suas componentes. A seguir estão descritos os conceitos básicos relacionados com as propriedades ópticas dos aerossóis (PROCÓPIO, 2005; PAIXÃO et al., 2006), sendo que alguns destes foram analisados no capítulo 4 deste trabalho:

a) O espalhamento e a absorção de radiação eletromagnética: o espalhamento e a absorção são processos físicos fundamentais associados com a luz e sua interação com a matéria, sendo as principais causas de atenuação da radiação na atmosfera. O espalhamento é o processo no qual moléculas ou pequenas partículas suspensas em um meio, de diferente índice de refração, distribuem parte da energia eletromagnética em todas as direções. A absorção é um processo físico que ocorre na atmosfera no qual a energia eletromagnética incidente é absorvida por gases ou partículas e convertida em outras formas de energia (térmica, por exemplo). A forma como as vibrações eletrônicas ocorrem no interior da matéria determinam as propriedades de absorção e espalhamento por partículas de aerossol e moléculas de gases.

b) AOD (*Aerosol Optical Depth*), profundidade óptica do aerossol: é um indicativo da quantidade e da eficiência de extinção da radiação solar pela matéria opticamente ativa num dado comprimento de onda.

c) SSA (*Single Scattering Albedo*), albedo de espalhamento único: é definido como a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção num dado comprimento de onda, ou seja, a fração de um feixe de radiação que é espalhado em relação à soma do espalhamento e absorção.

d) Fator de assimetria (g): é um parâmetro que varia de -1 a 1 e reflete a simetria do espalhamento de radiação para um certo comprimento de onda. Para $g = 0$, tem-se um espalhamento isotrópico, para $g = -1$ o feixe incidente é totalmente retro-

espalhado e para $g = 1$ o espalhamento é totalmente frontal. O fator de assimetria é importante na avaliação da contribuição das partículas de aerossol na transferência radiativa ao longo da atmosfera.

e) Índice de refração complexo ($n + k$): parâmetro associado à mudança de velocidade das ondas eletromagnéticas em um meio em relação ao vácuo e que depende do comprimento de onda. Os índices de refração das partículas e moléculas são compostos por uma parte real, n , e uma parte imaginária, k , que correspondem, respectivamente, às propriedades de espalhamento e absorção da radiação pelo meio material.

f) Coeficiente de Ångström: é calculado a partir da espessura óptica em dois comprimentos de onda e fornece indícios a respeito do tamanho das partículas. Para coeficiente de Ångström com valor próximo de zero tem-se partículas grandes como gotas de nuvens, enquanto valores mais altos representam partículas menores, como aerossóis de queimada.

g) Água precipitável (cm): quantidade de vapor d'água na atmosfera.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo é descrito o local de estudo e a metodologia desenvolvida neste trabalho, o qual utiliza os produtos fornecidos através da *home-page* da AERONET - <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> (GARCIA, 2005).

A avaliação das propriedades ópticas decorrentes dos produtos da AERONET é discutida no Capítulo 4, onde se procurou as principais diferenças entre as estações seca e chuvosa do ponto de vista de profundidade óptica do aerossol, com medições realizadas no período de março de 2001 a novembro de 2006 no município de Cuiabá.

3.1 LOCAL DE ESTUDO

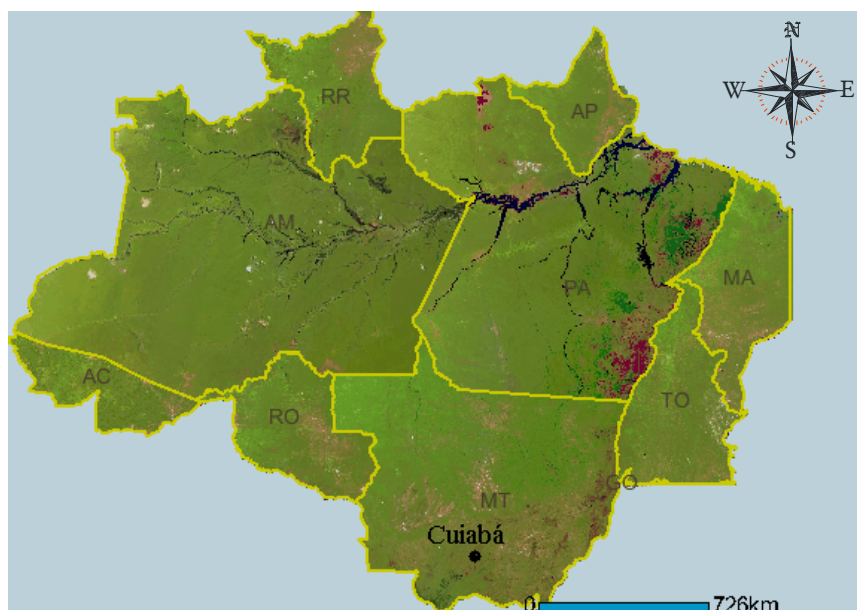


FIGURA 8- Mapa de localização da cidade de Cuiabá (16° S; 56° W), situada ao sul da Bacia Amazônica numa região de cerrado no Estado de Mato Grosso, Brasil. **FONTE:** ALMEIDA FILHO.

A área de estudo está localizada na Fazenda Miranda, no município de Cuiabá, Capital do Estado de Mato Grosso, situa-se 20 km a sudeste da região urbanizada da Capital e ao sul da Amazônia (latitude 16° S, longitude 56° W e com altitude de 175 m acima do nível do mar). A região onde se situa o local do

experimento é denominada Baixada Cuiabana e apresenta vegetação de cerrado e solos litólicos distróficos, concrecionários (Plintossolos), as vezes epicascalhentos. O solo do local do experimento apresenta uma profundidade média de 0,90 m (CAMPELO JÚNIOR, 1998).

O clima é do tipo Aw de KÖPPEN (1948), ou seja, tropical semi-úmido. De modo geral, esse tipo de clima caracteriza-se por apresentar um período climático considerado como seco, com altas temperaturas (chegando a 40°C) e baixa umidade relativa do ar na maioria dos dias (abaixo de 30%). Às vezes, nesse período, acontecem alguns dias de inversão térmica, com a temperatura atingindo cerca de 10 a 15°C. Aliadas a essas características climáticas desse período encontram-se as queimadas nas matas, nos cerrados e pastagens, que lançam grande quantidade de material particulado no ar. O período climático considerado como chuvoso, é caracterizado por intensas chuvas e maior umidade relativa do ar, com temperatura média em torno de 28°C (MAITELLE, 1994).

Usando os dados meteorológicos mensais de pluviosidade da Estação Agroclimatológica Padre Ricardo Remetter, instalada na Fazenda Experimental da Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT) e situada próximo ao local de medição do experimento deste trabalho, verificou-se que a região apresenta uma sazonalidade característica, considerando para o período experimental, os meses entre outubro e abril, chuvoso, e maio a setembro, seco. Os dados de precipitação podem ser observados na figura 9.

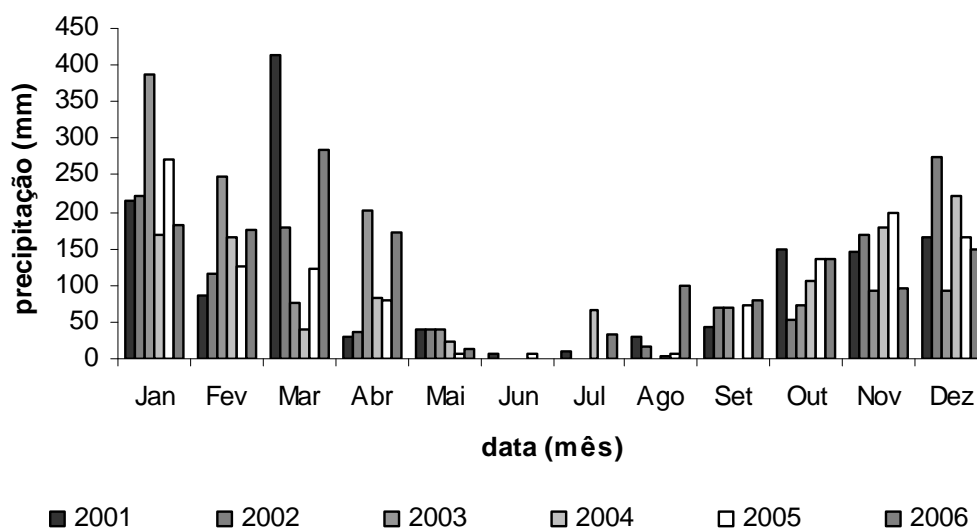


FIGURA 9– Precipitação mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2006.

Durante o período experimental (2001 a 2006), a radiação global média foi de $17,95 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, o valor máximo diário foi de $30,53 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e o valor mínimo foi de $1,80 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, as médias mensais medidas encontram-se na Tabela 1. Valores entre $26,0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $2,5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ foram encontrados por CAMPELO JÚNIOR (1998) na mesma região.

TABELA 1- Médias mensais da radiação solar global ($\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$) no período de 2001 a 2006.

Mês/ano	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Janeiro	–	–	–	17,72	18,73	19,12
Fevereiro	–	–	–	17,67	20,12	20,58
Março	–	–	–	21,16	17,25	18,93
Abril	–	–	19,3	17,06	17,2	17,46
Mai	14,71	–	16,8	13,36	17,38	17,55
Junho	16,07	–	16,32	15,09	16,26	16,86
Julho	16,11	13,32	16,76	14,77	16,84	17,73
Agosto	13,07	17,65	18,7	18,99	18,53	18,95
Setembro	12,01	20,3	17,37	19,06	16,85	17,68
Outubro	21,56	21,3	19,88	20,3	18,54	17,35
Novembro	20,57	17,54	19,36	19,36	20,31	22,19
Dezembro	–	–	22,74	20,39	21,71	18,81

Nas últimas décadas a composição e a estrutura da atmosfera da região de Cuiabá (sul da Amazônia), como também da região amazônica vêm sofrendo mudanças significativas devido a alterações no uso de solo em algumas áreas da região, alterações importantes na concentração de partículas de aerossóis e na concentração de vários gases traço ocorrem como decorrência das emissões de queimadas.

3.2 AERONET

A AERONET consiste de uma rede de fotômetros ópticos de superfície em monitoramento contínuo dos aerossóis e de um arquivo de dados gerenciados pelo

Sistema de Observação Terrestre da NASA. As ferramentas dessa rede consistem de radiômetros espectrais automáticos e idênticos para a observação do sol e da parte celeste. Os dados obtidos a partir dessa colaboração fornecem observações em tempo quase real da profundidade óptica dos aerossóis (AOD) em diferentes comprimentos de onda, distribuição de tamanho das partículas, e quantidade de água precipitável avaliados em diversos regimes de aerossóis que são globalmente distribuídos. Esses dados são submetidos a um processamento preliminar (dados em tempo real), re-processamento (calibração final, aproximadamente, seis meses após a obtenção das medidas), certificação de qualidade, e distribuição a partir de diretórios centrais da NASA *Goddard Space Flight Center* e outras diversas bases de dados semelhantes que estão estabelecidas globalmente. Algoritmos para a validação de medições de aerossóis via observações por satélites podem ser obtidos através desses dados, assim como a caracterização das propriedades dos aerossóis que não são disponibilizadas pelos sensores dos satélites. O *site* da AERONET na *internet* fornece ao usuário o acesso aos dados preliminares, descreve os objetivos do programa, afiliações, a descrição dos instrumentos, os produtos das observações, atividades de pesquisa e todos os pesquisadores envolvidos. São utilizados os radiômetros manufaturados pela CIMEL. Em Cuiabá a manutenção básica e observação de funcionamento do radiômetro são coordenadas pelo professor José de Souza Nogueira juntamente com o Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal do Mato Grosso.

3.2.1 O Radiômetro espectral solar e celeste

Na figura 10, podemos observar o radiômetro espectral, onde se pode ver o colimador apontado para baixo, o robô e os painéis solares para alimentação de energia. Quando as medidas são efetuadas o colimador aponta para o céu e após as medidas serem efetuadas, o colimador retorna a sua posição inicial, evitando a contaminação das lentes por água e partículas indesejadas.



FIGURA 10 – Radiômetro espectral, robô e painéis solares.

O radiômetro possui aproximadamente um campo de visão de $1,2^\circ$ e dois detectores, um para medidas de radiância direta do sol e outro para medir a radiância difusa da região da auréola e do céu (HOLBEN, 1998). Os colimadores com 33 cm de comprimento foram desenhados para rejeição de *straylight*, isto é, de luz difusa que é refletida pelas paredes do instrumento. O colimador do sol/auréola é protegido por uma janela de quartzo que permite observações com um detector de silício enriquecido, com suficiente relação sinal-ruído para medidas espectrais entre 300 e 1.020 nm. O colimador para observações do céu tem o mesmo campo de visão, mas um sistema de abertura de lentes uma ordem de magnitude maior, o que permite um intervalo dinâmico melhor para as radiâncias celestes. O sensor é vedado contra umidade para prevenir danos aos componentes elétricos e filtros de interferência. O radiômetro possui até oito filtros de interferência: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1.020nm (440, 670, 870, 940 e 1.020nm são padrão) que estão localizados em um suporte que gira com o auxílio de um motor de passo. As larguras das bandas variam de 2,5 nm para os comprimentos de onda na região do ultravioleta (340 e 380nm) e 10nm para os demais canais (ECK et al., 1998). Um termistor mede a temperatura

do detector o que permite compensação por qualquer dependência com a temperatura no detector de silício. Os radiômetros são alimentados por painéis solares e possuem sensores de umidade, que bloqueiam seu funcionamento em caso de chuva.

A cabeça do sensor gira no sentido dos ângulos zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de $0,05^\circ$. Um microprocessador calcula a posição do sol baseado no horário e informações de latitude e longitude, direcionando a cabeça do sensor a aproximadamente menos de 1° do sol, após o qual, um detector localiza precisamente o sol antes de realizar uma seqüência programada de medidas. Após o término da medida de rotina, o instrumento retorna à posição de repouso.

3.2.2 As Medidas

O radiômetro realiza apenas duas medidas básicas, apontando para o sol ou para o céu, em ambos os casos, a partir de várias seqüências programadas de medida. As medidas diretas do sol, são feitas a cada quinze minutos em aproximadamente dez segundos em todos os canais. Uma seqüência de três de tais medidas é feita em intervalos de 30 segundos, criando uma observação de tripleto por comprimento de onda. As observações de tripleto são feitas durante as seqüências de calibração Langley da manhã e da tarde e em intervalos padrão de 15 minutos. O tempo de variação da cobertura de nuvens é tipicamente maior que o das partículas de aerossol, o que causa uma variação observável nos tripletos que pode ser empregado no monitoramento da contaminação por nuvens em muitos casos. Todos os canais são utilizados para obtenção da profundidade óptica e dos coeficientes de Angström das partículas de aerossol, com exceção do canal de 940nm que é utilizado para determinar a concentração de vapor de água precipitável presente na coluna.

As medidas de radiação celeste são realizadas utilizando-se filtros de 440, 670, 870 e 1.020nm com bandas de 10 nm. Uma seqüência de medida espectral simples (Langley do céu) é feita imediatamente após a medida Langley direta do sol, a 20° do sol. Essa medida é utilizada para avaliar a estabilidade da análise do

Langley plot. Duas observações celestes básicas são realizadas: a do almucântar e a do plano principal. Um almucântar constitui uma série de medidas realizadas num cone cujo ângulo zenital de observação (θ) é igual ao ângulo zenital solar (θ_0), variando-se o ângulo azimutal (φ) relativo à posição do sol, desde 0° até 360° . Durante uma medida no almucântar, as observações em um comprimento de onda é feita em aproximadamente 40 segundos. Essa medida é repetida para cada canal para completar uma seqüência de almucântar. Mais de quatro seqüências de almucântar são realizadas diariamente em massas ópticas de 4, 3, 2 e 1,7, tanto pela manhã quanto à tarde e um almucântar é realizado a cada hora entre 09:00h e 15:00h, horário solar local para o instrumento padrão. Uma medida direta do sol é feita a cada seqüência espectral do almucântar.

O plano principal é definido como o plano vertical que contém o sol, portanto, o ângulo azimutal de observação é fixo e varia o ângulo zenital de observação. A seqüência de medidas padrão do plano principal é realizada a partir de uma observação direta do sol, posteriormente, o sensor é direcionado a uma posição 6° abaixo do disco solar e então é realizada uma varredura, passando novamente pelo sol, em aproximadamente 30 segundos para cada um dos quatro comprimentos de onda. As observações no plano principal são realizadas a cada hora quando a massa óptica é menor que 2 para minimizar as variações em radiância devido a mudanças na massa óptica.

Os radiômetros solares da AERONET fornecem medições que são muito adequadas ao cálculo do albedo simples de aerossóis. De fato, os radiômetros detectam os fluxos de radiação direta e difusa em atmosferas sem a presença de nuvens. A radiância monocromática direta L encontra-se associada à profundidade óptica $\tau_{\lambda_{ext}}$ (a contribuição da luz espalhada no hemisfério posterior é negligenciada):

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \exp(-m_0 \tau_{\lambda_{ext}}) \quad \text{Equação 1}$$

onde L_0 é a radiância incidente no topo da atmosfera; m_0 é a massa óptica do ar ($m_0 = 1/\cos\theta_0$, para ângulos zenitais do sol $\theta_0 \leq 75^\circ$). Os radiômetros celestes também medem a radiância difusa no almucântar solar ($\theta_0 = \theta_1$, onde θ_1 é o ângulo zenital de observação). A radiância neste almucântar apresenta um comportamento dependente

das características de espalhamento promovido pelos aerossóis. O cálculo da radiância só é possível através do desenvolvimento da Equação de Transferência Radiativa. A solução apropriada pode ser representada esquematicamente como um produto dos termos de extinção e espalhamento (NAKAJIMA et al., 1996):

$$E(\theta_0, \varphi) = E(\Theta) = Fm_0\Delta\Omega R(\tau_{\lambda_{sct}}; P(\Theta); A) \quad \text{Equação 2}$$

onde E é a irradiância difusa monocromática ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$); F é o fluxo solar (irradiância solar); $P(\Theta)$ é a função de fase do espalhamento; φ é o ângulo de observação azimutal; Θ é o ângulo de espalhamento; $\Delta\Omega$ é o ângulo sólido de visada do instrumento; e $R(\tau_{\lambda_{sct}}; P(\Theta); A)$ denota o termo responsável apenas pelo espalhamento, onde A representa a reflectância do solo (Lambertiana).

A radiância atmosférica celeste pode ser parametrizada através da resolução da equação de transferência radiativa em uma atmosfera plano-paralela. A distribuição angular de radiância difusa descendente pode ser descrita por:

$$L(\Theta, \lambda) = F_0 m_0 \frac{[\exp(-m_0 \tau) - \exp(-m_1 \tau)]}{m_0 - m_1} \cdot (\omega_0 P(\Theta; \lambda) + G(\dots)), \quad \text{se } \theta_1 \neq \theta_0$$

Equação 3

$$L(\Theta, \lambda) = F_0 m_0 \exp(-m_0 \tau) \cdot (\omega_0 \tau P(\Theta; \lambda) + G(\dots)), \quad \text{se } \theta_1 = \theta_0$$

onde $L(\Theta, \lambda)$ é a radiância celeste espectral em diferentes comprimentos de onda e em ângulos de espalhamento Θ distintos; $\omega_0 = \omega_0(\lambda)$ é o albedo simples; e $P(\Theta, \lambda)$ é a função de fase em diferentes comprimentos de onda. O termo $G(\dots) = G(\omega_0(\lambda); \tau_{\text{ext}}(\lambda); P(\Theta, \lambda); A(\lambda); \theta_0; \theta; \varphi)$ descreve o efeito de espalhamento múltiplo, onde φ é o ângulo azimutal das observações e $A(\lambda)$ é a reflectância espectral da superfície. A equação acima é válida para uma atmosfera homogênea, sem levar em conta os efeitos de polarização e da dependência angular da reflectância de superfície (aproximação Lambertiana).

Desta forma, as medições a partir do sol e do céu obtidas pelos radiômetros contêm dados complementares de radiância difusa (equação (3)) e do feixe de luz

direta (equação(2)), ambos necessários para a obtenção do albedo simples do aerossol. Em princípio, $\tau_{\lambda_{ext}}$, $\tau_{\lambda_{sct}}$, e $P(\Theta)$ nas equações (2) e (3) representam as características da massa total de ar e são dependentes da absorção gasosa e espalhamento molecular, além do espalhamento e absorção por aerossóis. No entanto, os processos de absorção gasosa e espalhamento molecular podem ser evitados através de certas especificações instrumentais, ou ainda, por meios adequados de seleção de dados climatológicos. A título de exemplo, os comprimentos de onda dos quatro canais espectrais presentes no radiômetro celeste (440, 670, 870, e 1.020nm) foram cuidadosamente selecionados de modo a evitar fortes bandas de absorção gasosa. Suaves bandas de absorção referentes ao vapor d'água e ao ozônio são consideradas através de dados climatológicos e medições complementares. O espalhamento molecular (ou Rayleigh) que acontece na atmosfera é de caráter bem mais estável e é incorporado nas equações (2) e (3) por meio de perfis climatológicos da temperatura e da pressão atmosférica. (Os efeitos da reflectância da superfície são inclusos nos cálculos através de suposições primordiais). Dessa forma, a profundidade óptica do aerossol pode ser facilmente derivada a partir de medições de radiação direta (equação (1)):

$$\tau_a(\lambda) = \frac{1}{m_0} \ln\left(\frac{F_0}{F}\right) - \tau_{gas}(\lambda) - \tau_{mol}(\lambda) \quad \text{Equação 4}$$

onde $\tau_{gas}(\lambda)$ é a profundidade óptica da absorção gasosa, e $\tau_{mol}(\lambda)$ representa a profundidade óptica do espalhamento molecular.

3.2.3 Acurácia das propriedades dos aerossóis obtida pelo radiômetro

Os parâmetros obtidos através da inversão proposta por DUBOVİK et al. (2000) foram analisados individualmente. Os estudos mostraram que uma obtenção precisa de $\omega_0(\lambda)$ (com uma acurácia próxima a 0,03) e do índice complexo de refração $n(\lambda)$ (erros da ordem de 30 a 40% da parte imaginária e próximo de 0,04 para a parte real do índice) só foi possível a partir de uma atmosfera com alta

contaminação por aerossóis ($AOD_{440} \geq 0,5$) em ângulos zenitais do sol acima de 50° (isto é, o intervalo de ângulos de espalhamento no almucântar solar maior que 100°).

Em condições de menor contaminação, a precisão na obtenção de $\omega_0(\lambda)$, $k(\lambda)$, e $n(\lambda)$ decresce substancialmente, em virtude da diminuição do conteúdo de informações. De fato, a acurácia de calibração torna-se um obstáculo, pois ocasiona erro nas medições de AOD_{440} ($\Delta\tau = \pm 0,01$) que é da ordem de, aproximadamente, 5 a 10 % do valor da profundidade óptica (nos casos em que $\tau_{440} \leq 0,2$), comparável à parcela da absorção que ocorre na profundidade óptica total. De maneira similar, os cálculos de $\omega_0(\lambda)$ e $k(\lambda)$ apresentam um grau a mais de dificuldade, assim como $n(\lambda)$, pois os efeitos de espalhamento em $n(\lambda)$ e $k(\lambda)$ não são completamente independentes. Sendo assim, o erro associado a $\tau_{440} \leq 0,2$, oscila entre 0,05 e 0,07 nos cálculos de $\omega_0(\lambda)$, de 80 a 100% na parte imaginária do índice refrativo e até 0,05 da parte real deste índice.

Os cálculos para obtenção da distribuição volumétrica de tamanho das partículas mostram-se adequados em praticamente todas as situações ($\tau_{440} \geq 0,05$), de acordo com DUBOVIK et al. (2000). Estudos mostraram que o erro dos cálculos da densidade de volume $dV(r)/d \ln r$ varia como uma função não linear do tamanho da partícula, do tipo do aerossol e de medidas instantâneas da distribuição de tamanho. Em particular, para a faixa intermediária da distribuição de tamanho ($0,1 \leq r \leq 7 \mu\text{m}$), os erros nos cálculos não ultrapassam os 10% no ponto máximo da distribuição de tamanho e pode aumentar até 35% para os pontos correspondentes aos valores mínimos de $dV(r)/d \ln r$ dentro desta faixa espectral. Para os limites ($0,05 \leq r \leq 0,1 \mu\text{m}$, e $7 \leq r \leq 15 \mu\text{m}$) do intervalo dimensional considerado, a acurácia dos cálculos da distribuição de tamanho diminui significativamente. Esta redução é atribuída à baixa sensibilidade do espalhamento dos aerossóis em 0,44, 0,67, 0,87 e 1,02 μm para partículas com estes tamanhos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

No presente capítulo são discutidos os resultados obtidos a partir das análises das séries temporais entre 2001 e 2006 de algumas propriedades dos aerossóis obtidas pelos radiômetros da rede AERONET. Esses resultados são apresentados para Cuiabá-MT, localizada ao sul da Amazônia. PROCÓPIO (2005) ressaltou que há seis radiômetros instalados na Amazônia. O estudo destes dados permitiu a diferenciação de duas regiões geográficas com características distintas, uma bastante impactada pelas atividades antropogênicas e outra pouca impactada. E, que Cuiabá representa, além de Abracos Hill, Alta Floresta e Rio Branco, local de bastante impacto da atividade antropogênica.

Em condições de atmosfera limpa nos continentes, a AOD é de aproximadamente 0,1 (ou ainda inferior), o albedo simples do aerossol é em geral, superior a 0,9, e o fator de assimetria médio fica em torno de 0,7 (HOUGHTON et al., 1996). À medida que o conteúdo de poluentes aumenta e a quantidade de partículas da moda fina torna-se mais concentrado próximo à superfície (nas camadas atmosféricas entre 1 e 2 km), o valor da profundidade óptica do aerossol também passa por um acréscimo. Caso as partículas contenham uma grande quantidade de carbono elementar (*black carbon*), há uma redução do valor de albedo simples. Como consequência direta, os processos de espalhamento e absorção promovidos por aerossóis superam as contribuições das interações radiativas dos constituintes atmosféricos (CHAMEIDES et al., 1999).

Portanto, os parâmetros ópticos das partículas de aerossóis na região de Cuiabá são modificados durante a transição do período chuvoso para o seco. Os resultados fornecem detalhada caracterização do aerossol oferecendo parâmetros realísticos que podem contribuir para o aperfeiçoamento de modelos numéricos regionais de previsão de tempo e estudos climáticos. As análises apresentadas a seguir foram realizadas com base em dados obtidos da rede AERONET de nível 1.5³.

³ Nível 1.0 – Sem filtro para nuvens e calibração final pode não ter sido aplicada

Nível 1.5 – A ocorrência de nuvens já é automaticamente detectada, mas sem calibração final.

Nível 2.0 – Deve apresentar qualidade assegurada nos aspectos de calibração anterior e posterior à exposição do radiômetro em campo, dados contaminados por nuvens com remoção automática e inspeção manual.

4.1 AS MEDIDAS DA AERONET

A Figura 11 mostra os valores médios mensais de água precipitável entre 2001 e 2006 em Cuiabá (MT). A partir desses valores podem-se estabelecer duas estações diferentes: estação chuvosa, compreendida entre os meses de outubro a abril, e estação seca, definida entre os meses de maio a setembro. Há um período de transição para a estação chuvosa entre os meses de setembro e outubro, quando os valores de água precipitável começam a aumentar. PAIXÃO et al. (2006), entretanto, ressaltou através dos valores médios mensais de água precipitável, que em Alta Floresta (MT) e Ji Paraná (RO), a estação chuvosa está compreendida entre os meses de novembro a abril.

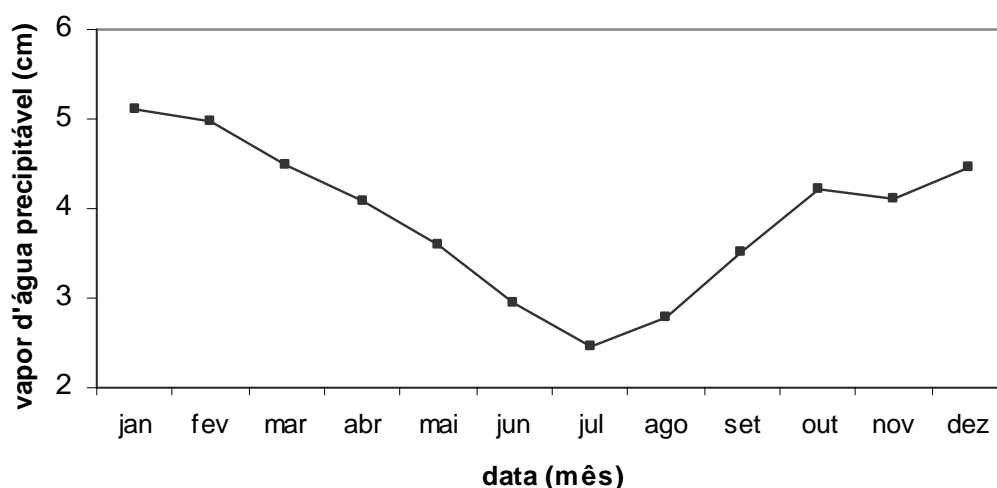


FIGURA 11 - Média mensal da quantidade de vapor d'água precipitável (cm) em Cuiabá, entre março de 2001 e novembro de 2006.

A profundidade óptica do aerossol (AOD) foi analisada principalmente para o parâmetro óptico com ênfase na região espectral da radiação fotossinteticamente ativa (compreendida entre 400 e 700 nm). YAMASOE et al. (2000) e SCHAFER et al. (2002a) concluíram que a forçante radiativa direta instantânea das partículas oriundas de queimadas na região da Amazônia, da radiação PAR, pode chegar a aproximadamente -150 Wm^{-2} , na superfície, para uma profundidade óptica de aerossol igual a um no canal de 500 nm. A realização da fotossíntese e a taxa de crescimento das plantas são proporcionais à quantidade de radiação solar incidente, sobretudo em dosséis cuja estrutura beneficia a passagem de luz solar, desde que

outros parâmetros ambientais não atuem como limitadores. Essa fração da radiação solar consiste nos comprimentos de onda que são utilizados pelas plantas em processos bioquímicos na fotossíntese de conversão da energia fotolítica em biomassa (KANIA et al., 2001).

A estação de queimadas compreende os meses de julho, agosto, setembro e outubro. Nesse período a emissão de aerossóis de queimada aumenta abruptamente e a profundidade óptica do aerossol aumenta drasticamente, como pode ser visto na Figura 12. O pico em setembro é muito acentuado, cerca de cinco vezes maior que em março, por exemplo. Na Figura 13 são apresentadas às médias de espessura óptica do aerossol em função do comprimento de onda no mês de setembro (auge das queimadas) e no mês de março (estação chuvosa). Nota-se a modificação dos valores de profundidade óptica entre os regimes das estações chuvosa e seca, assim como a inclinação das curvas denotando um aumento da dependência espectral para os comprimentos de onda medidos.

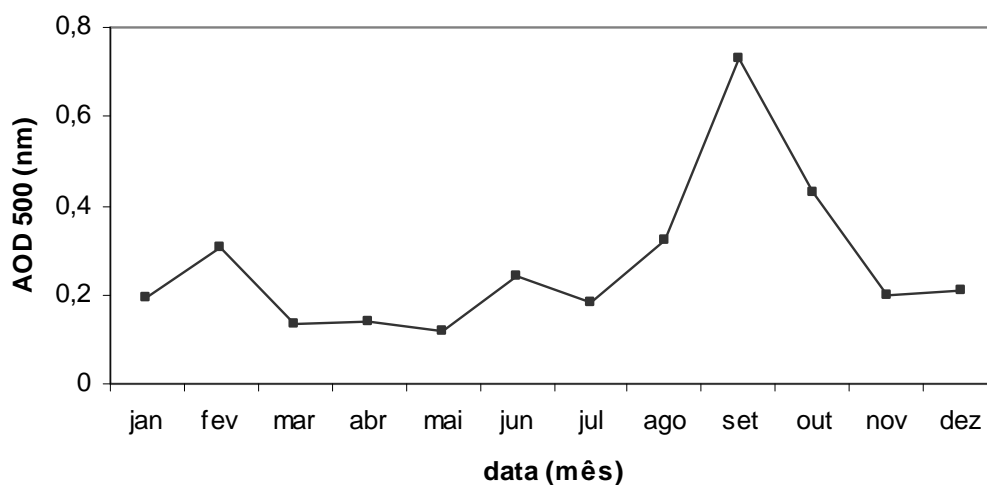


FIGURA 12 - Média mensal da profundidade óptica do aerossol (500 nm) em Cuiabá, entre março de 2001 e novembro de 2006.

No mês de setembro, quando a influência das queimadas é máxima, a profundidade óptica tem uma forte dependência espectral, enquanto que no mês de março a profundidade óptica é quase constante em relação ao comprimento de onda. Esta diferença acentuada entre os valores nos comprimentos de onda, deve-se, portanto, às quantidades exageradas de queimadas que ocorrem no mês de setembro, aumentando o percentual de *black carbon* na fração do material particulado. Este

composto representa a fração de particulado de maior eficiência na absorção de radiação de comprimento de onda curta.

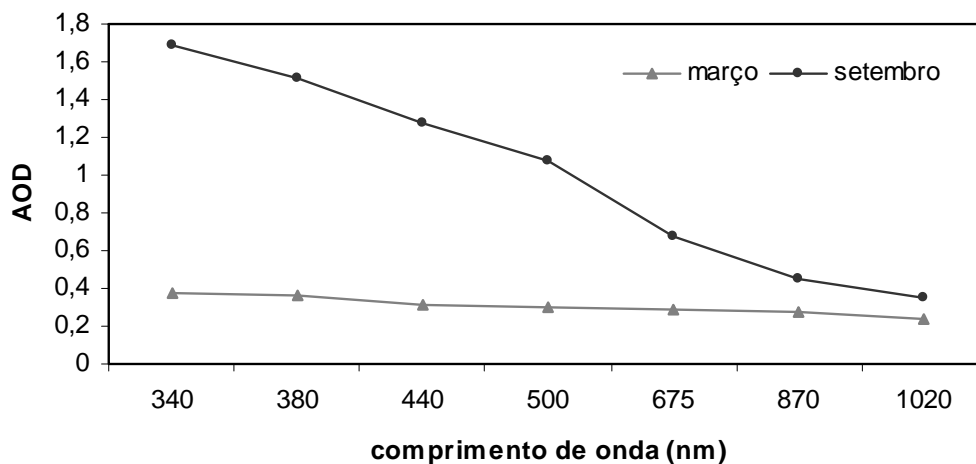


FIGURA 13 - Dependência espectral da profundidade óptica do aerossol, março de 2001 e novembro de 2006.

A figura 14 mostra as séries temporais das médias diárias de espessura óptica dos aerossóis (AOD), em 500 nm, e da coluna de vapor d'água precipitável (cm) entre março de 2001 e novembro de 2006. Observa-se uma marcante sazonalidade de espessura óptica e vapor d'água, tendo os meses de agosto, setembro e outubro os valores mais altos de AOD, acompanhados de baixos valores de vapor d'água. A sazonalidade é caracterizada com valores máximos de profundidade óptica na estação seca e mínimos na estação chuvosa. Essa variabilidade se deve aos fatores climáticos e econômicos e também aos padrões de precipitação. Os valores altos de AOD nos três meses anteriormente citados acontecem porque a maioria dos focos de incêndio em Mato Grosso e região ocorrem neste período.

A variabilidade de vapor d'água está relacionada à climatologia da precipitação desta região, como pôde ser observado no capítulo 2 deste trabalho. As médias mensais de vapor d'água variam entre 4,1 e 5,1 cm, na estação chuvosa, e entre 2,5 e 3,6 cm, na estação seca, podendo alcançar valores mínimos de média diária de até 1 cm. Durante a estação seca a maioria das médias mensais de espessura óptica (500 nm) situam-se no intervalo entre 0,14 e 0,73, podendo atingir picos de médias diárias de 2,63, sendo o valor médio de toda a estação igual a 0,37.

Já na estação chuvosa as médias mensais variam num intervalo entre 0,14 e 0,43, com média de 0,26 para a estação. Esses valores da estação chuvosa não correspondem a valores de *background*⁴ para aerossóis em Cuiabá, com fontes basicamente biogênicas, como demonstrou PROCÓPIO (2005) para Balbina e Belterra, mas estão de acordo com os encontrados em Abracos Hill, Alta Floresta e inclusive Cuiabá. Em Cuiabá, durante a estação chuvosa, os aerossóis biogênicos que resultam das emissões naturais de vegetação, tem contribuições marcantes na fração de aerossol, porém a quantidade de aerossol proveniente de ressuspensão de poeira do solo e poluição urbana é quantitativamente significativa e, com menor contribuição de emissão para a época das queimadas (ALMEIDA FILHO, 2006).

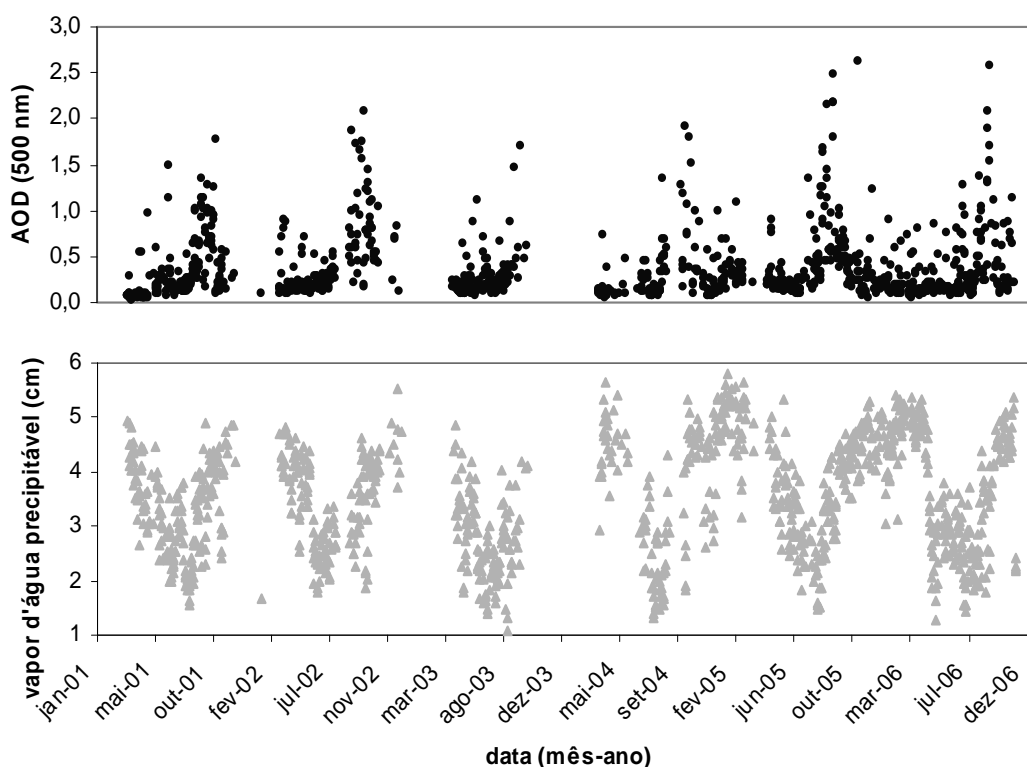


FIGURA 14 - Séries temporais das médias diárias da espessura óptica dos aerossóis (AOD), em 500 nm, e do vapor d'água precipitável (cm).

A susceptibilidade das concentrações de poluentes às condições meteorológicas é visível quando se observa a baixa concentração de AOD nos meses de novembro a maio comparado com os demais meses. Nesses meses há a

⁴ A Tradução de background para o português significa “atmosfera em condições limpa”.

ocorrência de intensas chuvas (figura 9), e estas por sua vez promovem a remoção do particulado da atmosfera. A chuva também reduz a concentração de poeira do chão reduzindo o material particulado do solo. O contrário ocorre nos meses de junho a outubro onde há uma estiagem com redução na precipitação.

A variabilidade da distribuição de tamanho das partículas de aerossóis, é importante, por exemplo, no monitoramento de entradas de massas de ar contendo partículas com tamanhos diferentes das existentes na atmosfera local, quando no estudo do transporte a longas distâncias e no estudo da evolução temporal das partículas presentes na atmosfera da região em avaliação. A dependência espectral das propriedades ópticas das partículas de aerossol depende da sua distribuição de tamanho. É possível a utilização do coeficiente de Ångström para se ter noções a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera, que causam a atenuação da radiação solar medida calculado entre dois comprimentos de onda distintos quaisquer. Na figura 15 podemos observar predominantemente valores de coeficientes altos para a estação seca e baixos para a estação chuvosa. Partículas grandes convergem a valores que tendem a zero, indicando extinção espectralmente neutra, por outro lado partículas pequenas, denotam grande extinção da radiação solar. Embora seja necessário o conhecimento da distribuição de tamanho para a obtenção do raio efetivo, a vantagem da utilização do coeficiente de Ångström reside no fato de possuir uma interpretação física direta, por estar relacionada com o tamanho da partícula, possuindo a mesma dimensão que seu raio. Na figura 16 se observam os valores de profundidades ópticas para as partículas da moda fina e grossa, com sazonalidade marcante. Pode-se perceber como o aumento da AOD, relacionado ao aumento das queimadas na região, contribui diretamente para o aumento da profundidade óptica das partículas finas, num claro exemplo da dinâmica das propriedades destes aerossóis. Isto já havia sido destacado por trabalhos anteriores (HOLBEN et al., 1996; DUBOVİK et al., 2002).

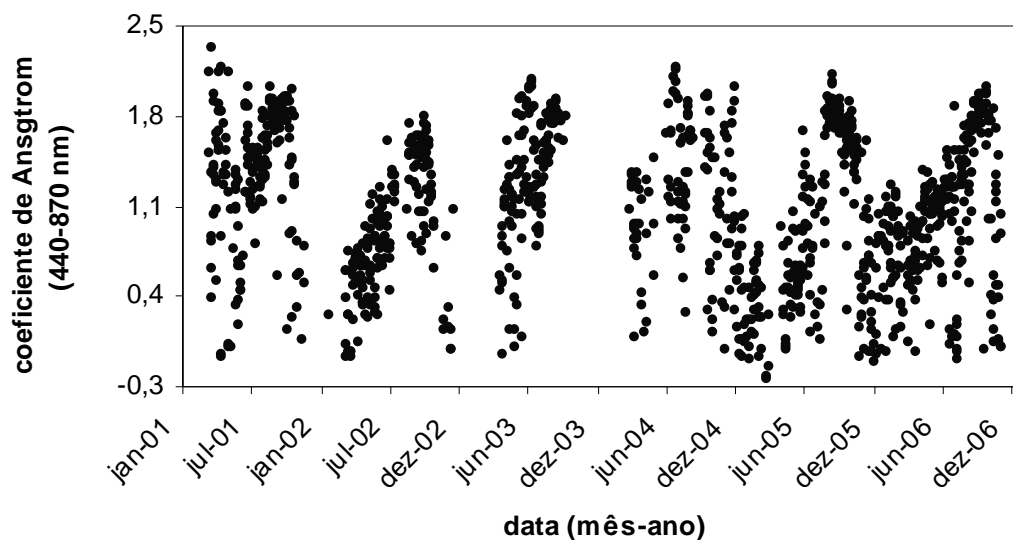


FIGURA 15- Coeficiente de Ångström, calculado com os valores de AOD obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440 nm e 870 nm.

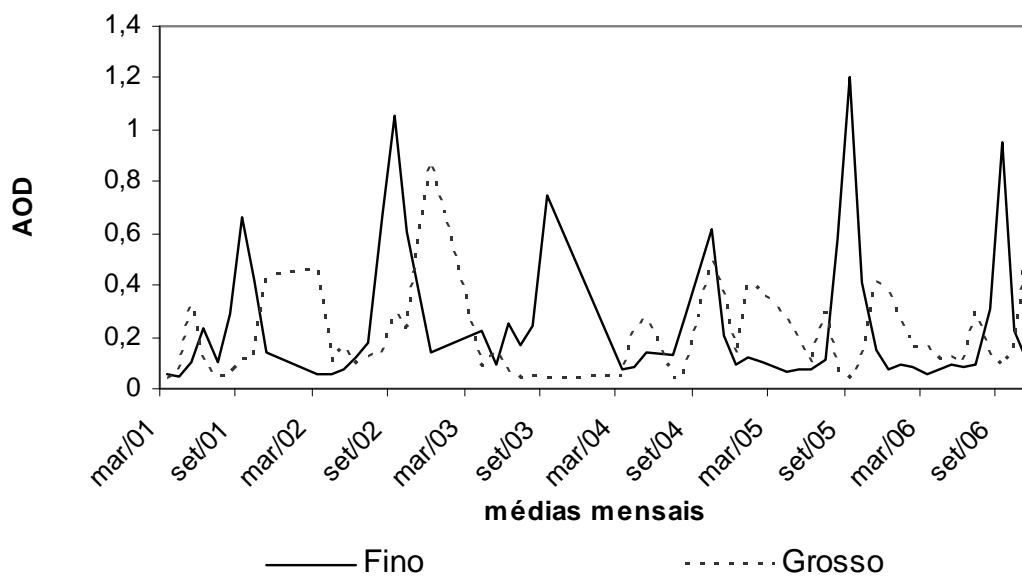


FIGURA 16 - Média mensal da profundidade óptica do aerossol (500 nm) nas frações fina e grossa dos aerossóis em Cuiabá.

A figura 17 mostra os coeficientes de Ångström, obtidos através dos comprimentos de onda 440 e 870 nm, em função da AOD (500 nm). Pode-se observar que existe uma mesma tendência de aumento do coeficiente quando do aumento de AOD, para $0,3 \leq \text{AOD} \leq 2,20$, mostrando a forte dependência espectral

das partículas da queima da biomassa e indicando a presença predominante de partículas pequenas.

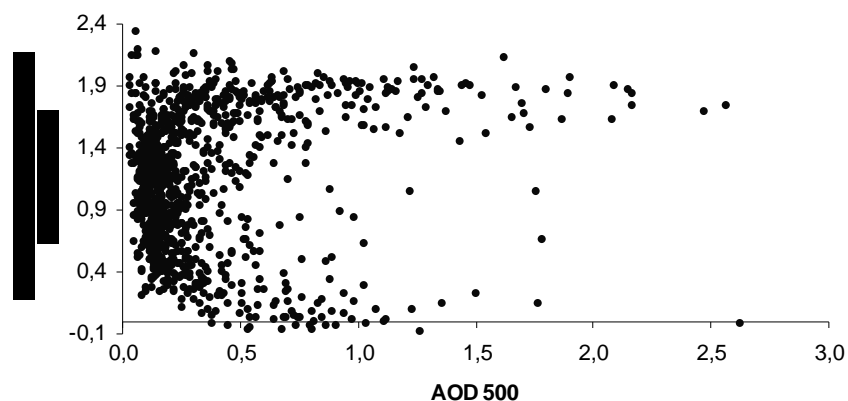


FIGURA 17 - Coeficiente de Ångström, calculado com os valores de AOD obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440 nm e 870 nm, em função de AOD 500 nm.

Na tabela 2 se observam as médias mensais de propriedades ópticas estudadas. Para o albedo (SSA), apresenta-se a média do comprimento de onda 440nm e para as demais propriedades: assimetria (g), índice de refração real (n) e imaginário (k) médias dos comprimentos de onda de 440 nm, 675 nm, 870nm e 1020 nm. O fator de assimetria, g , é praticamente constante durante o ano e sua variabilidade é mais correlacionada com a estação do ano que com a estação de queimadas, o espalhamento frontal (pró-espalhamento) diminui. Este tipo de comportamento indica que ocorre um aumento da absorção de radiação. A média de todos os valores de g é de $0,607 \pm 0,092$.

A parte real do índice de refração, n , apresenta comportamento notável relacionado à estação de queimadas, diminuindo o espalhamento nos meses de setembro e outubro. Os valores obtidos justificam-se pelo fato de Cuiabá estar localizada em uma região de vegetação de cerrado que sofre combustão predominantemente em fase *flaming* na qual ocorre emissão de quantidades maiores de partículas de *black carbon* comparativamente à fase *smoldering*. Além disso, a região recebe contribuição significativa de partículas de aerossol da moda grossa, oriundas de ressuspensão de poeira de solo, o que pode ter contribuído para os valores da parte real do índice de refração observados. A parte imaginária do índice de refração, relacionada com as propriedades de absorção de radiação pelas

partículas, apesar de ter um valor alto no mês de setembro (estação seca) não tem seu comportamento claramente associado à estação das queimadas.

Também relacionado com as propriedades de espalhamento e absorção das partículas, o albedo de espalhamento único dos meses altamente influenciados por queimadas, cresce ao longo deste período, entretanto, os valores são parecidos com os da estação chuvosa, ou até maior, no caso do mês de setembro. Estes valores ficam dentro do patamar estabelecido por DUBOVIC et al. (1999), pois segundo estes autores os valores de albedo simples variam espectralmente entre 0,70 e 0,92, no caso de aerossóis provenientes da queima de biomassa. A média de albedo, foi de $0,732 \pm 0,163$.

TABELA 2 - Valores médios mensais e respectivos desvios de propriedades ópticas estudadas, entre março de 2001 e novembro de 2006.

	SSA							
	440	D.P.	g	D.P.	n	D.P.	k	D.P.
Janeiro	0,650	0,286	0,624	0,060	1,500	0,125	0,254	0,138
Fevereiro	0,605	0,023	0,637	0,041	1,571	0,013	0,151	0,043
Março	0,676	0,113	0,607	0,149	1,555	0,054	0,229	0,090
Abril	0,710	0,203	0,621	0,031	1,558	0,041	0,132	0,058
Mai	0,626	0,071	0,640	0,027	1,565	0,032	0,172	0,076
Junho	0,740	0,089	0,639	0,036	1,546	0,032	0,095	0,066
Julho	0,707	0,079	0,640	0,044	1,557	0,023	0,080	0,075
Agosto	0,810	0,081	0,591	0,043	1,537	0,019	0,089	0,049
Setembro	0,833	0,129	0,567	0,069	1,502	0,027	0,144	0,147
Outubro	0,757	0,276	0,504	0,178	1,483	0,054	0,130	0,100
Novembro	0,820	0,170	0,656	0,046	1,519	0,053	0,062	0,042
Dezembro	0,768	0,307	0,630	0,037	1,533	0,071	0,123	0,030

D.P. = Desvio Padrão

4.2 AEROSSOL DE QUEIMADAS

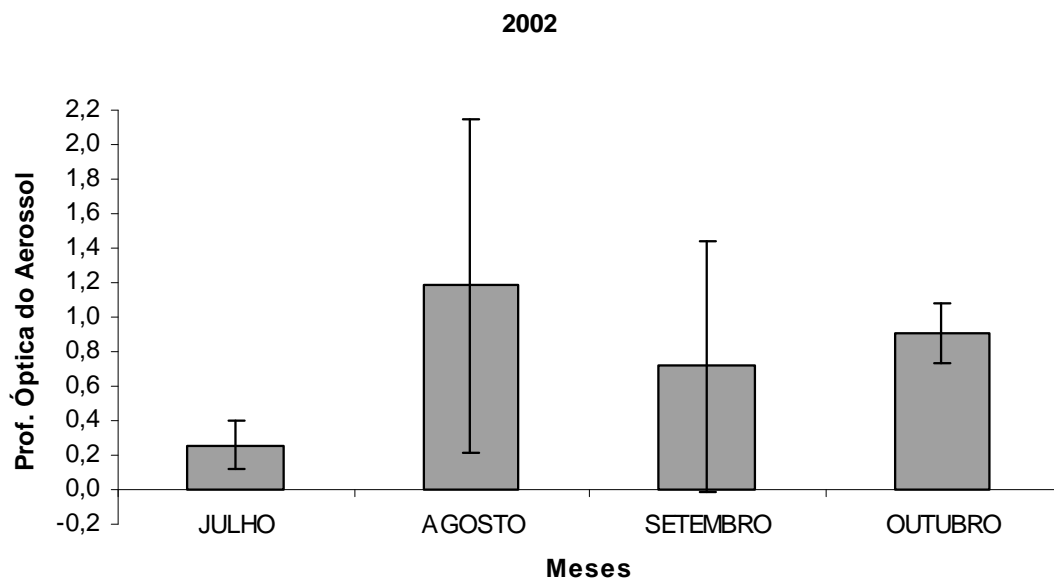
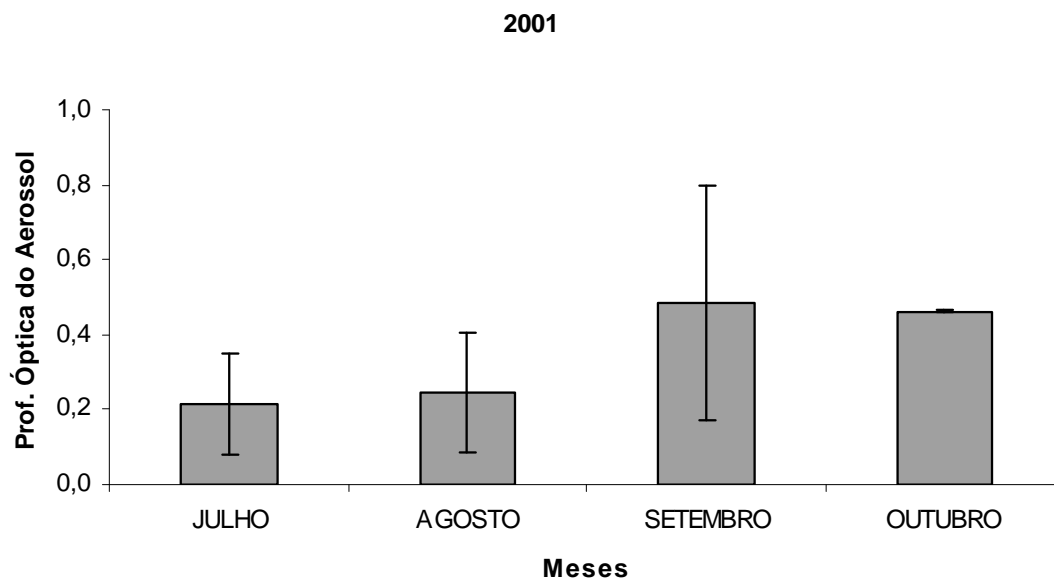
A profundidade óptica do aerossol (500 nm), coeficientes de Ångström (440-870 nm), o albedo simples (440 nm), os índices de refração (partes real e imaginária) e o fator de assimetria nos comprimentos de onda iguais a 440, 675, 870 e 1020 nm e a distribuição da AOD nos diferentes tamanhos das partículas, foram os parâmetros ópticos analisados na primeira etapa deste trabalho, com ênfase na região

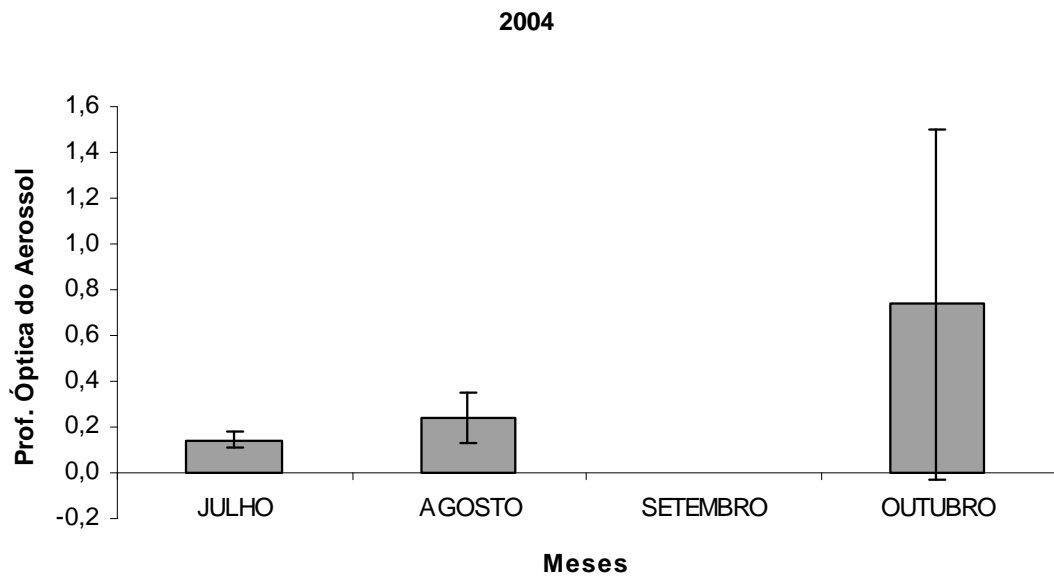
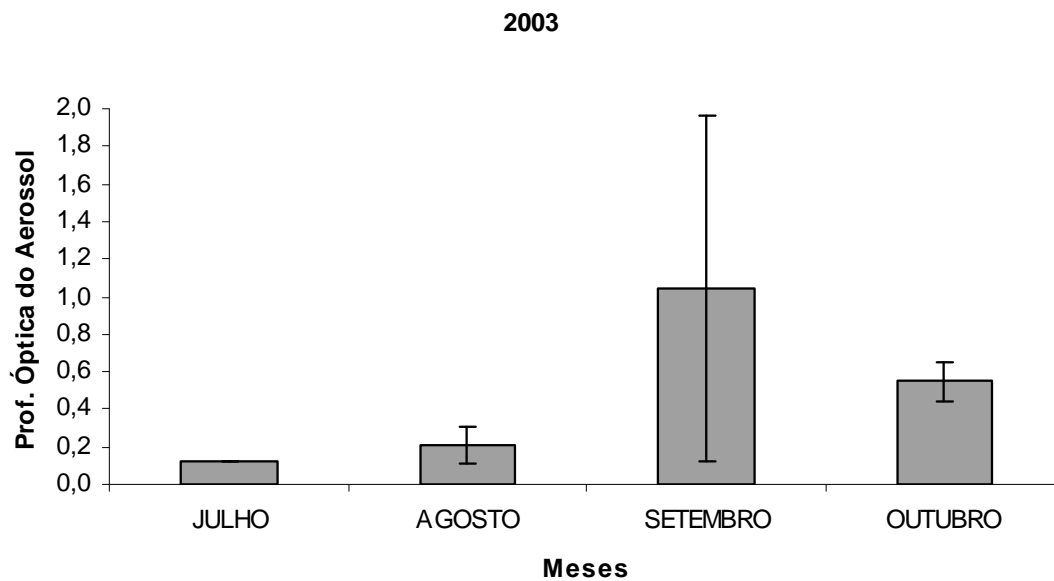
espectral da radiação fotossinteticamente ativa. Através deste estudo foi possível identificar padrões para as partículas de aerossóis de queimada.

Nesta etapa do trabalho serão analisados os resultados obtidos da profundidade óptica e do coeficiente de Ångström, entre os anos de 2001 a 2006, para o período de queimadas, ou seja, meses de julho, agosto, setembro e outubro, onde se percebem valores mais altos destes parâmetros.

Como pode ser visto na figura 18, os valores mais altos de profundidade óptica do aerossol, no comprimento de onda de 500 nm, são durante os meses de agosto, setembro e outubro, embora julho já apresente condições de estação seca e das queimadas. Como pode ser visto, há uma tendência predominantemente de setembro ser um mês crítico devido à presença de fumaça em suspensão na atmosfera. A média diária da AOD 500 nm para os quatro meses em destaque foi de $0,50 \pm 0,44$. Pode-se notar que o desvio padrão foi alto. Essa variabilidade é notada em ocasiões de remoção e inserção de material particulado na atmosfera com bastante frequência.

Durante a estação de queima de biomassa, foi possível notar (figura 18) que em determinados episódios de alta carga de material particulado na atmosfera, os valores mais elevados de AOD atingiram médias mensais de 1,18 em agosto de 2002 e 1,05 em setembro de 2003. As medidas durante a estação seca apresentaram-se muito superiores aos valores usuais de *background* (inferiores a 0,2), correspondendo à atmosfera em condições residuais. De acordo com ECHALAR et al. (1998), essas medidas de AOD durante a estação de queimadas são importantes em termos do balanço radiativo na atmosfera. São fundamentais para o retroespalhamento da radiação solar de volta para o espaço, como também, por uma possível redistribuição da energia espectral para a superfície terrestre, ou seja, diminuição da radiação solar direta e aumento radiação solar difusa.





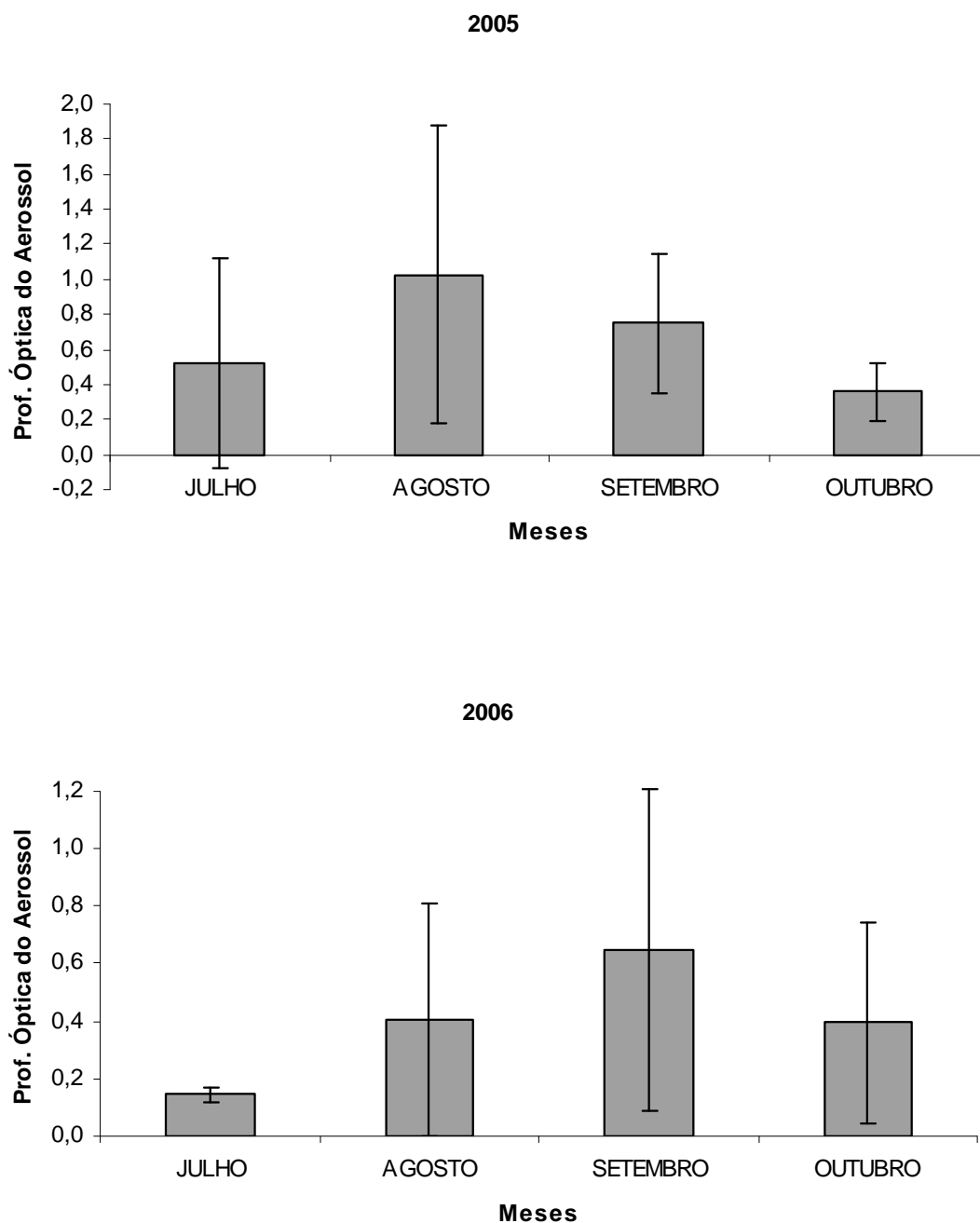


FIGURA 18 – Médias e desvios padrão das profundidades ópticas dos aerossóis no comprimento de onda 500 nm, durante a estação seca nos anos de 2001 a 2006.

Na figura 19 são apresentados os valores médios de AOD 500 nm entre os meses de julho e outubro de 2001 a 2006. Estes meses são característicos de queimadas. Observa-se que há uma variabilidade anual nos máximos de concentrações de AOD, com destaque para os anos de 2002 e 2005, com médias para o período de 0,77 e 0,66, respectivamente.

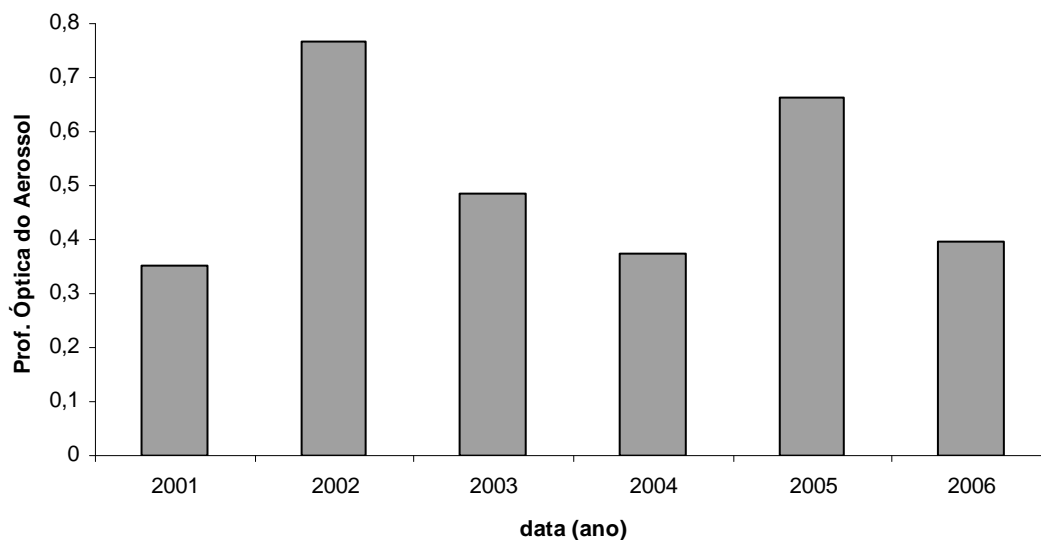


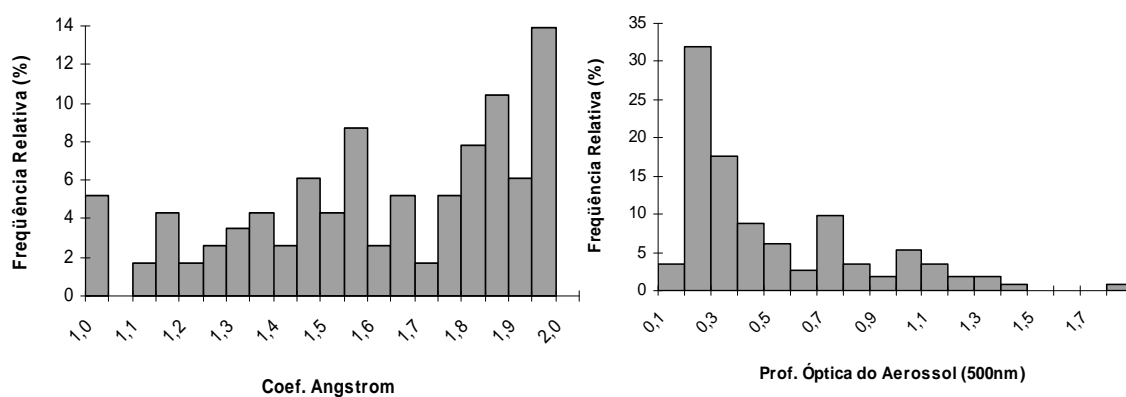
FIGURA 19 - Médias das profundidades ópticas dos aerossóis no comprimento de onda 500 nm, durante a estação de queimadas nos anos de 2001 a 2006.

Seguindo a linha de raciocínio e assumindo a equação de redução de irradiância dada por SCHAFER et al. (2002a), com valores de profundidade óptica igual a 1,0, por exemplo, a forçante radiativa correspondente pode atingir -127 Wm^{-2} , para um intervalo de ângulo solar zenital de 15 a $37,5^\circ$. Ainda conforme SCHAFER et al. (2002b) para um intervalo de ângulo solar zenital de 25 a 35° , o valor encontrado foi de -120 Wm^{-2} . Para uma espessura óptica de aerossóis da ordem de 2,5 a 3, a redução do fluxo de radiação na superfície pode ser tão alta quanto -250 Wm^{-2} . A redução no fluxo de radiação fotossintética (radiação PAR) pode ser da ordem de 70 %, afetando fortemente a produtividade primária da floresta amazônica (PROCÓPIO et al., 2003, 2004). Observando a figura 14 verificamos valores médios diários de AOD igual ou maiores que 1,0, porém poucos ultrapassaram o valor 2,5 e nenhum chegou a 3,0. Para melhor visualização destes resultados é possível verificar na figura 20 a frequência de ocorrência (%) da profundidade óptica do Aerossol (AOD 500 nm) no período em que os valores foram mais altos (julho a outubro).

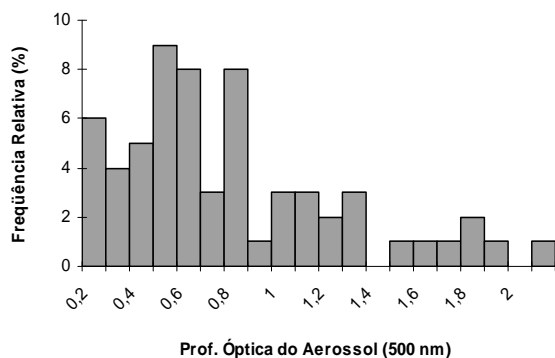
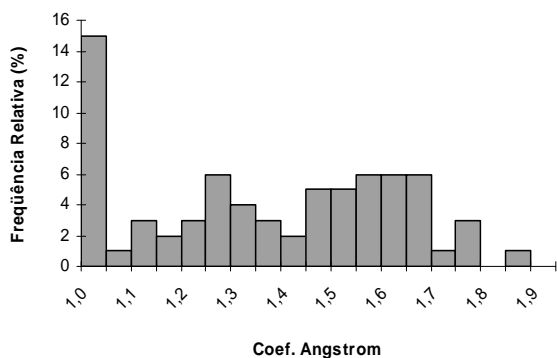
ARTAXO et al. (2001, 2003) ressaltou que esta espessa coluna de aerossóis também aumenta a fração de radiação difusa na atmosfera em relação à radiação direta, que por sua vez aumenta a penetração de radiação dentro do dossel da floresta. A vegetação utiliza de modo mais eficiente a radiação difusa para a

realização da fotossíntese, fato que compensa em parte os efeitos da redução do fluxo direto de radiação no fluxo de CO₂. 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.

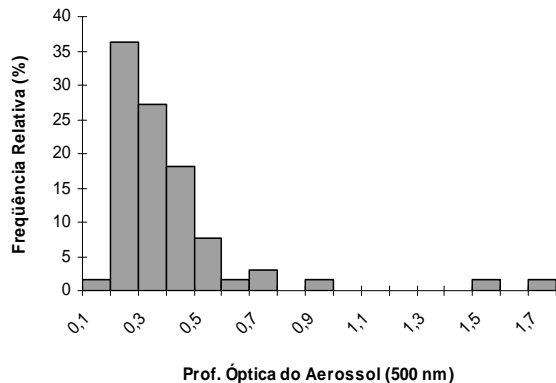
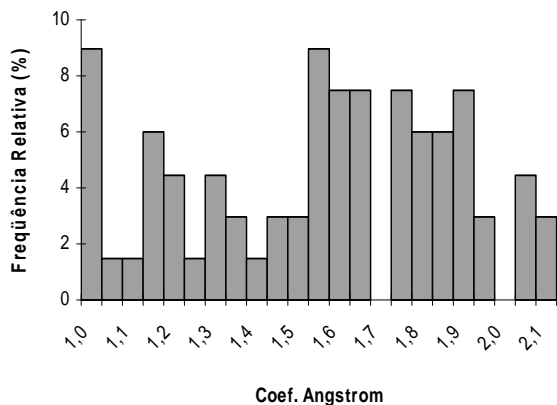
Análises simultâneas do Coeficiente de Ångström, calculado com os valores de AOD obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440 nm e 870 nm, e AOD 500 nm reforçam a melhor caracterização da presença de aerossóis em uma coluna atmosférica. As medições destes parâmetros para o período de julho a outubro, entre 2001 e 2006, estão ilustradas na figura 20 em representações de frequências de observações. Pode-se perceber que há uma concentração maior do coeficiente entre os valores de 1,5 e 2, caracterizando a presença de fumaça na região. Mesmo no caso de anos com poucas observações, esta tendência é mantida.



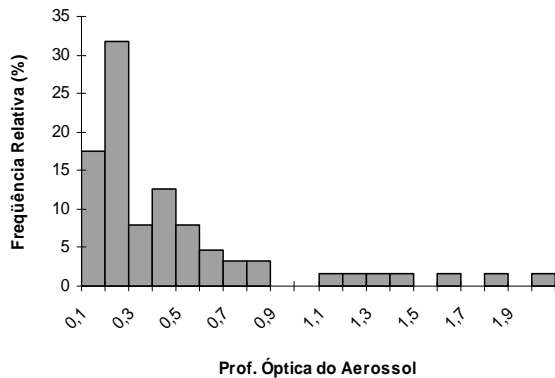
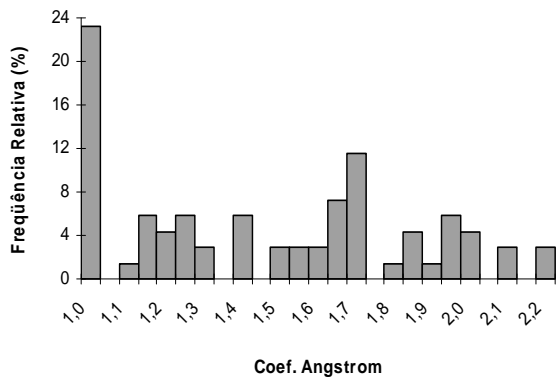
2001



2002



2003



2004

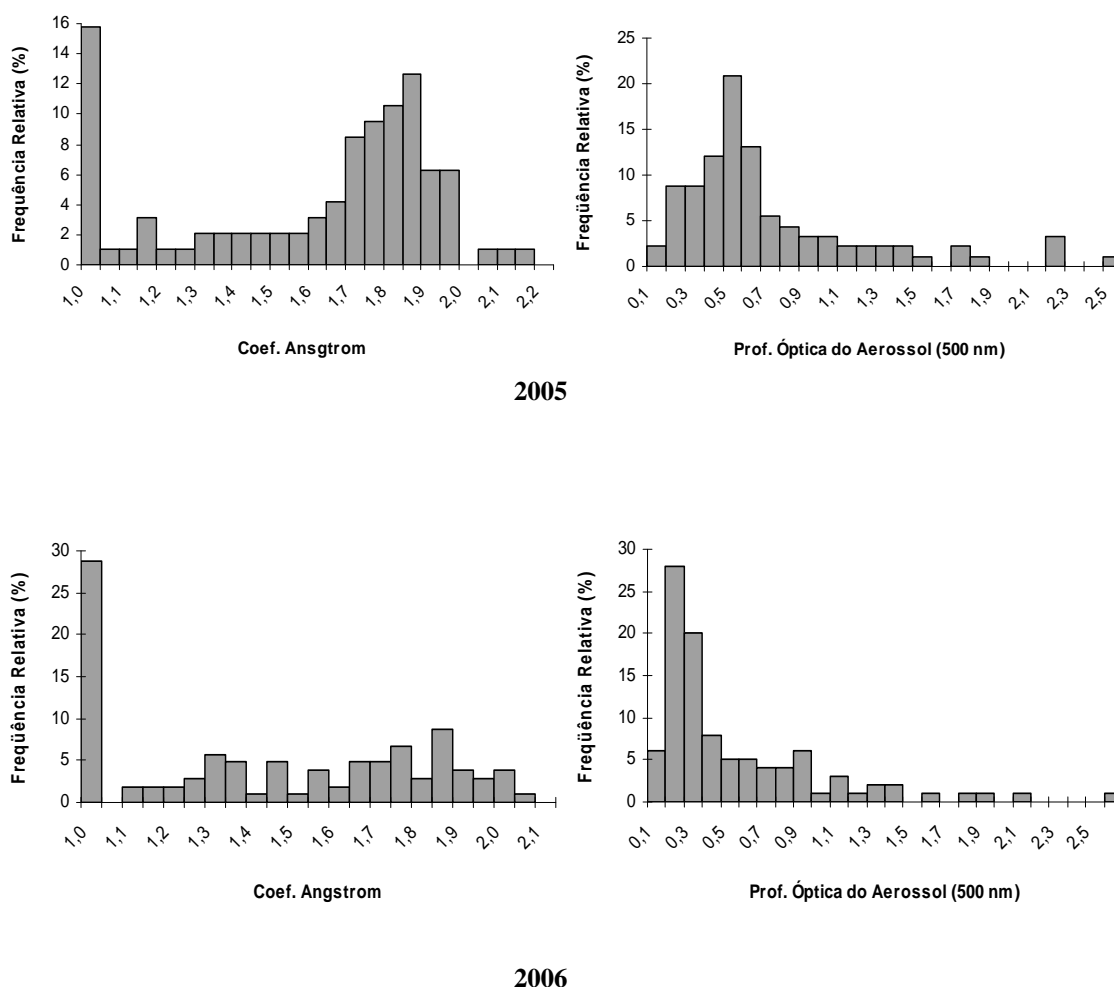


FIGURA 20 – Frequência de ocorrência (%) do Coeficiente de Ångström e da Profundidade óptica do Aerossol (AOD 500 nm).

Os valores médios diários do Coeficiente de Ångström para o período de queimadas foram de 1,56 e 1,52, para os anos de 2001 e 2003, respectivamente. Nos demais anos os valores foram inferiores. A média para o período foi 1,41. Segundo REID et al. (1999), estes valores provavelmente estão associados, ao tipo de combustível queimado, ao tipo de combustão “*flaming* (combustão com chama), e *smoldering* (ausência de chama)” ou ainda aos processos de envelhecimento das partículas à medida que são transportadas. Outra possibilidade é a contribuição mais significativa de poeira do solo, pois a vegetação é menos densa nessa região.

Os valores médios diários das profundidades ópticas do aerossol, no comprimento de onda de 500 nm, também foram mostrados na figura 20. As médias são representativas das estações de queimadas. Durante este período a profundidade óptica média foi cerca de 0,51. Verificou-se que em 2002, os valores de AOD foram

mais elevados. Os histogramas mostram que os valores médios concentraram-se, em sua grande maioria, dentro da faixa compreendida entre 0,2 e 0,9. Nota-se que este mesmo intervalo se prolonga até valores da ordem de 2,6 para os anos de 2005 e 2006. Entretanto, a frequência de observação não ultrapassa 2%. A maior flutuação apresentada foi entre os valores de 1,0 e 1,4, quando se notou maior carga de aerossol presente nesta faixa, ou seja, 11%, ocorrida no ano de 2002. Este episódio pode estar associado a processos de remoção, chuvas, ou ainda em virtude da passagem de plumas de fumaça, provenientes de outros locais, sobre a região de Cuiabá.

5 CONCLUSÕES

As expressivas concentrações de partículas de aerossóis em Cuiabá durante a estação seca e as interações destas partículas com a radiação solar têm efeitos significativos no balanço radiativo do sistema superfície-atmosfera. O estudo das características ópticas de aerossóis atmosféricos é importante para a compreensão de processos de transferência radiativa e conseqüentes impactos climáticos diretos e indiretos que ocorrem nessa região.

As propriedades ópticas do aerossol atmosférico na região cuiabana, sul da Amazônia, são influenciadas majoritariamente pela quantidade de vapor d'água disponível na atmosfera, relacionada à estação do ano, e pela emissão de grande quantidade de aerossol de queimada nos meses de agosto a outubro. Com base nos valores de água precipitável foi possível determinar duas estações: estação seca, compreendida entre os meses de maio a setembro, e estação chuvosa, do mês de outubro a abril. A profundidade óptica média do aerossol durante a estação de queimadas é de 0,51, enquanto que no resto do ano o valor médio é de 0,32, mostrando um drástico aumento na quantidade de matéria opticamente ativa na atmosfera durante o período de queimadas. O albedo de espalhamento único durante a estação chuvosa é de 0,71, já na estação seca, é de 0,74. Durante o período de queimadas o albedo aumenta para 0,78, indicando o aumento do espalhamento da radiação devido a esses aerossóis e a razão desse comportamento não é clara, constituindo tema de pesquisa atual.

A análise de medidas realizadas durante a estação seca resultou na obtenção dos valores médios para a parte real do índice de refração de partículas de aerossol iguais a 1,54 para os comprimentos de onda de 440, 675, 870 e 1020 nm. Cuiabá está localizada em uma região de vegetação de cerrado que sofre combustão predominantemente em fase *flaming* na qual ocorre emissão de quantidades maiores de partículas de *black carbon* comparativamente à fase *smoldering*, justificando o valor obtido. Além disso, a região recebe contribuição significativa de partículas de aerossol da moda grossa, oriundas de ressuspensão de poeira de solo, o que pode ter contribuído para os valores da parte real do índice de refração observados.

Os valores dos coeficientes de Ångström indicaram sazonalidade marcante. A presença de partículas da moda grossa com valores abaixo de 0,25 fora da estação de

queimadas evidencia o aumento do raio efetivo total durante o período chuvoso. Por outro lado, durante a estação de queimadas, foi possível observar uma moda fina mais significativa. O índice de espessura óptica nas duas modas de aerossol indicou a presença de partículas de aerossol absorventes provenientes da queima de biomassa, o que também foi constatado com valores do fator de assimetria menores no período de queimadas.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como perspectivas para futuros trabalhos que poderão complementar o estudo de aerossóis atmosféricos em regiões urbanas da Amazônia, ressaltamos alguns tópicos considerados como importantes que podem contribuir de forma positiva à ramificação deste assunto. Em primeiro lugar, ampliar as regiões de estudo, estendendo-se para o norte do Mato Grosso, como por exemplo, Alta Floresta, e, para a região Amazônica, como Ji-Paraná, no estado de Rondônia, possibilitando conhecer a atmosfera destes locais para o ciclo anual, bem como identificar os períodos mais críticos em que a atmosfera Amazônica se encontra em situação de *background*. Para que isso seja possível, destaca-se, em segundo lugar, o uso de uma análise estatística dos parâmetros ópticos das partículas de aerossóis derivados dos radiômetros da rede AERONET.

Em terceiro lugar, a utilização de dados de radiação solar confrontando com os parâmetros ópticos, para obtenção das forçantes radioativas diretas dos aerossóis no topo da atmosfera, na atmosfera e na superfície terrestre. Relacionar as propriedades ópticas dos aerossóis medidos com fotômetros espectrais com outros equipamentos de medidas de aerossóis, como por exemplo, o tradicional amostrador de material de particulado fino e grosso (AFG) e um estudo das concentrações de aerossóis e gases na atmosfera juntamente com monitoramento meteorológico, tais como: o vento, a temperatura, umidade relativa do ar e a chuva, visando uma melhor compreensão na dinâmica destes compostos e nos processos de remoção e de envelhecimento das partículas na atmosfera. O conhecimento da composição e tamanho das partículas e suas propriedades higroscópicas possibilitariam identificar a influência destes compostos na formação de nuvens e na alteração das condições climáticas regionais.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALHO, C. J. R.; MARTINS, E. S. **De Grão em Grão, o Cerrado Perde Espaço**. Documento para discussão. WWF/PROCER, Brasília, 1995.

ALMEIDA FILHO, E. O. **Avaliação das Fontes de Emissão de Material Particulado na Atmosfera da Cidade de Cuiabá**. Cuiabá, 2006. 103 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal de Mato Grosso.

ANDREAE, M. O. Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate, in *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climate and Biospheric Implications*. Edited by J. S. Levine, p. 3-21, MIT Press, Cambridge Mass, 1991.

ANDREAE, M. O.; ANDERSON, B. E.; BLAKE, D. R.; BRAD SHAW, J. D.; COLLINS, J. E.; GREGORY, G. L.; SACHSE, G. W.; SHIPHAM, M. C. Influence of plumes from biomass on atmospheric chemistry over the equatorial and tropical South Atlantic during CITE 3. **Journal of Geophysical Research**, v. 99D, p. 12793-12808, 1994.

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

ARBEX, M. A. **Avaliação dos efeitos do material particulado proveniente da queima de cana-de-açúcar sobre a morbidade respiratória na população de Araraquara-SP**. São Paulo, 2001. 204 f. Tese (Doutoramento em Física) - Universidade de São Paulo.

ARTAXO, P.; HANSSON, H. C. Size distribution of biogenic aerosol from the Amazon Basin. **Atmospheric Environment**, v. 29, n. 3, p. 393-402, 1995.

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 Amazônia. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31837-31848, 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.; 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, 2003.

ARTAXO P.; OLIVEIRA P. H.; LARA L. L., PAULIQUEVIS T. M.; RIZZO L. V.; PIRES JUNIOR C.; PAIXÃO M. A.; LONGO K. M.; FREITAS S.; CORREIA A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 168-22, 2006.

AZEVEDO, L.G.; ADÁMOLI, J. Avaliação agroecológica dos recursos naturais da região dos cerrados. In: **Simpósio sobre o Cerrado**, p. 6, Brasília, DF, 1982. Anais. Planaltina, DF, EMBRAPA-CPAC, p. 729-761, 1988.

BARBOSA, A. M.; **Caracterização Elementar Sazonal PM10 e a Influência das Condições Meteorológicas em Cuiabá-MT**. Cuiabá, 2007. 103 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal de Mato Grosso.

CAMPELO JUNIOR, J.H. Relação sazonal entre radiação solar global e insolação no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, n. 2, p. 193-199, 1998.

CASTANHO, A. D. A. **A Determinação Quantitativa de Fontes de Material Particulado na Atmosfera da Cidade de São Paulo**. São Paulo, 1999. 140 f. Dissertação (Mestrado em Física) - Universidade de São Paulo.

CHAMEIDES, W. L., YU H.; LIU S. C.; BERGIN M.; ZHOU X.; MEARN S.; WANG G.; KIANG C. S.; SAYLOR R. D.; LUO C.; HUANG Y.; STEINER A.; GIORGI E. F. Case Study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture: An opportunity to enhance crop yields in China through emission controls? **PNAS**, v. 26, p. 13.626–13633, 1999.

COUTINHO, L.M. Fire in the ecology of the Brazilian Cerrado. In: J.G. Goldammer. **Fire in the tropical biota: ecosystem processes and global challenges**. Berlin, Springer-Verlag, Cap. 6, p. 82-103. 1990.

CRUTZEN, P. J.; HEIDT, L. E.; KRASNEC, J. P.; POLLOCK, W. H.; SEILER, W. Biomass burning as a source of atmospheric gases CO, H₂, N₂O, NO, CH₃, Cl and COS. **Nature**, v. 282, p. 253-256, 1979.

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

DONIZZETI, P. **Amazônia o alvo da maior cobiça do mundo**. (Colaboração Glauco Faria) *in* Revista Fórum nº 1, agosto de 2001, São Paulo: Editora Publisher Brasil.

DUBOVIK, O.; HOLBEN B. N.; KING M. D.; SMIRNOV A.; ECK T. F.; KINNE S.; SLUTSKER, I. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. **Cent. Natl. d'Etudes Spatiales**, Meribel, France, v. 99, p. 18-22, January, 1999.

DUBOVIK O.; SMIRNOV A.; HOLBEN B. N.; KING M. D.; KAUFMAN Y. J.; ECK T. F.; SLUTSKER I. Accuracy Assessments of Aerosol Optical Properties Retrieved from AERONET Sun and sky-radiance Measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 9791-9806, 2000.

DUBOVIK, O. et al. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 590-608, 2002.

ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; SLUTSKER, I. E.; SETZER, A. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31865-31878, 1998.

ECHALAR, F.; ARTAXO, P.; GERAB, F.; YAMASOE, M. A.; MARTINS, J. V.; LONGO, K. M.; MAENHAUT, W.; HOLBEN, B. N.; Aerosol composition and variability in the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31849-31866, 1998.

FEREK, R. J.; REID, J. S.; HOBBS, P. V.; BLAKE, D. R.; LIOUSSE, C. Emission factors of hydrocarbons, halocarbons, trace gases and particles from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 32107-32118, 1998.

FISH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da Amazônia. **Climanálise**, Edição especial comemorativa de 10 anos, seção 3, 1996.

FREITAS, S.; LONGO, K.; SILVA DIAS, M.; SILVA DIAS, P.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G.; RECUERO, F. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South América. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, p. 135–167, 2005.

GARCIA, M. P. **Resultados de um Estudo Estatístico das Propriedades Ópticas das Partículas de Aerossol de Queimadas na Amazônia via AERONET**. São Paulo, 2005. 155 f. Dissertação (Mestrado em Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo.

HAO, W. M.; LIU, M. H.; CRUTZEN, P. J. Estimates of annual and regional releases of CO₂ and other trace gases to the atmosphere from fires in the tropics. Based on the FAO statistics for the period 1975-1980. In: Goldammer, J. G. (Ed), **Fire in the tropical Biota**. Springer-Verlag, Berlin, Germany, p. 440-462, 1990.

HELENE M. E. M., BUENO M. A. F.; GUIMARÃES M. R. F.; PACHECO M. R.; NUNES E. **Poluentes atmosféricos**. 1 ed. São Paulo: Scipione, 2001. 63p.

HINDS, W.C. **Aerosol Technology – Properties, Behavior, and Measurement of Airborne Particles**. John Wiley e Sons, New York, 1982.

HOLBEN, B.N. et al. Effect of Dry Season Biomass Burning on Amazon Basin Aerosol Concentrations and Optical Properties, 1992-1994. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 19465-19481, 1996.

HOLBEN B. N. AERONET – A Federated Instrument Network and Data Archive or Aerosol Characterization, **Remote Sens. Environment**, v. 66, p. 1-16, 1998.

HOVARTH, H. Aerosols – an introduction. **Journal of Environmental Radioactivity**. v.51, p. 5-25, 2000.

HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L. G.; CALLANDER, B. A.; HARRIS, N.; KATTENBERG, A.; MASKELL, K. (Eds) **Climate Change 1995: The Science of Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1996.

IBAMA/PREVFOGO, **Relatório Geral: PREVFOGO – 2004**. Centro de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais. Cuiabá , 2004.

IBGE/IBDF. **Mapa de Vegetação do Brasil**. (1:5.000.000) Rio de Janeiro, IBGE, 1993.

INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), **Monitoramento de Queimadas**. disponível em <http://tucupi.cptec.inpe.br/products/queimadas/> (acessado em 14 de outubro de 2007), 2007.

IPCC, 2001: **Climate Change 2001: The Scientific Basis. Working Group I**. disponível em <http://www.grida.no/climate/ipcc/> (acessado em 24 de agosto de 2007), 2007.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling**. Cambridge Univ. Press, New York, 1999.

_____ Strong Radiative Heating due to the Mixing State of Black Carbon in Atmospheric Aerosols. **Nature**, v. 409, p. 695-697, 2001.

KANIA, S.; GIACOMELLI. G. Solar Radiation Availability for Plant Growth in Arizona Controlled Environment Agriculture Systems, Dept. of Agricultural and

Biosystems Engineering, Arizona – publicação do **Controlled Environment Agricultural Center**, 2001.

KAUFMAN, Y. J.; SETZER A.; WARD, D.; TANRE, D.; HOLDEN, B.; MENZEL P.; PEREIRA M.; RASMUSSEN R. Biomass Burning Airborne and Spaceborne Experiment in the Amazonas (BASE-A). **Journal of Geophysical Research**. v. 97, n. 13, p. 14.581 – 14.599, 1992.

KAUFMAN, Y.J.; FRASER, R.S. Confirmation of smoke particles effect on clouds and climate forcing. **Science**, v. 277, p. 1636-1639, 1997.

KAUFMAN, Y. J.; HOBBS, P. V.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; ARTAXO, P.; REMER, L. A.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; WARD, D. E.; PRINS, E. M.; LONGO, K. M.; MATTOS, L. F.; NOBRE, C. A.; SPINHIME, 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. 24, p. 31783-31808, 1998.

KLINK, C. A.; SOLBRIG, O. T. **Biodiversidad y Funcionamiento de Pastizales y Sabanas e América Latina**. G. Sarmiento & M. Cabido (eds). CYTED y CIELAT, Venezuela, 1996.

KÖPEN, W. **Climatología Buenos Aires: Fondo de Cultura**. p. 152-192, 1948.

LENOBLE, J. **Atmospheric Radiative Transfer**. A. Deepak Publishing, Hampton, VA, 1993.

LIOU, K.N., **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Second Edition, Academic Press, USA, 2002.

LIOUSSE, C.; CACHIER, H.; GRÉGOIRE, J. M.; PENNER, J.; LAVOUÉ, D.; HOBBS, P.; SCHOLLES, 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, Kluwer Academic Publishers, London, 2004.

MAENHAUT, W. “Global Change” related and other atmospheric aerosol research at the university of Gent and role of PIXE therein. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, v. 189/110, p. 419-428, 1996.

MAITELLI, G. T. **Uma Abordagem Tridimensional de Clima Urbano em Área Tropical Continental. O Exemplo de Cuiabá – MT**. São Paulo, 1994. Tese (Doutorado - Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas) Universidade de São Paulo.

MANTOVANI J. E.; PEREIRA A. **Estimativa da Integridade da Cobertura Vegetal de Cerrado Através de Dados TM/Landsat**. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 1455-1466.

MARTINS, J.V. **O efeito de partículas de aerossol de queimadas da Amazônia no balanço radiativo da atmosfera**. São Paulo, 1999. Tese (Doutorado em Física) - Universidade de São Paulo.

MCCARTNEY, E. J. **Optics of the atmosphere: scattering by molecules and particles**. New York: John Wiley e Sons, 407 p., 1976.

MISSÃO PAZ. **Amazon Bazin**. Figura disponível em <http://www.missaopaz.org.br/6/1.jpg> (acessado em 14 de outubro de 2007).

MOTTA, R. S. et al. **O custo econômico do fogo na Amazônia**. Texto para discussão nº 912, IPEA. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, Rio de Janeiro. Outubro de 2002.

MSPC. **Camadas da Atmosfera**. Figura disponível em: <http://www.mspc.eng.br/temdiv/im01/terra201.gif> (acessado em 20 de outubro de 2007).

NAKAJIMA, T. et al. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersion. **Applied Optics**, v. 35, p. 2672-2686, 1996.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente, IBGE, Rio de Janeiro, 1979.

PAIXÃO, M.A.; PIRES, C.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. **Climatologia das Propriedades do Aerossol na Amazônia com base na rede AERONET**. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

PEREIRA JR., A. C. **Monitoramento de queimadas na região dos cerrados utilizando dados AVHRR/NOAA corrigidos por dados TM/Landsat**. São José dos Campos, 1992. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

PROCOPIO, A.S.; REMER, L.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y.; HOLBEN, B.N. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, 2003.

PROCOPIO, A.S.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y.; REMER, L.; SCHAFER, J.S. Multiyear Analysis of Amazonian Biomass Burning Smoke Radiative Forcing of Climate. **Geophysical Research Letters**, v. 31, 2004.

PROCÓPIO, A. S. **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa**. São Paulo, 2005. 224 f. Tese (Doutorado em Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo.

PUESCHEL, R. F. **Composition, Chemistry and Climate of the Atmosphere**. Editor: H. B. Singh. Van Nostrand Reinhold, New York, 1995. p. 120-175.

RECUERO, F. S. **Estudo do Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada via Sensoriamento Remoto**. São Paulo, 2003. 136 f. Dissertação (Mestrado em Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo.

REID J.S. et al., Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. **Journal of Geophysical Research**, v.104, p. 6145-6153, 1999.

ROSS, J. L.; HOBBS, P. V.; HOLBEN, B. N. Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: closure tests and direct radiative forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31925-31941, 1998.

SCHAFFER, 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 scatter albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v. 107 (20), 2002a.

SCHAFFER, J.S, et al. Observed reductions of total solar irradiance by biomass burning aerosols in the Brazilian Amazon and Zambian Savanna. **Geophysical Research Letters**, v. 29 (17), 2002b.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics – From Air Pollution to Climate Change**. John Wiley & Sons, New York, 1998.

STEPHENS, G. L. **Remote Sensing of the Lower Atmosphere**. Oxford University Press, New York, Estados Unidos da América, 1994.

TWOMEY, S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 1149-1152, 1977.

WYREPKOWSKI, C. C.; ALMEIDA FILHO, E. O.; JORGE, A.; DE MUSIS, C. R.; NOGUEIRA, J. N. Composição multielementar e fontes de emissão de aerossóis atmosféricos em Cuiabá de 1992 à 1995. **Ciência e Natura**. v. 29, n. 2, p. __, 2007.

YAMASOE, M. A. **Estudo da composição elementar e iônica de aerossóis emitidos em queimadas na Amazônia**. São Paulo, 1994. Dissertação (Mestrado em Física) - Universidade de São Paulo.

_____ **Estudo de Propriedades Ópticas de Partículas de Aerossóis a partir de uma Rede de Radiômetros.** São Paulo, 1999. 273 f. Tese (Doutorado em Física) - Universidade de São Paulo.

YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P.; SCHAFER, J.; ECK, T.; HOLBEN, B. Measurements and calculations of the influence of smoke particles on photosynthetically active radiation fluxes reaching the surface in the Amazon. **Trans. AGU**, v. 81 (48), Fall Meet. Suppl., 2000.