

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
FACULDADE DE ENGENHARIA
CAMPUS DE GUARATINGUETÁ**

**IMAGENS DE SATÉLITE NA ANÁLISE DA RELAÇÃO
ENTRE QUEIMADAS, AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E
PRECIPITAÇÃO EM REGIÕES BRASILEIRAS**

**Guaratinguetá
2014**

NATHÁLIA VELLOSO PRADO

IMAGENS DE SATÉLITE NA ANÁLISE DA RELAÇÃO ENTRE QUEIMADAS, AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E PRECIPITAÇÃO EM REGIÕES BRASILEIRAS

Trabalho de Graduação apresentado ao Conselho de Curso de Graduação em Física da Faculdade de Engenharia do Campus de Guaratinguetá, Universidade Estadual Paulista, como parte dos requisitos para obtenção do diploma de Graduação em Física Bacharelado.

Orientadora: Prof^ª Dr^ª Isabel Cristina de Barros Trannin

Guaratinguetá
2014

**IMAGENS DE SATÉLITE NA ANÁLISE DA RELAÇÃO
ENTRE QUEIMADAS, AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E
PRECIPITAÇÃO EM REGIÕES BRASILEIRAS**

NATHÁLIA VELLOSO PRADO

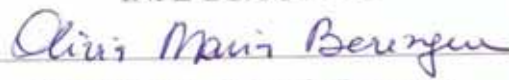
ESTE TRABALHO DE GRADUAÇÃO FOI JULGADO ADEQUADO COMO
PARTE DO REQUISITO PARA A OBTENÇÃO DO DIPLOMA DE
GRADUADO EM FÍSICA BACHARELADO
APROVADO EM SUA FORMA FINAL PELO CONSELHO DE CURSO DE
GRADUAÇÃO EM FÍSICA

Prof. Dr. Konstantin Georgiev Kostov
Coordenador

BANCA EXAMINADORA:


Profª Drª Isabel Cristina de Bárros Trannin
Orientadora/UNESP-FEG


Profª Drª Simone Marilene Sievert da Costa Coelho
INPE-DSA/CPTEC


Profª Drª Olivia Maria Berengue
UNESP/FEG

Novembro de 2014

P896
i

Prado, Nathália Velloso

Imagens de satélite na análise da relação entre queimadas, aerossóis atmosféricos e precipitação / Nathália Velloso Prado – Guaratinguetá : [s.n], 2014.

69 f. : il.

Bibliografia : f. 55-57

Trabalho de Graduação em Bacharelado em Física – Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Engenharia de Guaratinguetá, 2014.

Orientadora: Prof^a Dr^a Isabel Cristina de Barros Trannin

1. Sensoriamento remoto 2. Ar- qualidade I. Título

CDU 528.8

DADOS CURRICULARES

NATHÁLIA VELLOSO PRADO

NASCIMENTO	24.07.1991 – TAUBATÉ / SP
FILIAÇÃO	Paulo Celso Prado Nívea Regina Velloso Prado
2009/2014	Curso de Graduação Universidade Estadual Paulista – “Júlio de Mesquita Filho”, Campus de Guaratinguetá.

Dedico este trabalho ao meu avô José Velloso, que sempre foi muito presente na minha vida e deixou muitas saudades.

AGRADECIMENTOS

Um muito obrigado especial a Deus e a Nossa Senhora que me guiam nessa caminhada.

Aos meus pais, Paulo Celso Prado e Nívea Regina Velloso Prado, que sempre fizeram o possível e o impossível pelos meus estudos e de minha irmã e acreditaram nos meus sonhos.

Também agradeço à minha irmã, Carolina Velloso, que sempre foi minha melhor amiga e confidente das horas mais felizes e difíceis.

Ao meu melhor amigo, companheiro e parceiro, Diogo de Moura Pedroso, o qual torna meus dias mais especiais e cheios de aventuras.

À família, por todos os momentos que me proporcionaram: tios, tias, avós, primos e também aos amigos que conquistei na DSA (que não foram muitos, mas que sempre estiveram lá nos momentos em que mais precisei) Helder Vendramini e Silvia Garcia que me fizeram aprender muitas coisas, inclusive meu modo de enxergar a vida. Acima de tudo, foram os que mais entenderam minha ausência em diversos momentos devido ao trabalho e aos estudos.

À minha orientadora deste trabalho de conclusão de curso, professora Isabel Trannin, que aceitou me orientar e agora faz parte da minha história na FEG.

À minha professora que foi amiga, conselheira e é meu exemplo de pesquisadora, Simone Sievert, minha primeira orientadora, a qual nunca vou esquecer.

A todos os professores que passaram por mim, desde o jardim de infância até o presente momento, pois transmitiram seus ensinamentos, os quais sem eles, não estaria aqui hoje. Alguns se apresentaram como desafios ao longo destes anos de estudo, mas são esses que me tornaram mais forte e me fizeram ter a certeza do quanto amo a profissão que escolhi.

PRADO, N. V. **Imagens de satélite na análise da relação entre queimadas, aerossóis atmosféricos e precipitação em regiões brasileiras.** 2014. 172 f. Trabalho de Graduação (Graduando em Física Bacharelado) – Faculdade de Engenharia do Campus de Guaratinguetá, Universidade Estadual Paulista, Guaratinguetá, 2014.

RESUMO

Os efeitos diretos e indiretos dos aerossóis atmosféricos no clima amazônico têm sido tema de várias pesquisas. O objetivo deste estudo foi analisar a possível relação entre as queimadas, aerossóis atmosféricos e a precipitação sobre a América do Sul, explorando a disponibilidade de dados dos satélites AQUA/TERRA, TRMM e as imagens produzidas no CPTEC/INPE que utilizam produtos dos satélites NOAA e GOES. Esta análise poderá gerar conhecimento sobre os efeitos da emissão de aerossóis pelas queimadas na composição da atmosfera e no processo de formação de nuvens, principalmente na Amazônia. Para isso, foram analisados os dados de satélite do período de 2000 a 2012, referentes à profundidade óptica de aerossol (MODIS/TERRA–AQUA), detecção de queimadas (produzidos no CPTEC) e à taxa de chuva (TRMM). O estudo foi elaborado em duas etapas distintas. Na primeira etapa foi realizada a análise qualitativa entre o número de queimadas e a emissão de aerossóis, sendo identificada uma grande variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica de aerossol (AOD = Aerossol Optical Depth) sobre a América do Sul. As regiões norte, nordeste e centro-oeste apresentam AOD marcante nos meses de inverno, com pico no mês de agosto e início de setembro. A região sudeste é afetada pela emissão de aerossol da região centro-oeste em decorrência do transporte dinâmico. Na segunda etapa foi avaliada a relação entre AOD e precipitação, por meio da análise de correlação no período de 13 anos. As análises estatísticas, realizadas sobre grande parte da área da Amazônia Legal, mostraram uma correlação negativa de 0,72 entre os meses de agosto a outubro. A correlação negativa indicou que altos valores de AOD apresentam uma relação com baixos valores de taxa de precipitação. Os demais meses apresentaram baixa correlação. Esses resultados obtidos pela utilização de dados de satélite indicaram uma possível relação entre AOD e anomalias negativas de precipitação, corroborando com dados da literatura, onde foram empregados dados in-situ ou combinados com satélite. Esta relação ocorre devido à maior quantidade de aerossol na atmosfera gerada pelas queimadas, que são intensificadas em anos mais secos. O aumento da concentração de aerossóis na atmosfera pode inibir a eficiência do crescimento das gotículas de água, reduzindo a precipitação. Verificou-se ainda que, durante os anos de El

Niño, os valores de AOD foram mais elevados (0,25 – 0,3) do que em outros anos (média climatológica de AOD $\sim$ 0,15 a 0,2), e que os valores de AOD do mês de agosto atingiram valores similares aos de setembro (mês pico de AOD).

PALAVRAS-CHAVE: Sensoriamento remoto. Qualidade do ar. Profundidade óptica do aerossol. El Niño.

PRADO, N. V. **Satellite image in analysis of the relation among burns, atmospheric aerosols and precipitation in South America Regions.** 2014. 172 f. Graduate Work (Graduate in Physics Bachelor's) - Faculdade de Engenharia do Campus de Guaratinguetá, Universidade Estadual Paulista, Guaratinguetá, 2014.

ABSTRACT

The direct and indirect effects of atmospheric aerosols in the amazonic climate have been focus of many published. This work aims to analyze a possible relation among Burns, atmospheric aerosols and precipitation above South America. It uses the available data from the satellites AQUA/TERRA and TRMM and the images furnished by NOAA and GOES. These analysis can provide some explanations about the effects of emission of aerosols by burns on the composition of atmosphere and cloud formation, mainly in Amazon. We use the Aerosol Optical Depth (AOD) from MODIS/TERRA-AQUA, burns index from CPTEC and rain rate from TRMM. The data we use were obtained from 2000 until 2012. The study is divided in two parts. In the first one, it was performed a quantitative analysis between number of burns and aerosols emission. It was identified a great variability in space and time of the AOD on South America. On the north, northeast and center-west, the AOD is significant during the winter period, with peak on August and September. The southeast is affected by aerosols from center-west due to the dynamical transport. In the second part, it was evaluated the relation between AOD and precipitation in a 13-year period. The statistical analysis shows up a negative correlation of 0.72 between August and October, on Legal Amazon. These result indicate an inverse relation between AOD and rain rate. The other months present not significant correlation. These results are in a good agreement with the literature, in which in-situ methods were applied or combined with satellites data. The increasing of aerosols concentration in the atmosphere are reinforced during drier years. It can affect the increasing process of water drops, decreasing the precipitation. We also verified higher values of AOD (0.25 – 0.3) during years with El Niño, than the climatologically average (~0.15 – 0.2), and the values of AOD during August are similar to September values, which present the peak values of AOD.

KEYWORDS: Remote sensing. Air quality. Aerosol optical depth. El Niño.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Primeira imagem obtida pelo satélite TIROS.	17
Figura 2. Esquematização da ligação da radiação eletromagnética (REM) com o sensor, o alvo e a fonte.	18
Figura 3. Esquematização completa de um sistema de imagem, com a interação entre a radiação incidente e os alvos de interesse	19
Figura 4. Distribuição espectral $R_T(\lambda)$ por λ	22
Figura 5. Formas e tamanhos (diâmetros) dos aerossóis atmosféricos.	23
Figura 6. Produção de sal marinho.	24
Figura 7. Tempestade de areia da África.	24
Figura 8. Erupção do vulcão chileno Puyehue ocorrida em Junho de 2011.	25
Figura 9. Concentração de aerossol espalhada pela erupção do vulcão Puyehue, no sul do Chile, na América do Sul durante o dia 13/06/2011.	26
Figura 10. Área desmatada da Amazônia medida pelo sistema PRODES, com análises de imagens do satélite LANDSAT.	28
Figura 11. Processo de formação de nuvens.	33
Figura 12. Regiões brasileiras avaliadas no estudo	36
Figura 13. Base de dados de profundidade óptica do aerossol (AOD), considerando todos os meses de uma série histórica de 13 anos (2000 – 2012), nas regiões brasileiras contempladas neste estudo, obtida a partir das informações do sensor espectrorradiômetro de resolução moderada de imagens – MODIS.	37
Figura 14. Obtenção de dados de precipitação pluviométrica pelo satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) – Online Visualization and Analysis System (TOVAS), operado pela NASA.	38
Figura 15. Obtenção de séries históricas das queimadas, no satélite de referência AQUA_M-T.	39
Figura 16. Mapa de focos de queimada referente ao mês de agosto de 2005 para as regiões estudadas.	40
Figura 17. Mapa de focos de queimada referente ao mês de setembro de 2005 para as regiões estudadas.	41
Figura 18. Mapa de focos de queimada referente ao mês de outubro de 2005 para as regiões estudadas.	41
Figura 19. Concentração média de aerossol na região centro-oeste do Brasil para o período de 2000 a 2012 e a média climatológica	44
Figura 20. Correlação entre a quantidade de AOD e a anomalia de precipitação para a região centro-oeste do Brasil nos anos de 2000 a 2012.	45
Figura 21. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de agosto de 2000 a 2012, destacando os anos de El Niño e La Niña.	52
Figura 22. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de setembro de 2000 a 2012, destacando os anos de El Niño e La Niña.	48
Figura 23. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de outubro de 2000 a 2012, destacando os anos de El Niño e La Niña.	49
Figura 24. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2000 a 2003.	52

Figura 25. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2004 a 2006.....	52
Figura 26. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2007 a 2010.....	53
Figura 27. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2011 a 2012.....	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Comparação dos campos de profundidade óptica do aerossol e dos mapas de focos de queimadas para cada mês dos anos de 2005 e 2007.....	43
Tabela 2. Precipitação [mm/h] e média da profundidade óptica do aerossol [u.a] no período de Agosto-Outubro (2000-2010) para a região centro-oeste do Brasil.....	46
Tabela 3. Anos de El Niño, La Niña e neutros e seus respectivos IOS para os meses de agosto, setembro e outubro no período de 2000 a 2012.....	50

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	OBJETIVOS	16
2.1	OBJETIVO GERAL	16
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
3.1	SENSORIAMENTO REMOTO.....	17
3.2	PRINCÍPIOS FÍSICOS DO SENSORIAMENTO REMOTO	19
3.2.1	Radiação Térmica e Corpo Negro	19
3.2.2	Leis da Radiação	21
3.2.2.1	Lei de Stefan Boltzmann	21
3.2.2.2	Lei do deslocamento de Wien	21
3.2.2.3	Lei de Plank	21
3.3	AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS	22
3.3.1	Fontes de aerossóis naturais	23
3.3.2	Fontes antrópicas de aerossóis	26
3.4	EMISSÃO DE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS POR QUEIMADAS NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	26
3.5	EFEITOS DIRETOS E INDIRETOS DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS.....	28
3.6	COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS AEROSSÓIS	29
3.7	O SENSOR MODIS	30
3.8	RELAÇÃO DAS PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS COM CICLO HIDROLÓGICO	31
3.9	O PROCESSO DE FORMAÇÃO DE NUVENS.....	31
3.10	MODELAGEM MATEMÁTICA	34
4	MATERIAL E MÉTODOS	35
4.1	LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	35
4.2	METODOLOGIA.....	36
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
5.1	ANÁLISE DOS FOCOS DE QUEIMADA E CONCENTRAÇÃO DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL	40
5.2	VARIABILIDADE ANUAL DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL NAS DIFERENTES FASES DO FENÔMENO CLIMÁTICO ENSO (EL NIÑO OSCILAÇÃO SUL).....	43

5.3	ESTATÍSTICA DA RELAÇÃO ENTRE AOD E A ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA.....	45
5.4	RELAÇÃO OBSERVADA ENTRE ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E QUANTIDADE DE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS ANALISANDO AS DIFERENTES FASES DO FENÔMENO CLIMÁTICO ENSO	46
5.5	ESTUDO DA RELAÇÃO ENTRE AS ANOMALIAS DE AOD E PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA	50
6	CONCLUSÕES	54
	REFERÊNCIAS	55
	ANEXOS	58

1 INTRODUÇÃO

Aerossóis são partículas em suspensão na atmosfera, produzidos por vários processos naturais ou por atividades antrópicas. Alguns tipos de aerossóis são fuligem e cinzas provocadas pelos incêndios; desertos e poeira do solo, cinzas de espécies químicas de vulcões ou queima de combustíveis fósseis para produção de energia. Existem também aerossóis marinhos, como o sal suspenso do mar, devido à ação das ondas ou até mesmo uma névoa de poluição aumentada por meio de reações de espécies químicas na atmosfera. No Brasil, entre as principais fontes de aerossóis, destacam-se as queimadas.

Neste contexto, os aerossóis atmosféricos são elementos chave do sistema climático. Dependendo da concentração e composição, os aerossóis podem afetar a composição atmosférica, o balanço radiativo, as características microfísicas das nuvens e a eficiência (supressão e/ou intensificação) de precipitação (ROSENFELD, 2000). No entanto, quantificar os efeitos diretos e indiretos de aerossóis no clima regional e global vem sendo um dos grandes desafios de pesquisadores, principalmente no âmbito das mudanças climáticas. Por outro lado, avanços no monitoramento de aerossóis por meio de dados observacionais de superfície e de sensoriamento remoto, via satélite, e o desenvolvimento da modelagem ambiental, vêm permitindo uma melhor compreensão das fontes de incertezas (IPCC, 2013).

As partículas de aerossóis na atmosfera apresentam papel importante no ciclo hidrológico, devido ao fato de constituírem os chamados núcleos de condensação de nuvens (NCN), que em um ambiente supersaturado de vapor de água na atmosfera formam as gotículas de nuvens.

A concentração de aerossóis presente na atmosfera pode influenciar no processo de formação de nuvens. Em um ambiente caracterizado por baixa concentração de NCN, ocorre maior disponibilidade de vapor d'água para condensação em cada núcleo. Dependendo do tamanho dos NCN, gotas de chuva poderão crescer rapidamente, colidir ou coalescer com outros menores e precipitar. Entretanto, se a atmosfera estiver poluída, com alta concentração de NCN, como na época de queimadas, por exemplo, a disputa pelo vapor d'água aumenta e diminui a eficiência de crescimento das gotas, bem como a formação de nuvens precipitantes. As gotas pequenas presentes podem evaporar a água condensada e os aerossóis podem ser levados pelos ventos a outros lugares, afetando o clima remoto da fonte de aerossóis. Diferenças nas concentrações de NCN durante a transição da estação chuvosa para a estação seca fazem com que as propriedades microfísicas de nuvens se alterem. Os NCN apresentam variabilidade espacial e temporal. De acordo com Artaxo et al. (2002), na região da

Amazônia, a concentração de núcleos de condensação de nuvens é de aproximadamente 200 a 300 NCN cm⁻³ na estação chuvosa, aumentando para 5.000-10.000 NCN cm⁻³ na estação seca. Estes autores verificaram que as emissões de gases e aerossóis devido à queima de biomassa alteraram a composição e as propriedades da atmosfera das áreas de pastagens e de floresta na região da Amazônia, o que, por consequência, diminuiu a eficiência no processo de formação de precipitação e suprimiu a formação de nuvens.

Neste contexto, este trabalho avaliou, por meio de imagens geradas por satélites, a relação entre o número de focos de queimadas na região de estudo, a concentração de aerossóis atmosféricos e a quantidade de precipitação. Por meio de análises estatísticas foi verificado se o aumento do número de focos de queimadas aumentou a concentração de aerossóis e diminuiu a quantidade de água na atmosfera, disponível para precipitação.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste estudo foi avaliar a possível relação entre a ocorrência de queimadas, a concentração de aerossóis atmosféricos e a taxa de precipitação pluviométrica, por meio de sensoriamento remoto aplicado na interpretação de imagens de satélite das regiões Amazônica e Centro-Oeste do Brasil.

2.2 Objetivos Específicos

- Gerar informações sobre os efeitos das emissões atmosféricas originadas de queimadas e de outras fontes de aerossóis na composição da atmosfera e no processo de formação de nuvens;
- Analisar mapas dos campos mensais da profundidade óptica do aerossol para algumas regiões do Brasil, principalmente, para as regiões Amazônica e Centro-Oeste, por meio de imagens geradas pelo Giovanni Modis, um projeto da NASA, denominado Earth Observing System (EOS) e também por meio de imagens dos campos mensais referentes às queimadas geradas pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), que utiliza diversos produtos de satélite, entre eles, NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite);
- Quantificar a relação entre a ocorrência de queimadas, concentração de aerossóis atmosféricos e a precipitação pluviométrica por meio de análises estatísticas baseadas em anomalias e correlações e, posteriormente, comparar os resultados obtidos com dados da literatura.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

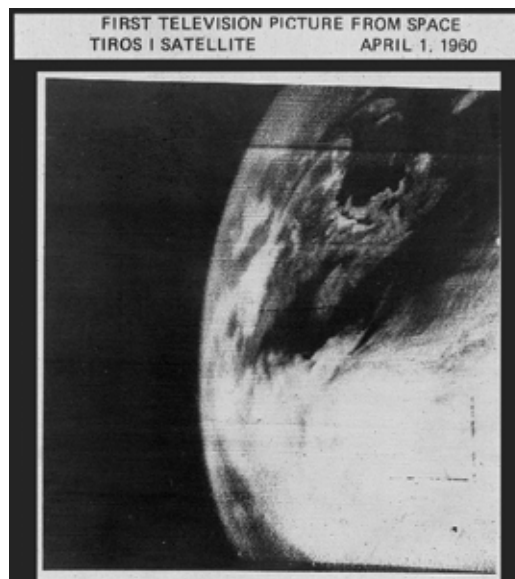
3.1 Sensoriamento Remoto

O desenvolvimento do sensoriamento remoto está cientificamente ligado ao desenvolvimento da fotografia e da pesquisa espacial. A primeira foto que se tem notícia foi obtida em 1830 e logo começou a ser utilizada para fins de levantamentos topográficos para mapeamento de amplas áreas de territórios. Em seguida, com o advento do avião e da câmara fotográfica, trouxe um grande impulso às aplicações das fotografias. As primeiras fotografias aéreas foram tomadas pelos irmãos Wright sobre o território italiano (NOVO, 2011).

Com o período das Grandes Guerras, as fotografias aéreas passaram a se tornar ainda mais desenvolvidas, principalmente durante a Segunda Guerra Mundial, quando começaram os estudos sobre o processo de interação da radiação na faixa do infravermelho com os objetos, com a finalidade de detecção da camuflagem. Desde então, desenvolveu-se várias aplicações para as tomadas aéreas.

O termo sensoriamento remoto somente foi aparecer pela primeira vez na literatura científica em 1960 e significava apenas obtenção de informações sem contato físico com os objetos (MOREIRA, 2011). Na figura 1 pode ser observada a primeira imagem obtida pelo satélite TIROS (NOAA, 1960).

Figura 1. Primeira imagem obtida pelo satélite TIROS.

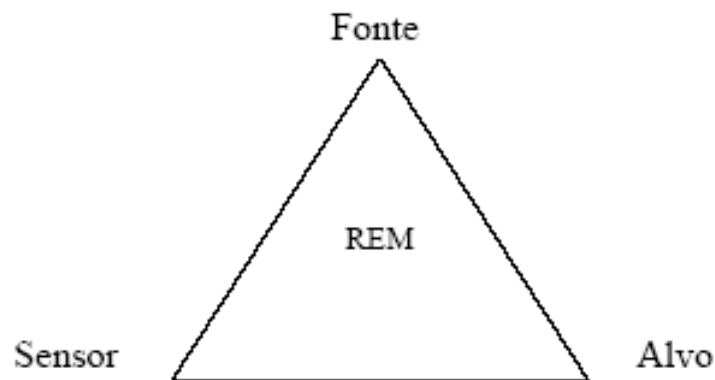


Fonte: (TIROS, 1960)

O sensoriamento remoto foi definido por Lillesand e Kiefer (1997) e Batista e Affonso (2002) como sendo “a ciência e arte de receber informações sobre um objeto, a partir de um conjunto de técnicas pela análise dos dados obtidos de uma maneira tal que não haja contato direto com este objeto”.

Portanto, o sensoriamento remoto pode ser entendido como uma percepção remota ou uma observação à distância. Como pode ser observada na figura 2, a radiação eletromagnética (REM), é o elemento de ligação entre todos os demais que se posicionam nos vértices: sensor, alvo e fonte de REM.

Figura 2. Esquematização da ligação da radiação eletromagnética (REM) com o sensor, o alvo e a fonte.

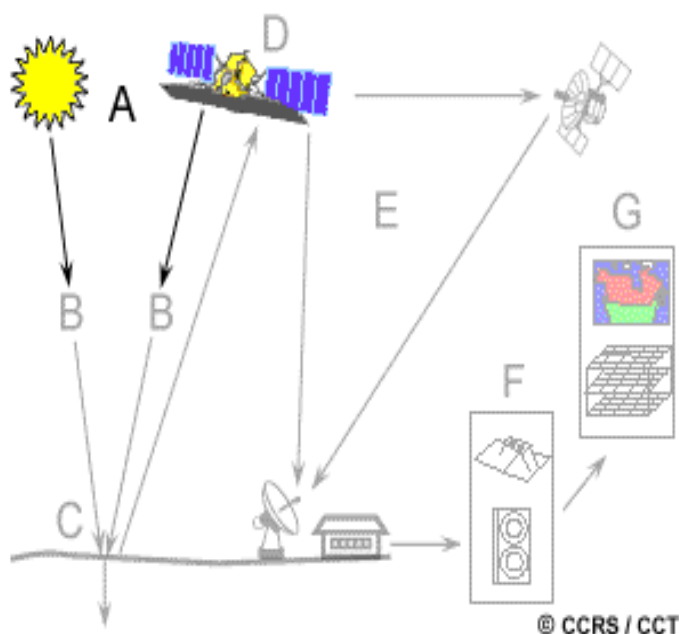


Fonte: (MORAES NOVO, 2011)

Em grande parte do sensoriamento remoto, o processo envolve uma interação entre a radiação incidente e os alvos de interesse. Isto é exemplificado pela utilização de sistemas de imagem, onde sete elementos estão envolvidos:

- A) Uma fonte de energia ou iluminação;
- B) A radiação e a atmosfera;
- C) A interação com o alvo;
- D) A gravação de energia pelo sensor;
- E) Transmissão, recepção e processamento;
- F) Interpretação e análise;
- G) Aplicação.

Figura 3. Esquematisação completa de um sistema de imagem, com a interação entre a radiação incidente e os alvos de interesse, envolvendo: A) Uma fonte de energia ou iluminação; B) A radiação e a atmosfera; C) A interação com o alvo; D) A gravação de energia pelo sensor; E) Transmissão, recepção e processamento; F) Interpretação e análise; G) Aplicação.



Fonte: (MORAES NOVO, 2011)

3.2 Princípios Físicos do Sensoriamento Remoto

3.2.1 Radiação Térmica e Corpo Negro

Sólidos aquecidos emitem a chamada radiação térmica (RESNICK, 1979). Isso pode ser facilmente observado numa lâmpada incandescente de bulbo transparente, quando aumentamos lentamente a tensão aplicada no filamento. Inicialmente, para baixas tensões (e temperaturas do filamento), não podemos ver nenhuma modificação aparente no aspecto do filamento, mas colocando-se a mão próxima ao bulbo, teremos uma sensação térmica indicando a maior temperatura do filamento. Depois, o filamento começa a se tornar avermelhado e continuamente, à medida que aumentamos a tensão, vai ficando mais claro, até que atinja a tensão nominal de operação quando o filamento emite luz branca. Se dispersarmos essa radiação por um prisma ou outro tipo de espectrógrafo, veremos que o espectro de frequências da radiação emitida é contínuo.

O espectro de frequências da radiação térmica emitida por um corpo à temperatura T é especificada pela radiância espectral $R_T(\nu)$ definida, de modo que $R_T(\nu)d\nu$ corresponde à energia, por unidade de área e por unidade de tempo, emitida pela radiação térmica de frequência entre ν e $\nu + d\nu$ por um corpo à temperatura T . Assim, $R_T(\nu)$ é proporcional à função de distribuição de energia em função das frequências, da radiação térmica. A radiância, R_T corresponde à energia total, por unidade de tempo e de área do emissor é definida como:

$$R_T = \int_0^{\infty} R_T(\lambda, T) d\lambda \quad (1)$$

Resnick (1979) verificou, experimentalmente, que as características de R_T dependem muito pouco da constituição do corpo que emite a radiação e é basicamente uma função da temperatura do corpo. Na verdade, corpos muito reflexivos ou muito transparentes, se comportam quantitativamente, muito diferente dos corpos opacos e pouco reflexivos. Corpos como esses podem, ainda, ser caracterizados pelo coeficiente de absorção de energia térmica. O coeficiente de absorvância a corresponde à fração de energia térmica incidente no corpo que é absorvido, o restante sendo, portanto refletido, sendo r o coeficiente de reflexão. Tem-se, portanto:

$$a + r + t = 1 \quad (2)$$

Para os corpos translúcidos tem-se ainda uma parte da radiação térmica transmitida pelo corpo. Para os corpos opacos, o coeficiente de transmissão (t) é nulo. Um corpo, para o qual $r=0$ e, portanto $a=1$, é chamado corpo negro, um absorvedor perfeito de radiação. Corpos de quaisquer materiais, cuja superfície é pintada com uma tinta preta e fosca, como por exemplo, fuligem, são boas aproximações de corpos negros. Experimentalmente, a realização mais próxima de um corpo negro, é obtida com um orifício pequeno, num corpo sólido qualquer, no qual há uma ampla cavidade interna, que se comunica com o exterior somente pelo orifício, que se comporta como um absorvedor ideal de radiação térmica.

3.2.2 Leis da Radiação

3.2.2.1 Lei de Stefan Boltzmann

Em 1879, Stefan, com base em dados experimentais, observou que a radiância de um corpo negro à temperatura “T” é proporcional a “T” elevada à quarta potência (RESNICK, 1979):

$$R_T = \sigma T^4 \quad (3)$$

Posteriormente, Boltzmann demonstrou, aplicando as leis da termodinâmica à radiação eletromagnética, a validade da expressão acima, conhecida como lei de Stefan-Boltzmann, cuja constante é $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{W/m}^2 \text{K}^4$.

3.2.2.2 Lei do deslocamento de Wien

Observando as curvas $R_T(\lambda)$ como as mostrada na figura 3, podemos verificar que o comprimento de onda para o qual λ é máximo, diminui à medida que a temperatura em que a curva foi medida aumenta, obtendo-se a relação:

$$\lambda_{\max} T = \text{cte} = 2,90 \cdot 10^{-3} \text{mK} \quad (4)$$

Onde: $\lambda_{\max}$ corresponde ao comprimento de onda, onde $R_T(\lambda)$ é máximo. Esta relação é conhecida como a lei do deslocamento de Wien (RESNICK, 1979).

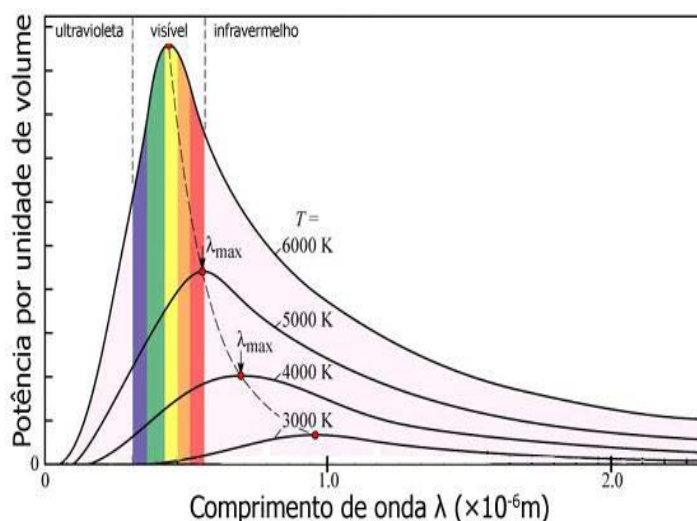
3.2.2.3 Lei de Plank

A Lei de Plank descreve a intensidade ou a radiância emitida por um corpo negro em equilíbrio térmico a uma determinada temperatura (Figura 4). Max Plank a propôs em 1900, descrevendo precisamente a radiação emitida por um corpo negro, resolvendo a questão da “Catástrofe do Ultravioleta” em oposição à equação de Rayleigh – Jeans, que considerava que um corpo negro ideal em equilíbrio térmico, emitia radiação com potência infinita, violando assim, a Lei da Conservação de Energia.

A Lei de Plank é uma das formulações pioneiras da Física Moderna e da Teoria Quântica.

$$I = \frac{8\pi hc}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda KT}} - 1} \quad (5)$$

Figura 4. Distribuição espectral $R_T(\lambda)$ por λ .



Fonte: (RESNICK, 1979)

3.3 Aerossóis Atmosféricos

Partículas surgem na atmosfera a partir de fontes naturais e antropogênicas. Considera-se que aerossol pode ser tecnicamente definido como partículas sólidas ou líquidas em suspensão em um meio gasoso e podem ser emitidas diretamente como partículas (aerossóis primários) ou formadas na atmosfera pelos processos de gases-partículas (aerossóis secundários) (MORAES, 2010).

Aerossóis atmosféricos são geralmente considerados partículas que variam em tamanho, desde alguns nanômetros (nm) a dezenas de micrômetros (μm) em diâmetro. Uma vez transportadas, estas partículas podem mudar de tamanho e composição pela condensação da espécie, ou pela evaporação, ou pela coagulação com outras partículas, pela reação química, entre outros (MORAES, 2010).

Partículas com diâmetro inferiores a $2.5\mu m$ referem-se, geralmente, às partículas finas e aquelas com diâmetro superiores a $2.5\mu m$ são as partículas grossas. As partículas finas podem ser divididas aproximadamente em dois modos: modo núcleo e modo acumulação (SEINFELD e PANDIS, 1997).

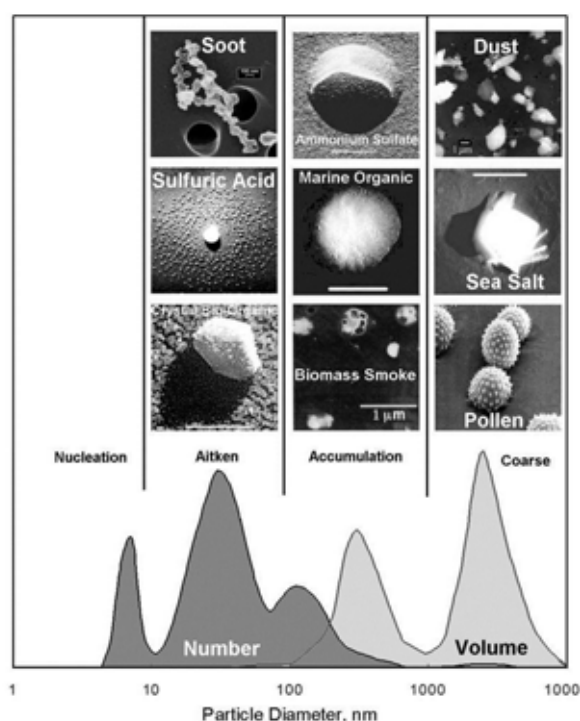
Partículas do modo núcleo (modo Aitken) apresentam diâmetro variável de 0.005 a $0.1\mu m$ e, devido ao pequeno tamanho, representam uma pequena porcentagem do total de massa de partículas e são formadas da condensação do vapor durante o processo de combustão e pela nucleação das espécies atmosféricas (MORAES, 2010).

Partículas do modo acumulação apresentam diâmetro variável de 0.1 a $2.5\mu m$ e se originam da coagulação das partículas no modo núcleo e da condensação de espécies sobre as

partículas existentes, causando então, o crescimento dentro desta faixa de tamanho (MORAES, 2010).

Partículas grosseiras, com diâmetro superior a $2.5\mu\text{m}$, são formadas pelo processo mecânico e natural (poeiras). Estas distintas frações possuem diferentes propriedades físicas e químicas, assim como diferentes processos de emissão e remoção da atmosfera. As partículas mais finas são transportadas na atmosfera a mais longas distâncias e são mais uniformemente dispersas em áreas urbanas, segundo a Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos (USEPA, 1998). A figura 5 apresenta as formas e os diâmetros dos aerossóis atmosféricos.

Figura 5. Formas e tamanhos (diâmetros) dos aerossóis atmosféricos.



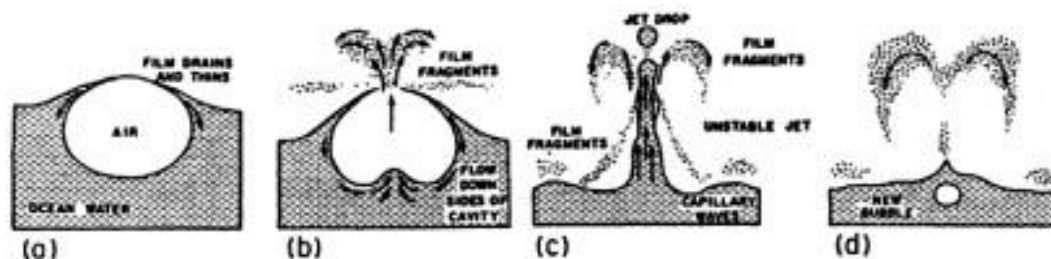
Fonte: (ALBRECHT, 2014)

3.3.1 Fontes de aerossóis naturais

Sal marinho

A figura 6 apresenta os quatro estágios do processo de produção de partículas de sal marinho.

Figura 6. Produção de sal marinho: Inicialmente, uma película se projeta da superfície do oceano (a). Em seguida, começa a fluir pelos lados da cavidade, afinando a película que, eventualmente, se rompe em pequenos fragmentos (b). Posteriormente, um jato instável se rompe em algumas gotas (c), até que pequenas partículas de sal permanecem quando as gotas evaporam e novas bolhas são formadas (d).

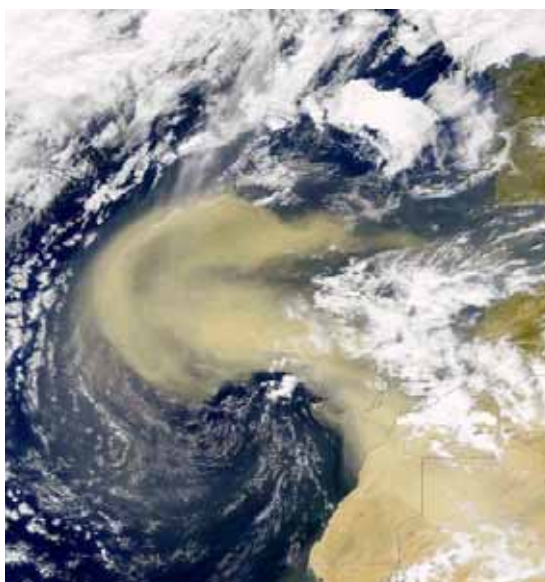


Fonte: (ALBRECHT, 2014)

Poeira

A poeira é suspensa do solo pelo vento e pela atividade humana. As tempestades de areia da África transportam poeira para a Europa, Oriente Médio e Américas do Sul e Norte (Figura 7).

Figura 7. Tempestade de areia da África.



Fonte: (NOAA, 2012)

Cinzas de vulcão

A dispersão de cinzas de vulcão pode ser exemplificada pela erupção do vulcão Puyehue, no sul do Chile, na América do Sul. Pelas imagens de satélite, geradas pelo Giovanni

Moddis (Figura 8), verificou-se que, embora o vulcão tenha entrado em erupção no dia 04/06/2011, somente no dia 05/06/2011 foi observado um pequeno ponto na faixa de 0,42 na escala da concentração de aerossol (AOD).

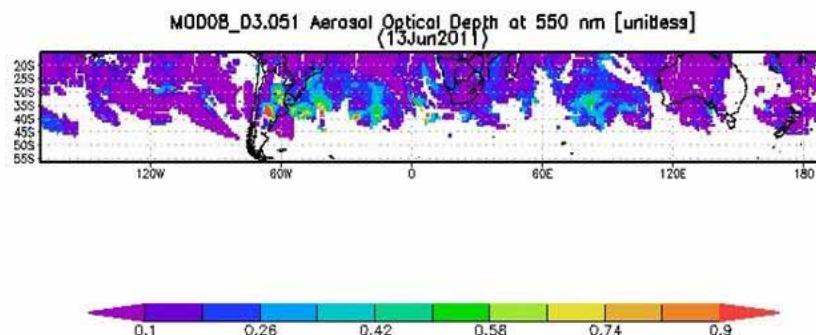
Figura 8. Erupção do vulcão chileno Puyehue ocorrida em Junho de 2011



(Fonte: BBC, 2011)

Logo, este ponto começou a se alastrar e a se intensificar cada vez mais, atingindo valores de 0,58-0,74 na escala da profundidade óptica do aerossol alcançando o máximo em 0,9 na concentração de aerossol. Após alguns dias da erupção, foi verificada uma faixa estendida de aerossol que atingiu até a região na Nova Zelândia. Vários aeroportos tiveram suas atividades interrompidas e suspenderam muitos voos na semana do ocorrido em Buenos Aires e em Montevideu, devido às cinzas vulcânicas.

Figura 9. Concentração de aerossol espalhada pela erupção do vulcão Puyehue, no sul do Chile, na América do Sul durante o dia 13/06/2011.



Fonte: (Giovanni Modis, 2011)

3.3.2 Fontes antrópicas de aerossóis

Fumaça

Esta espécie de origem antropogênica, como por exemplo ocorre através de emissões por veículos, a diesel e a gasolina, e é a principal fonte de emissão de gases e partículas na atmosfera. A combustão incompleta tem como produto: CO, NO_x, SO₂, particulados, black carbon e hidrocarbonetos, que são produzidos secundariamente na atmosfera.

Queimadas

No Brasil, a principal fonte de aerossóis é gerada pelas queimadas. Além de se constituir na mais importante fonte global de gases de “efeito estufa”, na Amazônia, a emissão de aerossóis pelas queimadas desregula a composição da atmosfera e o processo de formação de nuvens (ARTAXO, 2001).

3.4 Emissão de aerossóis atmosféricos por queimadas na Região Amazônica

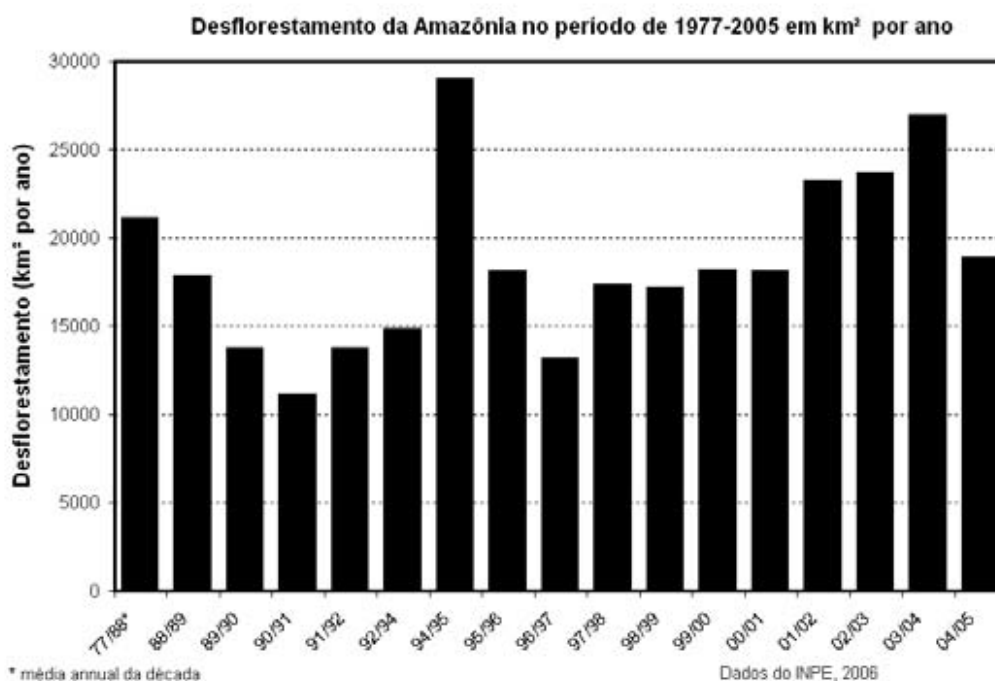
Uma das principais regiões deste estudo é a região amazônica que, nas últimas décadas, tem passado por mudanças significativas no uso e ocupação do solo, devido ao intenso processo de ocupação humana (NOBRE, SILVA DIAS, *et al.*, 1996). Estas mudanças são responsáveis por emissões consideráveis de partículas em suspensão na atmosfera – aerossóis – por meio das queimadas, sejam elas em áreas de pastagem ou em áreas de floresta primária (ARTAXO, 2001); (ARTAXO, SILVA DIAS e ANDREAE, 2003). Devido a sua localização tropical, a floresta Amazônica é uma fonte importante de gases traços, aerossóis e

vapor de água para a atmosfera em escala global (FREITAS, LONGO, *et al.*, 2005). A floresta também fornece grande parte dos chamados, núcleos de condensação de nuvens (NCN), que apresentam um papel muito importante no mecanismo de formação das nuvens e da precipitação (ARTAXO, L.L e PAULIQUEVIS, 2003).

A composição química da atmosfera amazônica tem sofrido grandes mudanças no período de seca, devido justamente às emissões dos gases traços e das partículas de aerossóis geradas pelas queimadas das pastagens e da floresta, impactando a qualidade do ar em nível local, regional e global (ARTAXO, MARTINS, *et al.*, 2002). Diversos autores têm mostrado que as emissões de gases traços e de partículas de aerossóis pelas queimadas ocorrem de forma significativa. As queimadas constituem uma das mais importantes fontes globais de gases de “efeito estufa”. As emissões de precursores de ozônio, tem importância, em particular, para as características químicas e radiativas da atmosfera, quando as concentrações deste gás atinge níveis que comprometem a floresta não queimada e podem danificar a superfície de folhas situadas a milhares de quilômetros de distância das áreas queimadas. O transporte destes gases e das partículas de aerossol segue o padrão de circulação atmosférica, fazendo com que as emissões da floresta amazônica saiam do continente Sul Americano por duas vias principais: o oceano Pacífico tropical e o oceano Atlântico Sul (FREITAS, LONGO, *et al.*, 1997) (FREITAS, SILVA DIAS, *et al.*, 2000). Os movimentos convectivos auxiliam neste transporte, fazendo com que, em determinadas condições, atinjam até mesmo a região do Caribe. O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) desenvolveu sofisticados sistemas de monitoramento de mudanças de uso da terra na Amazônia como, por exemplo, a taxa de desmatamento monitorada por meio de sensores a bordo dos satélites da série LANDSAT.

A figura 12 apresenta a área desflorestada da Amazônia medida pelo sistema do Projeto de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal-PRODES do INPE, que realiza o monitoramento por satélites do desmatamento na Amazônia Legal e produz desde 1988, as taxas anuais de desmatamento da região (PRODES, INPE, 2006). Observa-se que cerca de 20.000 a 27.000 km² foram desmatados por ano na região amazônica nos últimos anos.

Figura 10. Área desmatada da Amazônia medida pelo sistema PRODES, com análises de imagens do satélite LANDSAT



Fonte: (PRODES, INPE, 2006).

3.5 Efeitos diretos e indiretos dos aerossóis atmosféricos

O aumento da concentração de partículas de aerossóis tem efeito fundamental no balanço radiativo terrestre (YAMASOE, ARTAXO, *et al.*, 2000) (YAMASOE, KAUFMAN, *et al.*, 1998) (IPCC, 2001). Os aerossóis e as nuvens são componentes básicos no balanço energético terrestre, embora seu papel ainda esteja longe de ser compreendido e completamente quantificado. O chamado efeito direto dos aerossóis consiste nos mecanismos que afetam diretamente o fluxo de radiação solar na superfície, podendo levar ao aquecimento ou ao resfriamento da superfície, ou seja, alterando o perfil de temperatura da atmosfera (YAMASOE, KAUFMAN, *et al.*, 1998). Os aerossóis troposféricos afetam diretamente o balanço radiativo (absorção e espalhamento de radiação) e/ou indiretamente, influenciando nas propriedades radiativas de nuvens. As nuvens cobrem cerca de 60% da superfície terrestre, podendo atuar no ciclo energético de duas maneiras: as nuvens mais baixas e espessas refletem a radiação solar para o espaço e as nuvens mais altas e finas transmitem a radiação solar e, ao mesmo tempo, bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra (YAMASOE, KAUFMAN, *et al.*, 1998).

O Experimento de Grande Escala da Biosfera (Large Biosphere Atmosphere - LBA) desenvolveu uma série de estudos com o objetivo de compreender melhor o papel das partículas de aerossóis no clima amazônico. Dentre estes estudos, destacam-se os experimentos realizados em Rondônia, o “SMOCC – Smoke, aerosols, clouds, rainfall and climate: Aerosols from biomass burning perturb global and regional climate” e em Manaus, o “LBA/CLAIRE – Cooperative LBA Airborne Regional Experiment” (ANDREAE et al., 2002; ARTAXO et al., 2002; PROTOCOPIO et al., 2003; GUYON et al., 2004; PROTOCOPIO et al., 2004; ANDREAE et al., 2004).

A maior fonte de aerossóis para a atmosfera na América do Sul são as emissões causadas por queimadas de florestas e cerrados, que ocorrem principalmente na estação seca. As florestas e os cerrados brasileiros são regiões onde, historicamente, ocorrem queima de biomassa em função do processo natural do uso do solo pelos agricultores e do uso da lenha como combustível, mas o número de queimadas tem aumentado significativamente nos últimos anos. Áreas de plumas de queimadas de 5 a 8 milhões de km² são bastante comuns durante os meses de agosto, setembro e outubro. Diversos estudos do LBA (PROTOCOPIO et al., 2003; ECK et al., 2004) demonstraram que no Brasil ocorre uma grande variação sazonal da profundidade óptica dos aerossóis, em virtude do aumento de queimadas nas estações secas.

Devido a suas importantes propriedades óticas, as partículas emitidas em queimadas podem atenuar até 70% a radiação incidente e, conseqüentemente, afetar o funcionamento do ecossistema amazônico (KAUFMAN et al., 1998).

3.6 Composição química dos aerossóis

A determinação da composição química dos aerossóis em função do tamanho das partículas é também essencial neste processo, pois o tipo de mistura dos vários compostos químicos influencia, significativamente, no índice de refração efetivo das partículas e nas suas eficiências de absorção e espalhamento (MARTINS e ARTAXO, 1998).

Como os aerossóis se misturam na atmosfera, uma grande dificuldade encontrada é a determinação das propriedades de cada um de seus componentes. Ainda há muito a ser feito para uma melhor determinação das propriedades físicas e químicas dos aerossóis. Os sensores de satélites podem descrever parcialmente a distribuição vertical das partículas, mas não podem descrever suas propriedades químicas. As plataformas nas superfícies e nas aeronaves

podem obter várias características detalhadas dos aerossóis, mas possuem uma grande limitação espacial e temporal. Uma das grandes lacunas existentes nos modelos de aerossóis é a determinação da variabilidade de suas propriedades (IPCC, 2001).

3.7 O sensor MODIS

As propriedades de aerossóis na Amazônia vêm sendo estudadas com medidas em superfície e com o auxílio de sensoriamento remoto. O principal instrumento de medida por sensoriamento remoto é o sensor MODIS, lançado a bordo do satélite TERRA em dezembro de 1999 (REMER et al., 2005). Em 2002, o mesmo sensor foi lançado a bordo do satélite AQUA. Estes dois satélites possuem órbita polar em sincronia com o Sol, a 705 km de altitude e possuem horário de passagem em torno das 10h30min no período da manhã e 13h30min no período da tarde, no caso dos satélites TERRA e AQUA, respectivamente. O MODIS é um radiômetro espectral passivo. Foi o primeiro sensor desenhado especificamente para obter observações globais de aerossóis com resolução moderada. O sensor possui uma largura de cobertura de observação de 2.330km, o que é suficiente para realizar uma cobertura global completa de 1 a 2 dias. Este sensor é um instrumento de pesquisa multidisciplinar que possui, como objetivo, fornecer contribuições ao conhecimento científico do sistema terrestre, envolvendo: superfície terrestre (alterações de uso de solo, temperatura de superfície, cobertura de neve, propriedades de vegetações), oceano (temperatura da superfície do mar, clorofila) e atmosfera (aerossóis, propriedades de nuvens, vapor de água, perfil de temperatura) (REMER et al., 2005).

A detecção de aerossóis com o MODIS é baseada nas radiâncias obtidas pelo sensor, em regiões das imagens não cobertas por nuvem, após a realização de uma calibração radiométrica e geolocalização, também utilizando dados auxiliares para determinar as condições meteorológicas de cada elemento da imagem a ser processada.

O sensor MODIS é constituído de um instrumento eletro-óptico de varredura mecânica que utiliza o movimento do satélite para fornecer um imageamento na direção de voo. A radiação eletromagnética (REM) refletida ou emitida da superfície terrestre é direcionada para um telescópio pela rotação de um espelho de duas faces. Meia revolução do espelho leva aproximadamente 1,477 segundos, produzindo o movimento de imageamento. A energia é então, focada para os diferentes detectores cobertos por estreitos filtros espectrais.

Há dois algoritmos independentes para obtenção das propriedades de aerossóis sobre continentes e sobre oceanos, mas que se baseiam na mesma estratégia de uso de tabelas pré-computadas de cálculos de transferência radiativa na atmosfera. Sob essa estratégia, várias

condições de observação do sensor MODIS e de iluminação da atmosfera são computadas para diferentes níveis de concentração de aerossóis e refletâncias de superfície. As radiâncias espectrais medidas pelo sensor no topo da atmosfera e as estimativas de refletância da superfície são comparadas com os valores pré-calculados até que a melhor solução seja encontrada com ajustes de mínimos quadrados (CORREIA et al., 2006). As medidas dos satélites TERRA e AQUA são periodicamente transmitidas para estações de recepção em terra e recebidas pelo sistema do INPE em Cuiabá e também pela NASA – Goddard Space Flight Center (GSFC).

3.8 Relação das partículas de aerossóis com o ciclo hidrológico

O clima é um dos principais reguladores dos ciclos biogeoquímicos dos elementos no solo, na água e no ar. Alterações climáticas afetam diretamente os processos físicos, químicos e biológicos que dependem da temperatura e de água para que ocorram. As florestas tropicais estão entre os maiores emissores de vapor de água para a atmosfera global. Através da circulação global da atmosfera, em particular dos fortes mecanismos de convecção em regiões tropicais, este vapor de água é transportado até regiões temperadas, sendo responsável por uma fração importante da chuva que cai em regiões a grandes distâncias da Amazônia. Tanto efeitos regionais (na América do Sul) quanto efeitos globais, através das chamadas “tele conexões” são importantes para o ciclo hidrológico regional e global. As partículas de aerossóis estão fortemente associadas ao ciclo hidrológico, uma vez que elas constituem os núcleos de condensação de nuvens, os quais juntamente com o vapor de água formam as gotículas de nuvens (ROSENFELD, 2000; ROBERTS et al., 2001; SILVA DIAS et al., 2002).

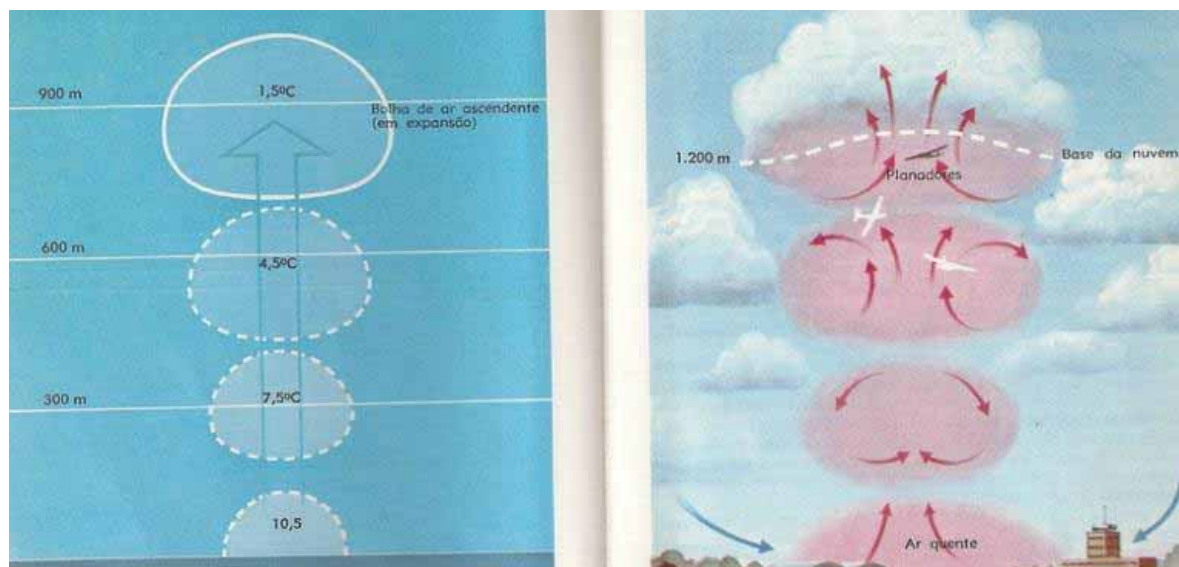
3.9 O processo de formação de nuvens

Os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são partículas microscópicas de aerossol, que têm propriedades de condensar água em sua superfície. Cerca de 60 a 80% das partículas naturais de aerossóis na Amazônia atuam como NCN (ZHOU et al., 2002). A diferença na concentração de NCN de cerca de 200 partículas cm^{-3} na estação chuvosa para 20.000 partículas cm^{-3} na estação seca, em grandes áreas da Amazônia faz com que as propriedades microfísicas de nuvens sejam profundamente alteradas (ROSENFELD, 1999; SILVA DIAS et al., 2002).

Como pode ser observado na figura 13, uma vez que a gota é formada, ela começa a crescer por meio de uma série de mecanismos físicos. Entre o momento em que a gota começa

seu processo de crescimento com o diâmetro típico de 20 μm até a sua chegada ao chão, como gota de chuva, cerca de 1 a 2 mm, vários processos intermediários podem ocorrer (ARTAXO, 2001). O aumento em volume é proporcional ao raio da gota elevado ao cubo e isso corresponde a um aumento de até 1 milhão de vezes a partir do volume inicial. As correntes de ar ascendente dentro de uma nuvem se originam de ar aquecido pelo contato com o chão quente durante o dia. Essas correntes de ar sustentam as gotas de chuva dentro da nuvem enquanto as mesmas são pequenas. Mas à medida que estas gotas crescem, torna-se mais difícil sustentá-las e eventualmente elas caem como chuva. As gotas crescem por condensação do vapor d'água e, de forma mais eficiente, pelo choque com outras gotas menores que vão se agregando à gota maior, consequentemente aumentando seu volume. O peso das gotas já formadas e crescendo vai desacelerando o fluxo de ar ascendente. Durante a fase anterior à chuva, as gotas são submetidas à ação da gravidade, com movimento descendente, porém a bolha quente flutuando continua levando-as para cima na corrente ascendente, e a nuvem vai crescendo (ARTAXO et al., 2003). Nesse momento, a quantidade de aerossóis, em particular, dos NCN apresentam um papel importante, pois se o ambiente não estiver poluído haverá poucos NCN na disputa pelo vapor de água existente, mas se houver NCN relativamente grandes ou solúveis em água, estes vão crescer rapidamente, colidir com os menores e cair como chuva. A nuvem não tem muito tempo para crescer, chegando a alturas máximas de 4 a 5 km. Caso a atmosfera esteja poluída, com um número muito grande de NCN, como na época de queimadas, a disputa pelo vapor de água disponível aumenta, as gotas crescem pouco e devagar enquanto a nuvem vai crescendo. Muitas vezes essas nuvens nem chegam a precipitar; as gotas evaporam e a água, junto com os aerossóis, não retorna ao chão, mas é levada pelos ventos a outros locais. Se a gota passar dos 6 ou 7 km de altura ela congela, pois o ar atinge temperaturas muito baixas. Os núcleos de gelo crescem de forma bastante eficiente, enquanto a nuvem cresce até 10 ou 15 km de altura, formando a chamada nuvem Cumulonimbus. Tipicamente chamam-se as nuvens rasas em regiões limpas de nuvens marítimas e as nuvens que contêm gelo, formadas em regiões poluídas, de nuvens continentais (ARTAXO et al., 2003).

Figura 11. Processo de formação de nuvens. Fonte: Quarto Relatório de Avaliação do Intergovernmental Panel on Climate Change



Fonte: (IPCC, 2007)

MARTINS e ARTAXO (1998) destacam outro aspecto importante na estrutura de nuvens formadas durante a estação seca, com forte impacto de queimadas, é a presença significativa de partículas que absorvem radiação, o chamado “black carbon”, que consiste em fuligem das queimadas. De acordo com estes autores, gotículas de nuvens ricas em fuligem absorvem radiação muito eficientemente, evaporando-se antes de precipitarem, intensificando a supressão da precipitação. Com as altas concentrações de black carbon durante a estação seca (de 5 a 40 $\mu\text{g m}^{-3}$), este fenômeno é particularmente importante na Amazônia, comparada com outras regiões do globo. Os aerossóis provenientes da queima da biomassa estão entre os mais complexos tipos de aerossóis que afetam o clima, pois sua composição química depende de fatores como o tipo do produto queimado, a temperatura do fogo e as condições meteorológicas locais.

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

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

3.10 Modelagem Matemática

Uma das principais formas de estudar e avaliar as mudanças climáticas induzidas por emissões de queimadas e outras intervenções antrópicas é através de projeções futuras do estado atmosférico incluindo estas perturbações. Estas projeções são obtidas com modelos matemáticos resolvidos numericamente por meio de aplicação de softwares em supercomputadores. Assim, para se obter resultados que sejam fisicamente consistentes, os modelos atmosféricos devem corretamente incorporar as emissões de aerossóis e tratar apropriadamente o transporte e a interação destas emissões com o ambiente. Entretanto, o conhecimento sobre as propriedades das partículas de aerossol e o seu papel na alteração do cenário atmosférico é relativamente recente. Somente nesta última década têm-se assumido a relevância da inclusão de seus efeitos em modelos numéricos atmosféricos para previsão de tempo, clima e qualidade do ar. Esta mudança de posição trouxe um extraordinário aumento, não apenas da complexidade, mas, principalmente, das incertezas, ao cenário de mudanças climáticas (ANDREAE et al., 2004). Por muito tempo os efeitos bem conhecidos de aquecimento dos gases de efeito estufa foram os ‘personagens’ mais atuantes nos modelos de previsão climática. A inclusão dos aerossóis nos modelos atmosféricos trouxe novos desafios para o desenvolvimento de novas parametrizações que representem apropriadamente os diversos processos, por meio dos quais os aerossóis interagem com os outros elementos atmosféricos. E, antes disso, cresce em importância, a necessidade de inventários de emissões de aerossóis com melhor resolução temporal e espacial e medidas de caracterização das partículas cada vez mais aprimoradas. Outros estudos avaliam o impacto dos aerossóis na precipitação (PAULIQUEVIS et al., 2005) e na radiação (YAMASOE et al., 2000). Muitos estudos com ênfase na região Amazônica empregam a modelagem e/ou observações *in situ*, como por exemplo, o realizado por Vendrasco et al. (2010).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Localização e caracterização das áreas de estudo

Neste estudo averiguou-se a possível relação entre as queimadas, a concentração dos aerossóis atmosféricos e a precipitação pluviométrica sobre determinadas regiões da América do Sul, utilizando dados de imagens geradas por satélite, abrangendo as regiões brasileiras (Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sul e Sudeste) e uma região que denominamos como oceânica, situada no litoral nordestino acima dos estados de Maranhão, Amapá, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte (Figura 14). Entre todas estas regiões, destacaram-se a região Centro-Oeste, incluindo, principalmente, os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul e a região da floresta amazônica, que representa a maior parte da região norte do país, que serão abordadas com mais importância neste trabalho.

Situada na região norte da América do Sul, a floresta amazônica possui uma extensão de, aproximadamente, 7 mil km², espalhada por territórios do Brasil, Venezuela, Colômbia, Peru, Bolívia, Equador, Suriname, Guiana e Guiana Francesa. Porém, a maior parte da floresta está presente em território brasileiro, nos estados do Amazonas, Amapá, Rondônia, Acre, Pará e Roraima. Nas últimas décadas, essa região tem passado por alterações significativas no uso e ocupação do solo, devido ao intenso processo de ocupação humana (NOBRE et al., 1996). Estas mudanças são responsáveis por emissões consideráveis de partículas em suspensão na atmosfera – aerossóis – por meio das queimadas, sejam elas em áreas de pastagens ou em áreas de floresta primária.

Na região Centro-Oeste, desde o fim da década de 1960, significativas mudanças foram observadas com relação à demografia e à economia, quando posteriormente se estabeleceram importantes empresas agroindustriais, de capitais nacionais e internacionais, os quais foram incentivados à utilização de novos instrumentos para o desenvolvimento agrícola, modernização da lavoura e mecanização das tecnologias aplicadas ao cultivo.

Figura 12. Regiões brasileiras avaliadas no estudo: Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sul e Sudeste e a região oceânica, no litoral nordestino, acima dos estados do Maranhão, Amapá, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte.



Fonte: AUTOR

4.2 Metodologia

Um levantamento de dados da profundidade óptica do aerossol (Aerossol Optical Depth – AOD) foi realizado, considerando todos os meses de uma série histórica de 13 anos (2000 – 2012), nas regiões brasileiras contempladas neste estudo. Estes dados de AOD foram obtidos a partir das informações do sensor espectrorradiômetro de resolução moderada de imagens – MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer). Este sensor está a bordo do satélite TERRA, operado pela NASA no projeto EOS (Earth Observing System) e foi disponibilizado pela ferramenta web Giovanni Modis (Figura 15). Este sensor, localizado em uma plataforma orbital, forma um ângulo sólido com uma área da superfície da terra, amostrando então, a radiância que uma determinada área emite ou reflete.

A profundidade óptica do aerossol ou espessura óptica do aerossol (AOT) é um parâmetro físico adimensional, dependente do comprimento de onda e que indica o quanto o feixe de radiação é atenuado à medida que se propaga em uma determinada camada da atmosfera que contenha aerossóis. Tecnicamente, a espessura óptica do aerossol é o grau em que os aerossóis evitam a transmissão de luz, principalmente devido aos processos de

espalhamento e absorção da radiação. Portanto, quanto maior a quantidade de aerossóis em determinada camada atmosférica, menor será a transmissão de luz e maior será a atenuação da radiação.

Figura 13. Base de dados de profundidade óptica do aerossol (AOD), considerando todos os meses de uma série histórica de 13 anos (2000 – 2012), nas regiões brasileiras contempladas neste estudo, obtida a partir das informações do sensor espectrorradiômetro de resolução moderada de imagens – MODIS.



Fonte: (MODIS, 2011)

Para obtenção dos dados de precipitação mensais para a mesma série histórica do aerossol e regiões descritas por 4.1, foram utilizados produtos do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) – Online Visualization and Analysis System (TOVAS), também operado pela NASA e disponibilizado pela ferramenta web Giovani Modis na opção Hydrology Portals (Figura 16).

Figura 14. Obtenção de dados de precipitação pluviométrica pelo satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) – Online Visualization and Analysis System (TOVAS), operado pela NASA.

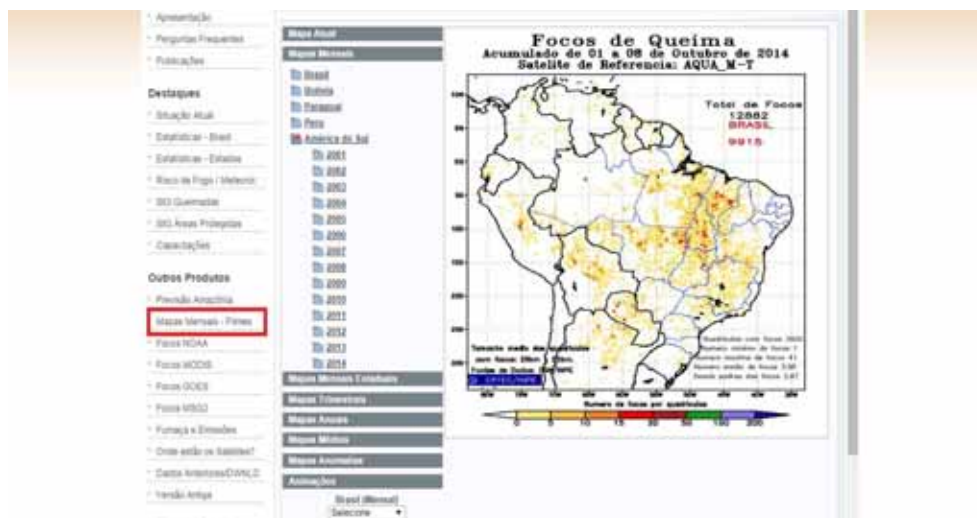


Fonte: (MODIS, 2011)

Os dados de focos de queimadas são produzidos no próprio Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), disponibilizados na página de Monitoramento de Queimadas e Incêndios por Satélite em tempo quase real. O produto de queimadas do INPE utiliza diversos dados de satélite, entre eles, AQUA, TERRA, NOAA e GOES (SETZER et al., 2007).

Na seção “outros produtos”, foi selecionada a opção “mapas mensais” referentes à América do Sul para a série histórica das queimadas (Figura 17).

Figura 15. Obtenção de séries históricas das queimadas, no satélite de referência AQUA_M-T.



Fonte: (CPTEC/INPE, 2010)

Inicialmente, foi realizada uma análise dos campos mensais da profundidade óptica do aerossol obtido pelo MODIS e das queimadas obtidas pelo CPTEC/INPE, a partir de uma interpretação das imagens geradas.

Em seguida, os valores numéricos de AOD e de precipitação datados de Janeiro de 2000 a Dezembro de 2012 foram quantificados e analisados graficamente, por meio de ferramentas estatísticas baseadas em médias, correlações e anomalias.

Para o cálculo da correlação, foi tomada a somatória das médias da profundidade óptica do aerossol e da precipitação dividida pelos desvios padrões referente a estas mesmas variáveis. Para as anomalias, para cada valor mensal dos anos avaliados foi subtraído da média mensal tanto da profundidade óptica quanto da precipitação. Sendo assim, valores positivos na anomalia de precipitação, por exemplo, indica que a taxa de precipitação foi acima da média climatológica e valores negativos indica que a taxa de precipitação ficou abaixo da média climatológica.

Estes valores foram comparados com a literatura, com a finalidade de encontrar a possível relação entre essas três variáveis: queimadas, aerossóis atmosféricos e precipitação.

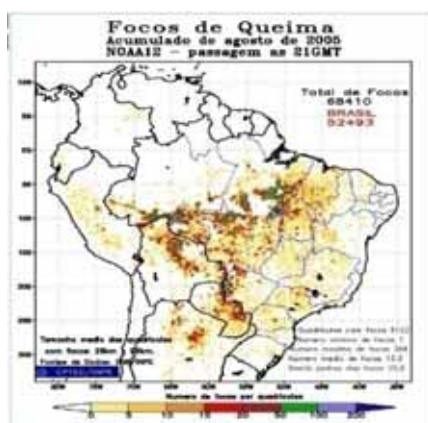
Adicionalmente, avaliou-se esta possível relação entre AOD e precipitação, considerando as diferentes fases do fenômeno climático ENSO (El Niño Oscilação Sul).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Análise dos focos de queimada e concentração da profundidade óptica do aerossol

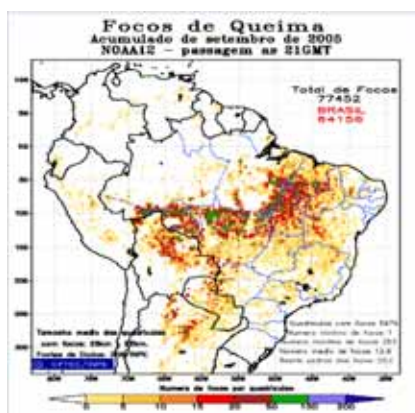
As análises dos mapas mensais dos focos de queimada para as regiões estudadas demonstraram que o período com maior intensificação das queimadas ocorre geralmente nos meses de Agosto a Outubro (Figuras 16, 17 e 18). O mês de setembro se destacou por apresentar o maior índice de focos nas regiões Nordeste e Centro-Oeste (entre os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), sendo estas áreas caracterizadas por vegetação do tipo cerrado e caatinga.

Figura 16. Mapa de focos de queimada referente ao mês de agosto de 2005 para as regiões estudadas.



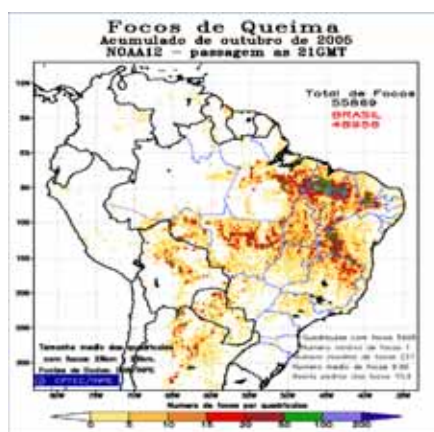
Fonte: (CPTEC/INPE, 2010)

Figura 17. Mapa de focos de queimada referente mês de setembro de 2005 para as regiões estudadas.



Fonte: (CPTEC/INPE, 2010)

Figura 18. Mapa de focos de queimada referente mês de outubro de 2005 para as regiões estudadas.



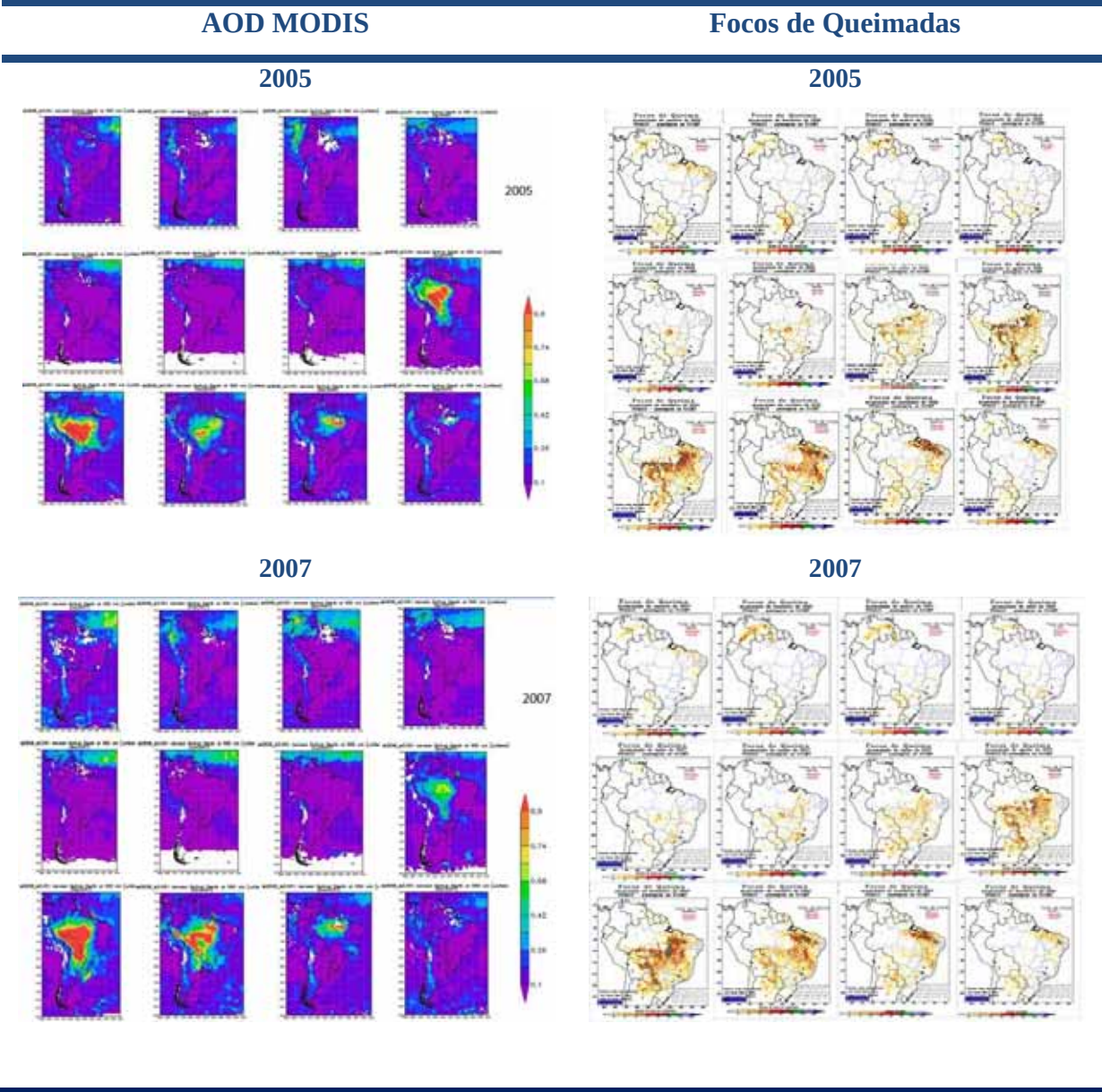
Fonte: (CPTEC/INPE, 2010)

Na região Centro-Oeste, os focos normalmente começam com pequenos pontos em áreas isoladas e se arrastam até atingirem a região nordeste do Brasil. No extremo norte, região fronteira com os demais países vizinhos da América do Sul, os focos iniciam-se em janeiro e vão até abril. Os anos de destaque são apresentados na tabela 1.

A maior concentração de aerossol na América do Sul também é observada nos meses de Agosto, Setembro e Outubro. No entanto, o período de maior intensidade ocorre similarmente durante o mês de setembro, e pode variar na escala de AOD entre 0,74 – 0,9.

Na tabela 1 pode-se observar que nos anos de 2005 e 2007, em que houve intensificação de focos de queimada e de concentração de aerossol, esse comportamento foi mais pronunciado em 2007, quando se observou a maior área de concentração de aerossol, atingindo a escala máxima, enquanto no ano de 2009, houve uma abrupta diminuição da concentração. Em ambos os casos, os meses de intensificação de queimada e do aumento da concentração de aerossol coincidiram.

Tabela 1. Comparação dos campos de profundidade óptica do aerossol e dos mapas de focos de queimadas para cada mês dos anos de 2005 e 2007.



Fonte: (AUTOR)

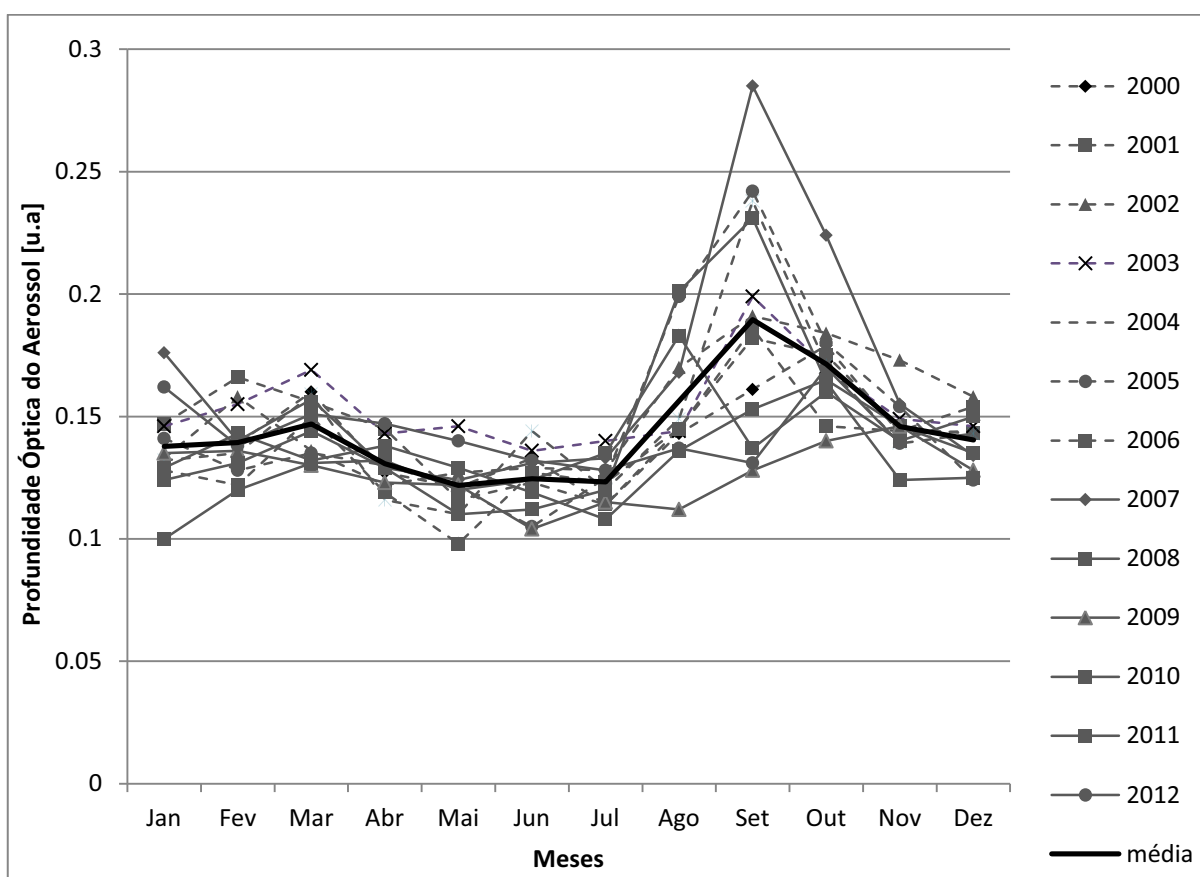
5.2 Variabilidade anual da profundidade óptica do aerossol nas diferentes fases do fenômeno climático ENSO (El Niño Oscilação Sul)

A figura 19 apresenta a análise da variabilidade anual da profundidade óptica – no período de 2000 a 2012 e a média climatológica para a região centro-oeste do Brasil. Durante o ano de 2007 foi registrada a maior concentração de aerossol, principalmente, nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, com picos de 0,285 que se aproximaram da máxima de 0,3 na escala de AOD. Os meses de maior intensidade foram os de agosto, setembro e outubro, começando a se intensificar em agosto, atingindo o máximo em setembro e

diminuindo em meados de outubro. É interessante ressaltar que 2007 foi um ano de ocorrência de La Niña, o que, supostamente, poderia ter intensificado ainda mais o período seco.

Verificou-se que os anos de 2005, 2007 e 2010 apresentaram valores de AOD superiores à média climatológica ($AOD > 0,2$) para o mês de setembro. No mês de agosto de 2010 foram observados valores de AOD superiores à média climatológica de 0,15, similares aos valores típicos do mês de setembro. Entre estes três anos, o ano de 2005 foi considerado como neutro e, no entanto, apresentou uma alta concentração de aerossol. Os de 2007 e 2010 podem ter sofrido influência de La Niña e também tiveram níveis de concentração de AOD acima da média climatológica de 0,2. Em 2011 ocorreu La Niña e 2012 foi considerado como ano neutro, mas em ambos foram observados níveis de AOD abaixo da curva média climatológica ($AOD \sim 0,15$).

Figura 19. Concentração média de aerossol na região centro-oeste do Brasil para o período de 2000 a 2012 e a média climatológica.

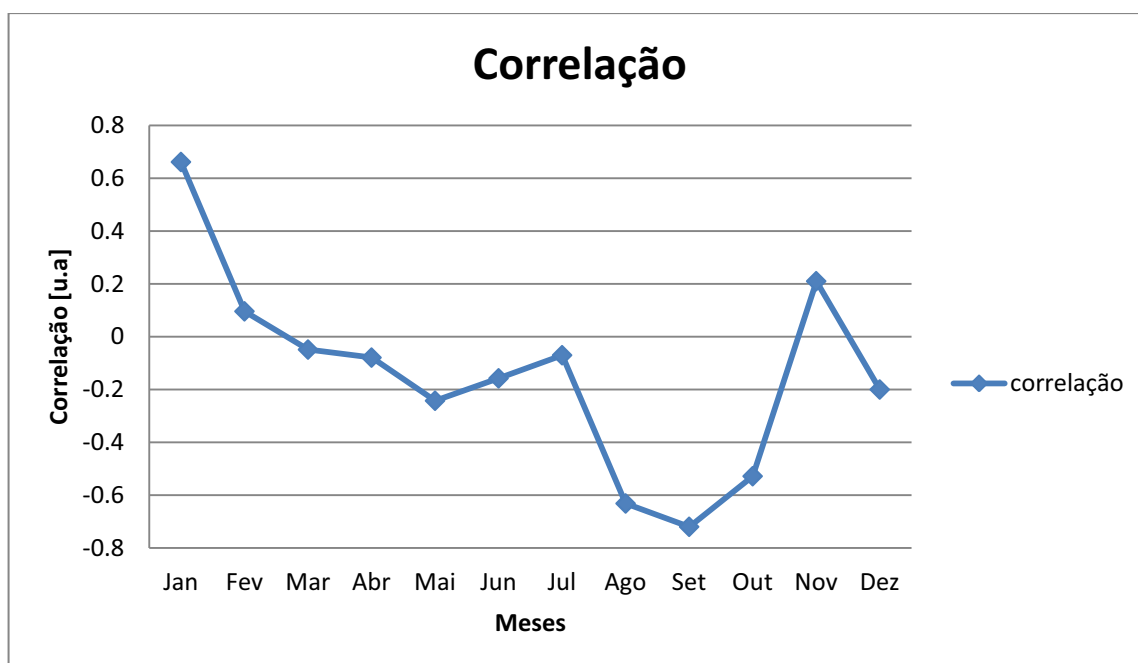


Fonte: (AUTOR)

5.3 Estatística da relação entre AOD e a anomalia de precipitação pluviométrica

A avaliação estatística das anomalias de AOD e precipitação pluviométrica, revelou uma correlação significativamente negativa nos meses de agosto a outubro, no período entre 2000-2012, para a região centro-oeste do Brasil. Isto significa que o aumento de uma variável implica na diminuição da outra, portanto as duas variáveis movem-se em sentidos contrários, ou seja, é observado uma alta concentração de aerossol para uma baixa taxa de precipitação nestes meses compreendidos entre agosto e outubro, enquanto os meses restantes apresentaram uma correlação mais fraca e não significativa estatisticamente (Figura 20).

Figura 20. Correlação entre a quantidade de AOD e a anomalia de precipitação para a região centro-oeste do Brasil nos anos de 2000 a 2012



Fonte: (AUTOR)

De acordo com os resultados apresentados na tabela 2 verificou-se que a anomalia de precipitação no mês de setembro de 2007 (-79,18mm), foi a maior registrada nos treze anos de análise. Este ano apresentou um déficit de precipitação entre os três meses de pico (agosto, setembro e outubro). O ano de 2009 teve a maior anomalia de precipitação positiva. No ano de 2005 foi verificado déficit de precipitação no mês de agosto (-15,72mm) e aumento na precipitação no mês de setembro (+24,81mm).

Tabela 2. Precipitação [mm/h] e média da profundidade óptica do aerossol [u.a] no período de Agosto-Outubro (2000-2010) para a região centro-oeste do Brasil.

Mês de Agosto			Mês de Setembro			Mês de Outubro		
Ano	MODIS AOD	Anomalia de Precipitação (mm/h)	Ano	MODIS AOD	Anomalia de Precipitação (mm/h)	Ano	MODIS AOD	Anomalia de Precipitação (mm/h)
2000	0,143	38,27	2000	0,161	40,81	2000	0,179	-15
2001	0,145	27,27	2001	0,182	19,81	2001	0,175	-20
2002	0,17	8,27	2002	0,191	8,18	2002	0,184	-46
2003	0,144	-6,72	2003	0,199	-18,18	2003	0,17	21
2004	0,149	-30,72	2004	0,238	-55,18	2004	0,171	29
2005	0,199	-15,72	2005	0,242	24,81	2005	0,18	48
2006	0,145	-6,72	2006	0,186	36,81	2006	0,146	48
2007	0,168	-34,72	2007	0,285	-79,18	2007	0,224	-6
2008	0,136	21,27	2008	0,153	-15,18	2008	0,165	-23
2009	0,112	29,27	2009	0,128	46,81	2009	0,14	31
2010	0,201	-29,72	2010	0,231	-10,18	2010	0,164	-2

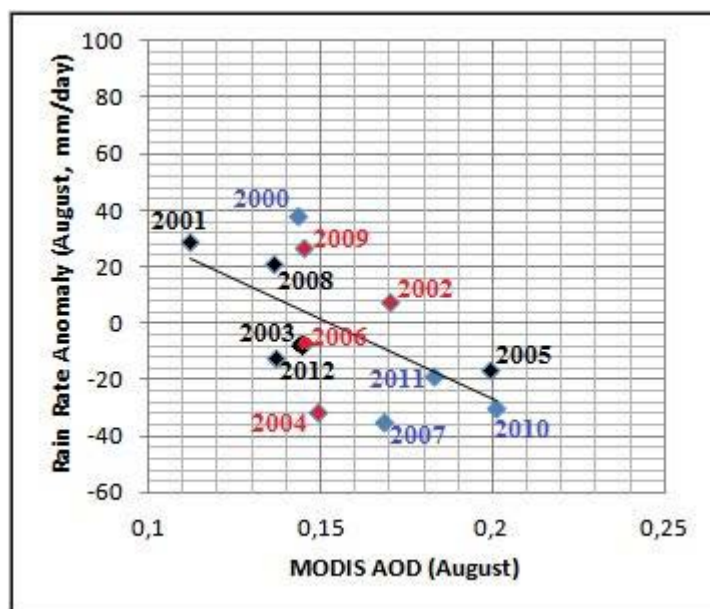
Fonte: (AUTOR)

5.4 Relação observada entre anomalia de precipitação e quantidade de aerossóis atmosféricos analisando as diferentes fases do fenômeno climático ENSO

A Figura 21 apresenta a média da profundidade óptica do aerossol que aumenta monotonicamente com a diminuição da anomalia de precipitação, apresentando um coeficiente de correlação negativo numa escala de -1 a 1. Para os meses de agosto a outubro o coeficiente de correlação negativo está de acordo, uma vez que a reta é descendente, destacando-se o mês de setembro, por obter o maior coeficiente de correlação negativo (-0,72). Quanto mais próxima do valor -1, mais forte é a relação entre as duas variáveis analisadas (AOD e precipitação), indicando, portanto, uma forte relação entre AOD e precipitação.

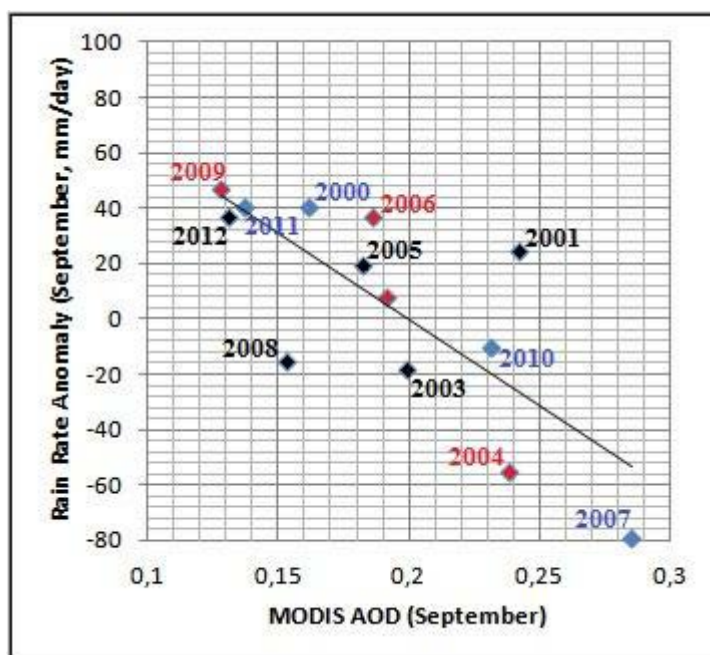
Foram destacados nestes três gráficos os anos de ocorrência dos fenômenos El Niño, La Niña e anos neutros (sem a presença do fenômeno ENSO). A partir destes gráficos, foi analisada a existência de alguma relação destes fenômenos com a intensidade da concentração do aerossol e a precipitação. No ano de 2005 a concentração de aerossol foi bem alta e a precipitação foi baixa, um possível indicativo de que o aumento da concentração de AOD diminuiu a precipitação, corroborando com Artaxo (2006), uma vez que este ano foi classificado como neutro a partir de dados do Índice de Oscilação Sul – IOS.

Figura 21. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de agosto de 2000-2012, destacando os anos de El Niño e La Niña. Os pontos em vermelho simbolizam anos de El Niño, em azul representam anos de La Niña e os pontos em preto são anos classificados como neutros.



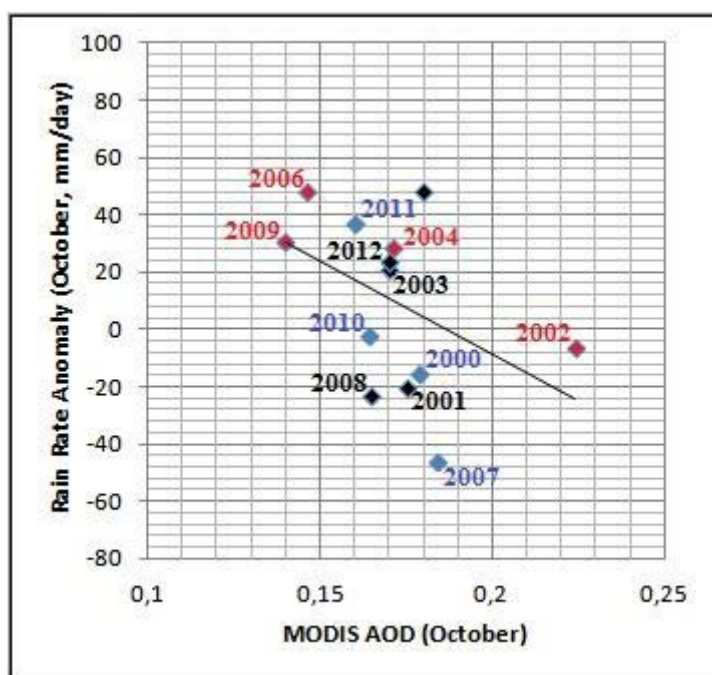
Fonte: (AUTOR)

Figura 22. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de setembro de 2000-2012, destacando os anos de El Niño e La Niña. Os pontos em vermelho simbolizam anos de El Niño, em azul representam anos de La Niña e os pontos em preto são anos classificados como neutros.



Fonte: (AUTOR)

Figura 23. Relação entre a anomalia de precipitação e a concentração de aerossóis atmosféricos para a região centro-oeste do Brasil para o mês de outubro de 2000-2012, destacando os anos de El Niño e La Niña. Os pontos em vermelho simbolizam anos de El Niño, em azul representam anos de La Niña e os pontos em preto são anos classificados como neutros.



Fonte: (AUTOR)

O Índice de Oscilação Sul funciona como uma espécie de “gangorra barométrica” de grande escala observada sobre a Bacia do Pacífico Tropical e ficou definido como sendo uma flutuação inversa verificada no campo da pressão ao nível médio do mar nas estações de Darwin (12.4 S – 130.9 E) localizada no norte da Austrália e Tahiti (17.5 S – 149.6 W) situada no Oceano Pacífico Sul. A diferença entre as pressões normalizadas nas estações de Tahiti e Darwin é definida como Índice de Oscilação Sul (IOS).

O IOS apresenta valores negativos em anos de El Niño e positivos em anos de La Niña. A tabela 3 apresenta a classificação e a intensidade dos fenômenos estudados para os anos de 2000 a 2012. O limite para a classificação da intensidade do El Niño e da La Niña é dividido em fraco (com uma anomalia de TSM entre 0,5 – 0,9), moderada (de 1,0 a 1,4) e forte (maior que 1,5). A classificação forte é dada quando esse limite é ultrapassado em, pelo menos, 3 meses.

Tabela 3. Anos de El Niño, La Niña e neutros e seus respectivos IOS para os meses de agosto, setembro e outubro no período de 2000 a 2012.

Ano	JAN	ASO	SON	OND	Classificação	Intensidade
2000	-0,5	-0,6	-0,6	-0,8	La Niña	fraco
2001	0,0	-0,1	-0,2	-0,3	Neutro	-----
2002	0,8	0,9	1,2	1,3	El Niño	moderado
2003	0,4	0,4	0,4	0,4	Neutro	-----
2004	0,7	0,8	0,7	0,7	El Niño	fraco
2005	0,1	0,0	-0,2	-0,5	Neutro	-----
2006	0,3	0,5	0,8	1,0	El Niño	fraco
2007	-0,6	-0,8	-1,1	-1,2	La Niña	moderado
2008	-0,2	-0,1	-0,2	-0,5	Neutro	-----
2009	0,6	0,8	1,1	1,4	El Niño	moderado
2010	-1,2	-1,4	-1,5	-1,5	La Niña	forte
2011	-0,4	-0,6	-0,8	-1,0	La Niña	fraco
2012	0,4	0,5	0,6	0,2	Neutro	-----

Fonte: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml (acesso em 28/02/2013).

5.5 Estudo da relação entre as anomalias de AOD e precipitação pluviométrica

A figura 24 apresenta as anomalias de profundidade óptica do aerossol e precipitação. Para os anos de La Niña (2000, 2007, 2010 e 2011) verificou-se que no mês de Agosto foi iminente o aumento de Aerossol Optical Depth (observados principalmente em 2007, 2010 e 2011, figuras 24 e 25, respectivamente); com exceção do ano de 2000 em que ocorreu uma diminuição da concentração de AOD (Figura 22). Ao iniciar a estação seca (em julho) verificou-se diminuição da concentração de AOD e aumento na precipitação. Porém, observou-se um grande aumento na precipitação do mês de julho para o mês de agosto, não condizendo com o raciocínio de que o aumento da profundidade óptica do aerossol diminuiu a precipitação nas estações secas, podendo o fenômeno La Niña ter intensificado os efeitos na precipitação. Por outro lado, no ano de 2007 (Figura 24) esse raciocínio foi condizente com o observado na estação seca (julho a setembro), sendo verificado aumento da concentração de AOD e diminuição da precipitação. Aparentemente a La Niña intensificou as estações de seca e chuvosa (dezembro a Janeiro), havendo aumento na precipitação na estação chuvosa.

No início de 2010 ainda foi observada influência do El Niño ocorrido no ano de 2009 (Figura 25), que pode ser classificado como sendo de forte intensidade, considerando os índices de TSM (Temperatura de Superfície do Mar) e, no entanto, durante a estação chuvosa, verificou-se uma baixa anomalia de precipitação e, para a estação seca, altos índices da anomalia de AOD.

Nos anos decorrentes do fenômeno El Niño (2002, 2004 e 2006, representados nas figuras 22, 23 e 24, respectivamente), percebeu-se que, ao contrário do que ocorreu durante os anos sob influência de La Niña, o mês de agosto foi um mês de iminência de diminuição na concentração do AOD.

Para a precipitação também se verificou o oposto do que foi observado nos anos de ocorrência de La Niña para o mês de agosto com aumento da precipitação nos anos de 2002 e 2009 e diminuição nos anos de 2004 e 2006.

O ano de 2004 (Figura 23) foi parcialmente neutro até meados de julho, quando se tornou parcialmente típico de El Niño, com comportamento condizente nos meses de seca e com período chuvoso intensificado.

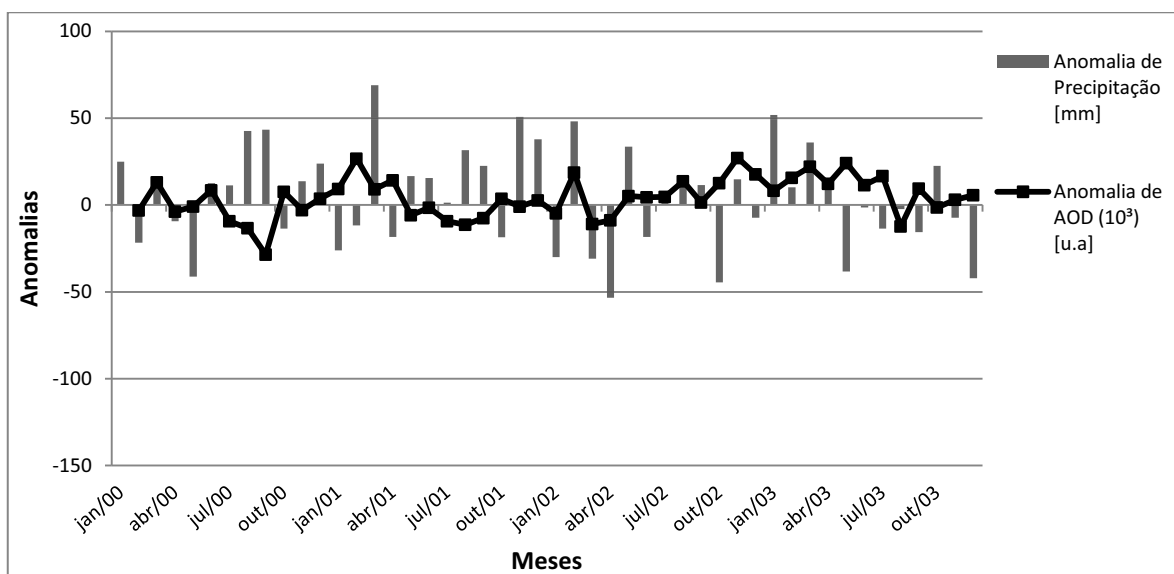
O ano 2006 (Figura 24) deu continuidade a um período de La Niña do final do ano anterior, o que pode explicar as baixas taxas de precipitação no período chuvoso (verão – dezembro a janeiro). Em seguida, manteve neutralidade até meados de agosto, tornando sua classificação como sendo de fato, sob influência do fenômeno El Niño entre agosto e setembro, quando começou a se intensificar e obter uma mudança de até 1°C na TSM (Temperatura de Superfície do Mar), o que pode justificar o aumento da anomalia de precipitação no período da estação seca a partir de setembro, atingindo um pico em outubro.

A respeito dos anos classificados como neutros, o comportamento foi semelhante ao que ocorreu em anos de El Niño para o mês de agosto. No que diz respeito à concentração de AOD, ocorreu uma diminuição em sua concentração nos anos de 2001, 2003, 2008 e 2012, com exceção do ano de 2005 (Figura 23), no qual houve aumento na concentração de aerossol.

Nos meses de agosto de 2011 (Figura 25) e 2008 (Figura 24) foi observado aumento na precipitação, enquanto nos anos de 2003 e 2012 houve diminuição da precipitação nestes mesmos meses. O ano de 2008 por estar em sequência de um ano de ocorrência do fenômeno La Niña, sofreu essa influência e inicialmente apresentou valores de TSM de até -1,5°C, que diminuíram até atingir a neutralidade em julho (período seco). Estas taxas de anomalia de precipitação consideradas relativamente altas no período chuvoso podem ser resultado da influência do fenômeno La Niña, que intensificou o período chuvoso e de seca.

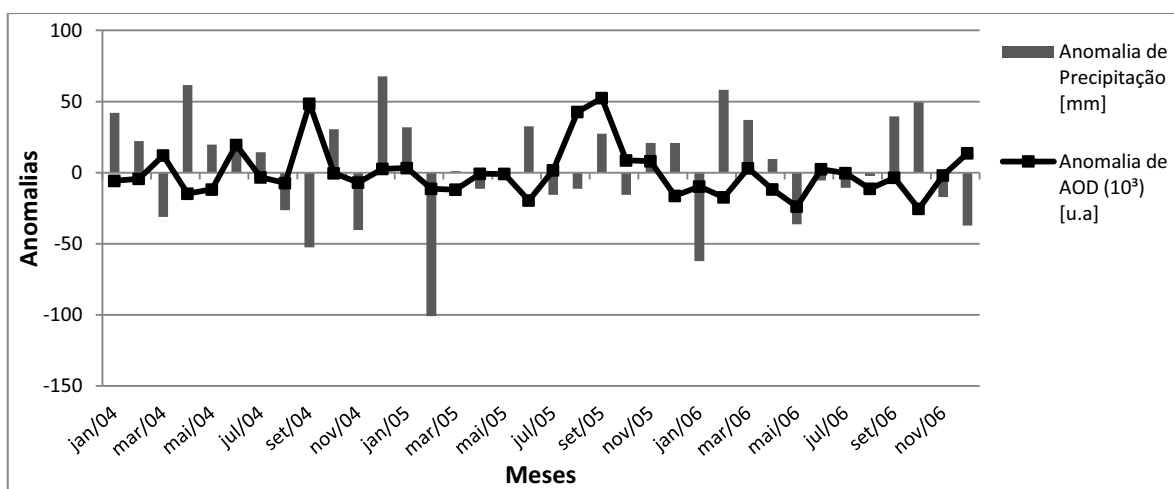
O ano de 2005 (Figura 23) comprova o raciocínio de que o aumento da concentração de AOD diminui a precipitação e funciona perfeitamente para os meses de estação chuvosa. A partir de julho (início de estação seca), verificou-se uma diminuição da precipitação e o AOD começou a se intensificar, atingindo pico positivo no mês de setembro.

Figura 24. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2000 a 2003.



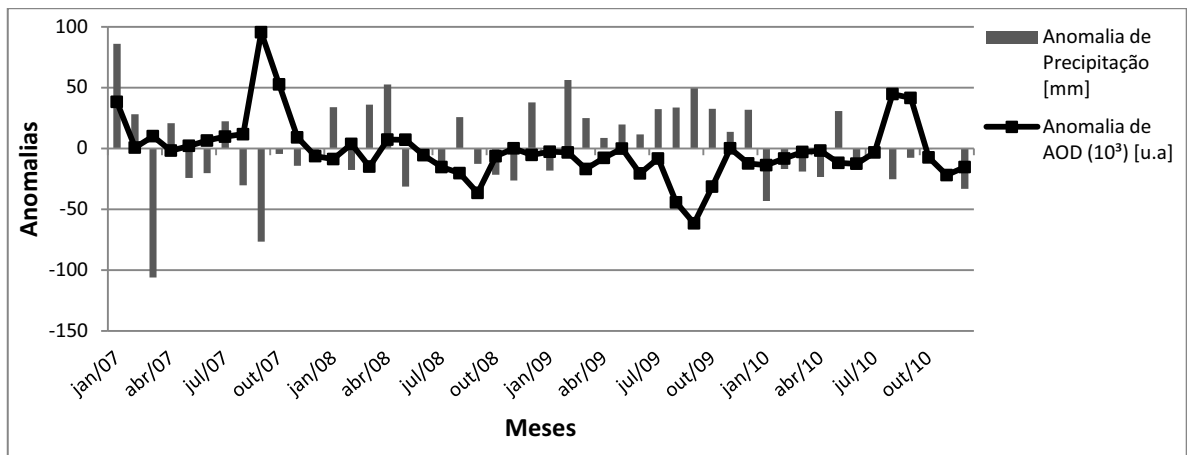
Fonte: (AUTOR)

Figura 25. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2004 a 2006.



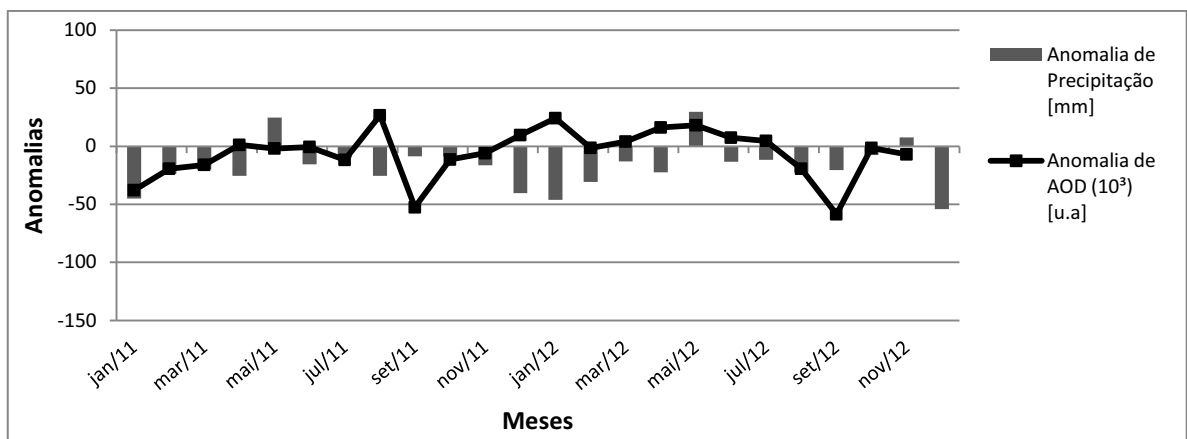
Fonte: (AUTOR)

Figura 26. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2007 a 2010.



Fonte: (AUTOR)

Figura 27. Anomalias da precipitação [mm] e AOD [u.a] para cada mês dos anos de 2011 a 2012.



Fonte: (AUTOR)

6 CONCLUSÕES

Esta análise permitiu verificar que existe relação entre a emissão de aerossóis oriundos de queimadas e o déficit de chuva no período de transição entre a estação seca e a estação chuvosa nas regiões amazônica e centro-oeste.

Estes resultados evidenciam que a emissão das queimadas na Amazônia desregula a composição da atmosfera e o processo de formação de nuvens. O aumento na concentração de aerossóis aumenta a distribuição dos núcleos de condensação de vapor de água disponível à formação de gotículas de chuva na atmosfera, de modo que as gotas não apresentem tamanho suficiente para precipitar.

O aumento na concentração da profundidade óptica do aerossol e o decréscimo na taxa de precipitação, verificados especialmente nos meses de agosto a outubro, dos anos de 2000 a 2012, foram mais acentuados nos anos de ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña, indicando que tais fenômenos apresentaram influência sobre estas variáveis.

7. REFERÊNCIAS

- ANDREAE, M.; et al. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, p. p.1342-1345, 2004.
- ANDREAE, M.; et al. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research**, 2002. 8.066-8.091.
- ARTAXO, P. The atmospheric component of biogeochemical cycles in the Amazon basin. **The biogeochemistry of the Amazon basin**, p. 42-52, 2001.
- ARTAXO, P.; et al. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondonia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, 2002. 8081-8095.
- ARTAXO, P.; HANSSON, H. C. Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon basin. **Atmospheric Environment**, v. 29, p. 393-402, 1994.
- ARTAXO, P.; L.L, L.; PAULIQUEVIS, T. **Dry and wet deposition in Amazonia: from natural biogenic aerosols to biomass burning impacts**. IGAC Newsletter. [S.l.], p. 12-16. 2003.
- ARTAXO, P.; SILVA DIAS, M. A.; ANDREAE, M. O. O mecanismo da floresta para fazer chover. **Scientific American Brasil**, v. 1, p. 38-45, 2003b.
- CORREIA, A. L. **O sensor MODIS e suas aplicações**. São José dos Campos, p. 297-314. 2006. (ISBN 85-8739329-4).
- ECK, T.; et al. High aerosol optical depth biomass burning events: a comparison of optical properties for different source regions. **Geophysical Research Letters**, v. 30, p. 2035-2048, 2004.
- FREITAS, S. A convective kinematic trajectory technique for low resolution atmospheric models. **Journal of Geophysical Research**, 2000. 24375-24386.
- FREITAS, S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, 2005. 135-167.
- FREITAS, S.; LONGO, K.; ARTAXO, P. **Numerical modelling of air mass trajectories from the biomass burning areas of the Amazon basin**. Anais da Academia Brasileira de Ciências. [S.l.]: [s.n.]. 1997. p. 193-206.

GUYON, P.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P. Sources of optically active aerosol particles over the Amazon forest. **Atmospheric Environment**, v. 38, p. 1039-1051, 2004.

IPCC. **Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.]. 2001.

KAUFMAN, Y. J. Smoke, Clouds and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research**, 1998. 31783-31808.

KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T. Effect of Amazon Smoke on Cloud Microphysics and Albedo - Analysis from Satellite Imagery. **Journal of Applied Meteorology**, 1993. 729-744.

LARA, L. B. Chemical composition of rainwater and land use changes in Piracicaba river basin: Southeast Brazil. **Atmospheric Environment**, 2001. 4937-4945.

MARTINS, J. V.; ARTAXO, P. Effects of black carbon content, particle size and mixing on light absorption by aerosol particles from biomass burning in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, 1998. 32041-32050.

MORAES NOVO, E. **Sensoriamento remoto: Princípios e Aplicações**. 4. ed. [S.l.]: Blucher, 2011.

MORAES, O. **Meteorologia e poluição atmosférica: teoria, experimentos e simulação**. [S.l.]: FACOS - UFSM, 2010.

MOREIRA, M. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias**. 4. ed. [S.l.]: UFV, 2011.

NOBRE, C.; SILVA DIAS, M. A. F.; ARTAXO, P. **The large scale biosphere-atmosphere experiment in amazonia (LBA) - plano experimental conciso**. INPE. Cachoeira Paulista. 1996.

OKIN, G. S.; ARTAXO, P. Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems. **Global Biogeochemical Cycles**, 2004.

PAULIQUEVIS, T. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 35, abril/junho 2005.

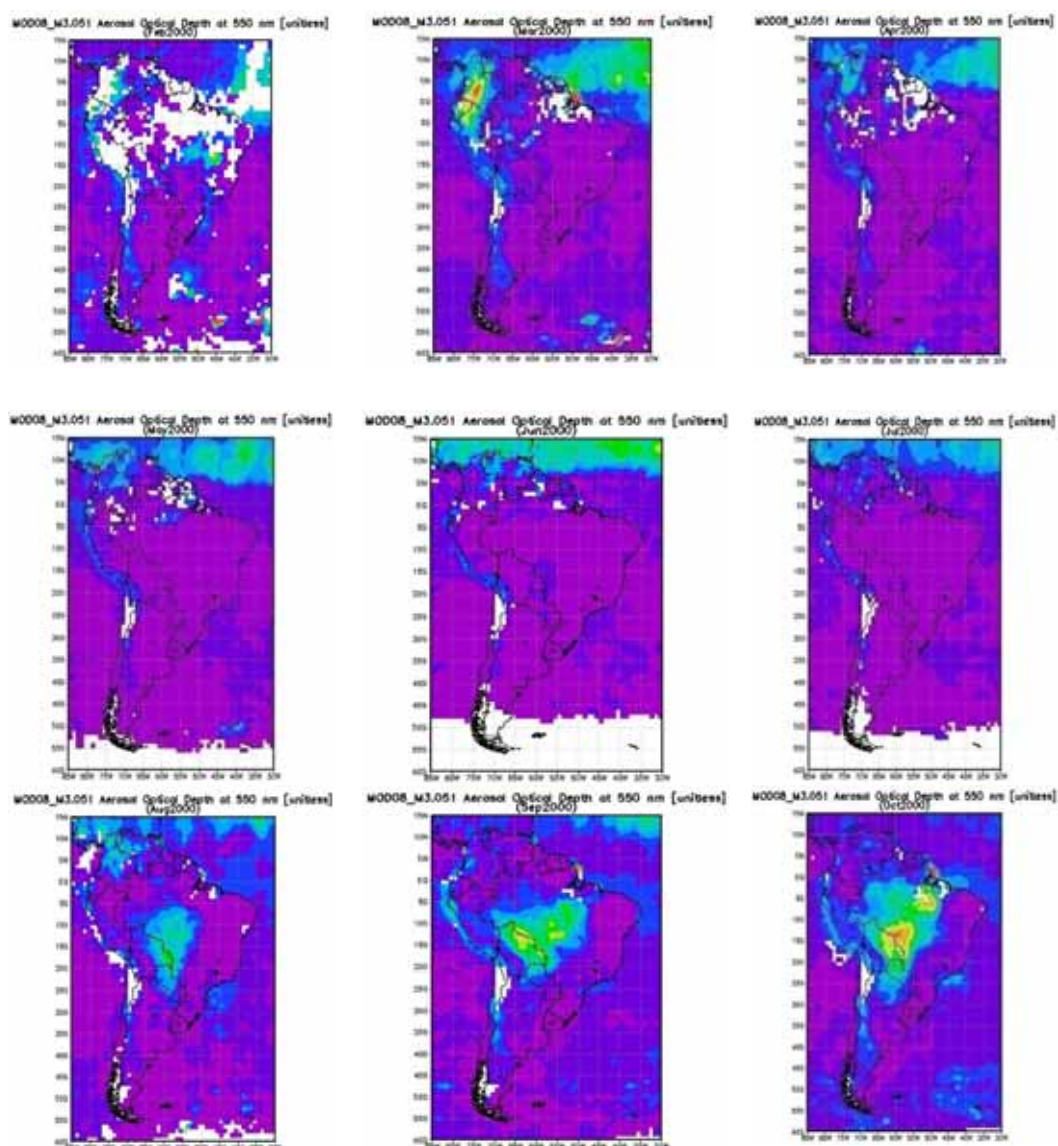
PRODES. **Programa de desmatamento da Amazônia - Monitoramento da Floresta Amazônica por satélite**. INPE/IBAMA. [S.l.]. 2005.

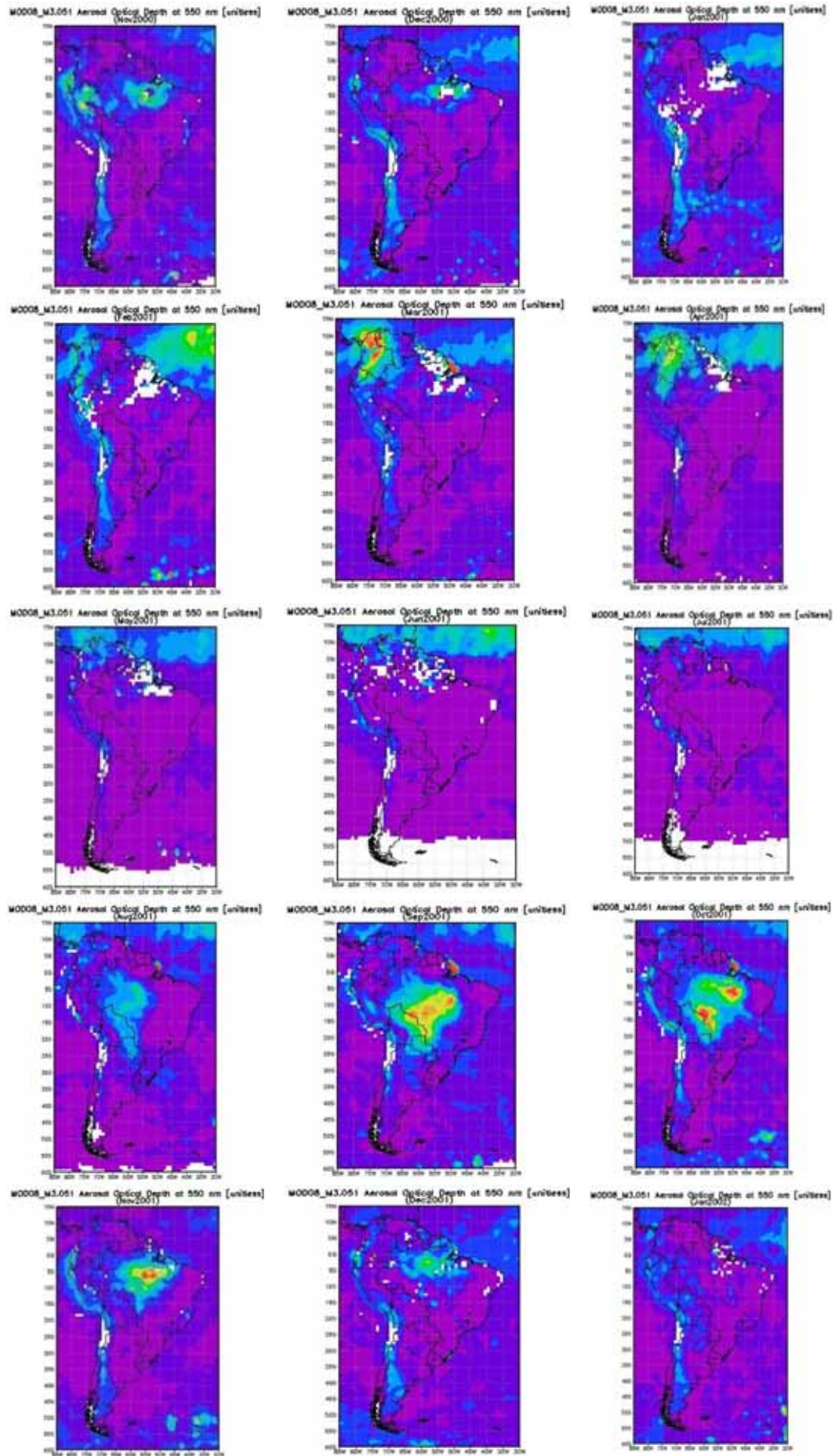
PROTOCOPIO, A. S.; et al. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophysical Research Letters**, 2003.

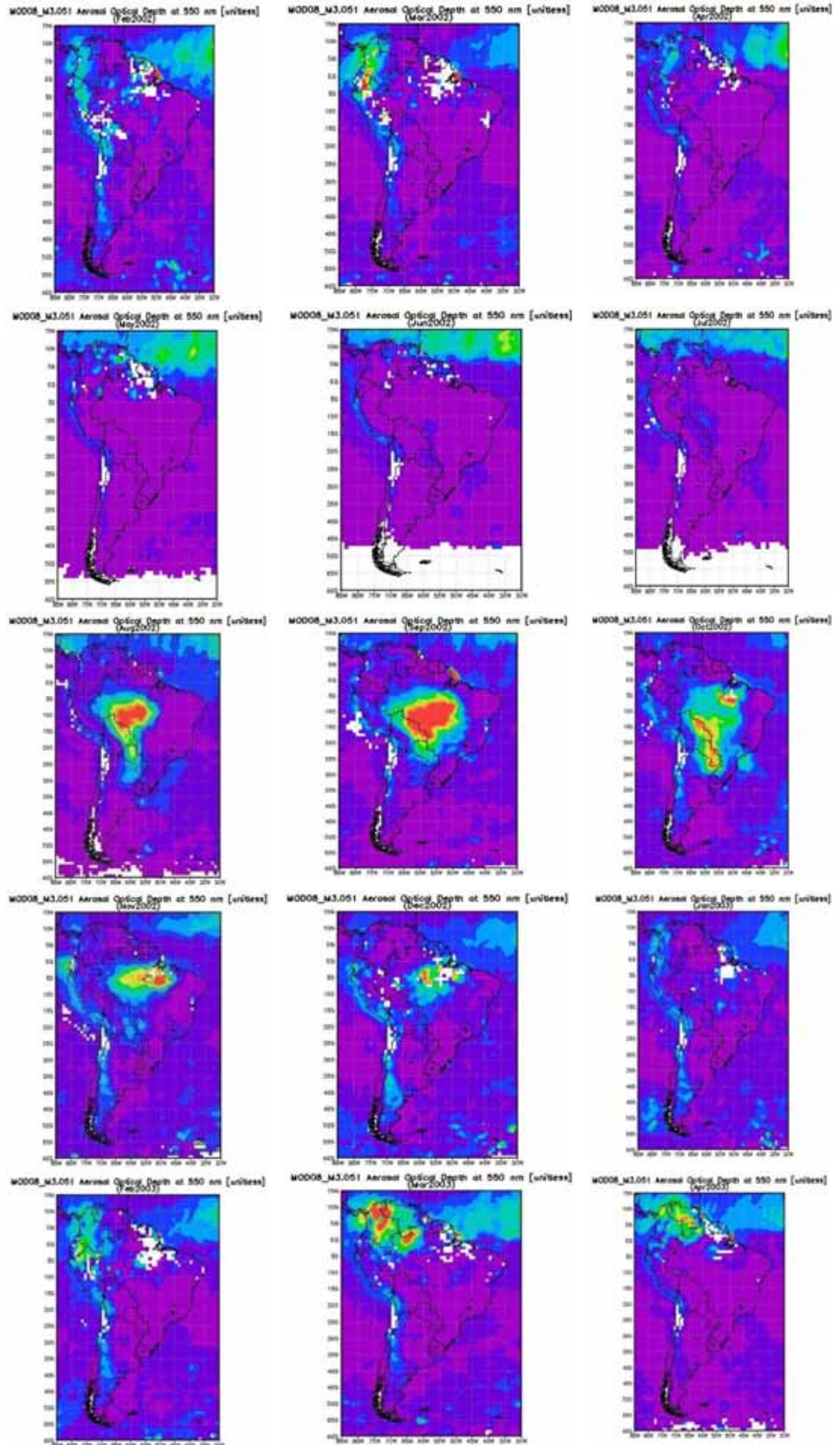
- PROTOCOPIO, A. S.; et al. Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, 2004.
- REMER, L. A. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2005. 947-973.
- RESNICK, E. **Física Quântica: Átomos, Moléculas, Sólidos, Núcleos e Partículas**. 4. ed. [S.l.]: Campus, 1979.
- ROBERTS, G. C.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Cloud condensation nuclei in the Amazon basin: marine conditions over a continent? **Geophysical Research Letters**, 2001. 2807-2810.
- ROBERTS, G. C.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, 2002. 8070-8088.
- ROSENFELD, D. TRMM Observed First Direct Evidence of Smoke from Forest Fires Inhibiting Rainfall. **Geophysical Research Letters**, 1999. 3105-3108.
- ROSENFELD, D. Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. **Science**, 2000. 1793-1796.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**. 1. ed. [S.l.]: Wiley Interscience, 1997.
- SILVA DIAS, M. A. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, 2002. 8072-8092.
- VENDRASCO, É. P.; SILVA DIAS, P.; MOREIRA, D. **Modelagem do impacto das queimadas e da vegetação sobre a precipitação usando modelo atmosférico com vegetação dinâmica**. Anais XVI CBMET. Belém: [s.n.]. 2010.
- YAMASOE, M. A. Retrieval of the real part of the refractive index of aerosols from sun/sky radiometers during SCAR-B. **Journal of Geophysical Research**, 1998. 31893-31902.
- YAMASOE, M. A. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of biomass burning in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. **Atmospheric Environment**, 2000. 1641-1653.
- ZHOU, J.; HANSSON, H. C.; ARTAXO, P. Sub-micrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season. **Journal of Geophysical Research**, 2002. 8055-8065.

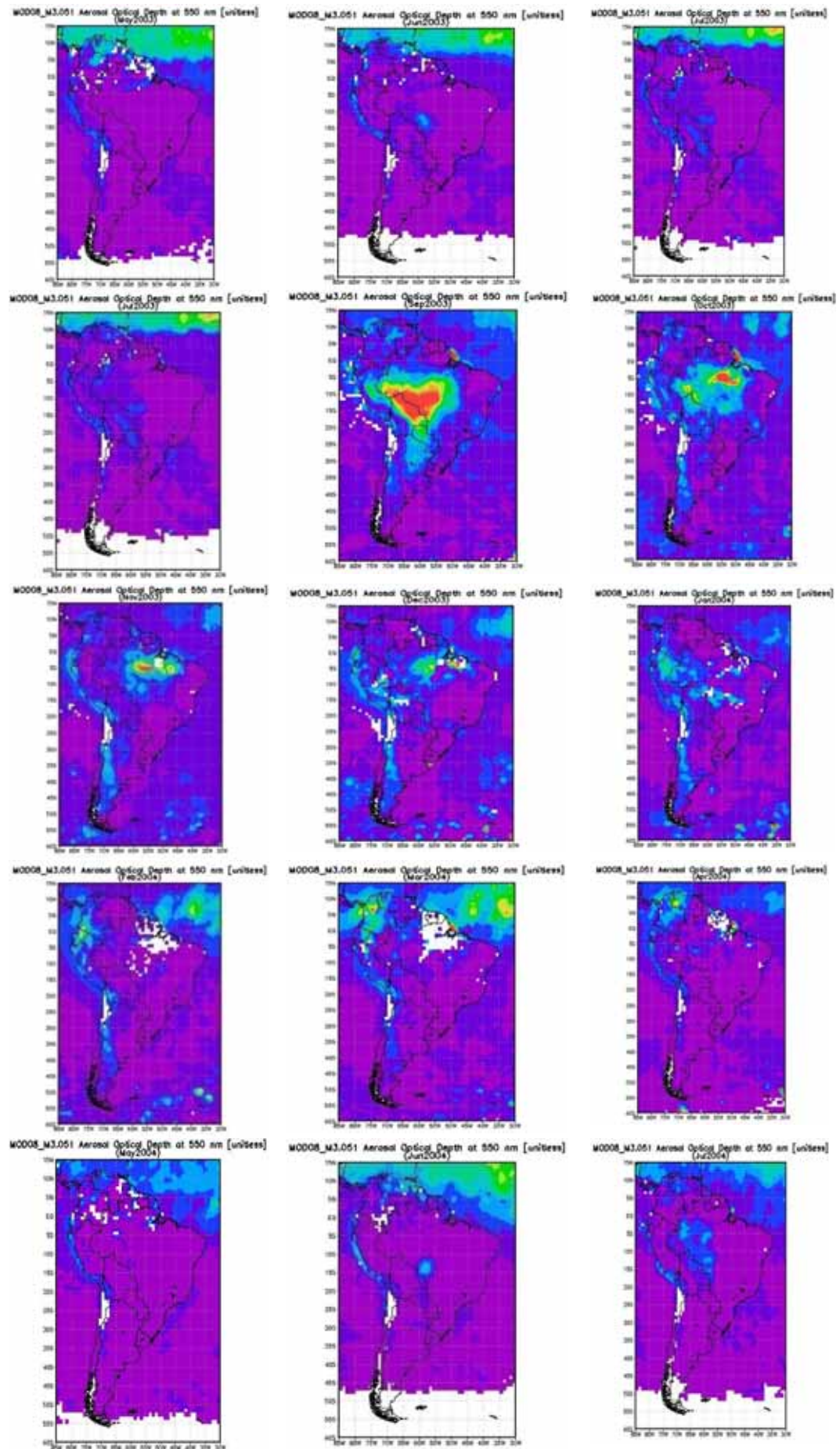
8. ANEXOS

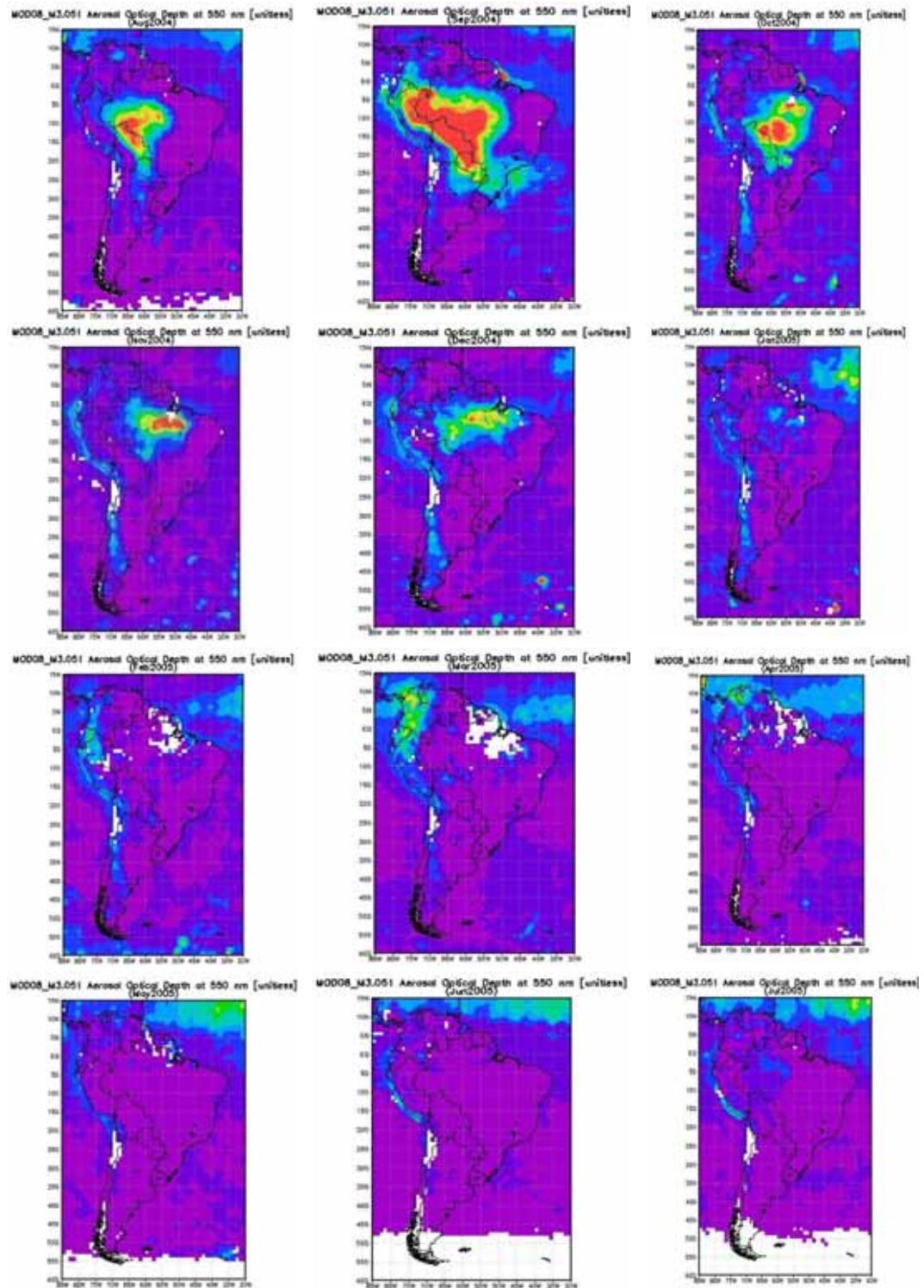
Imagens dos campos mensais (janeiro – dezembro) da profundidade óptica do aerossol (AOD) a 550nm na América do Sul obtida pelo sensor MODIS dos satélites AQUA/TERRA, lançado em dezembro de 1999, para os anos da série histórica estudada (2000 – 2012) por meio da ferramenta web Giovanni Modis. Este sistema disponibiliza os dados a partir do mês de fevereiro de 2000 da profundidade óptica do aerossol, quando o sensor foi ativado.

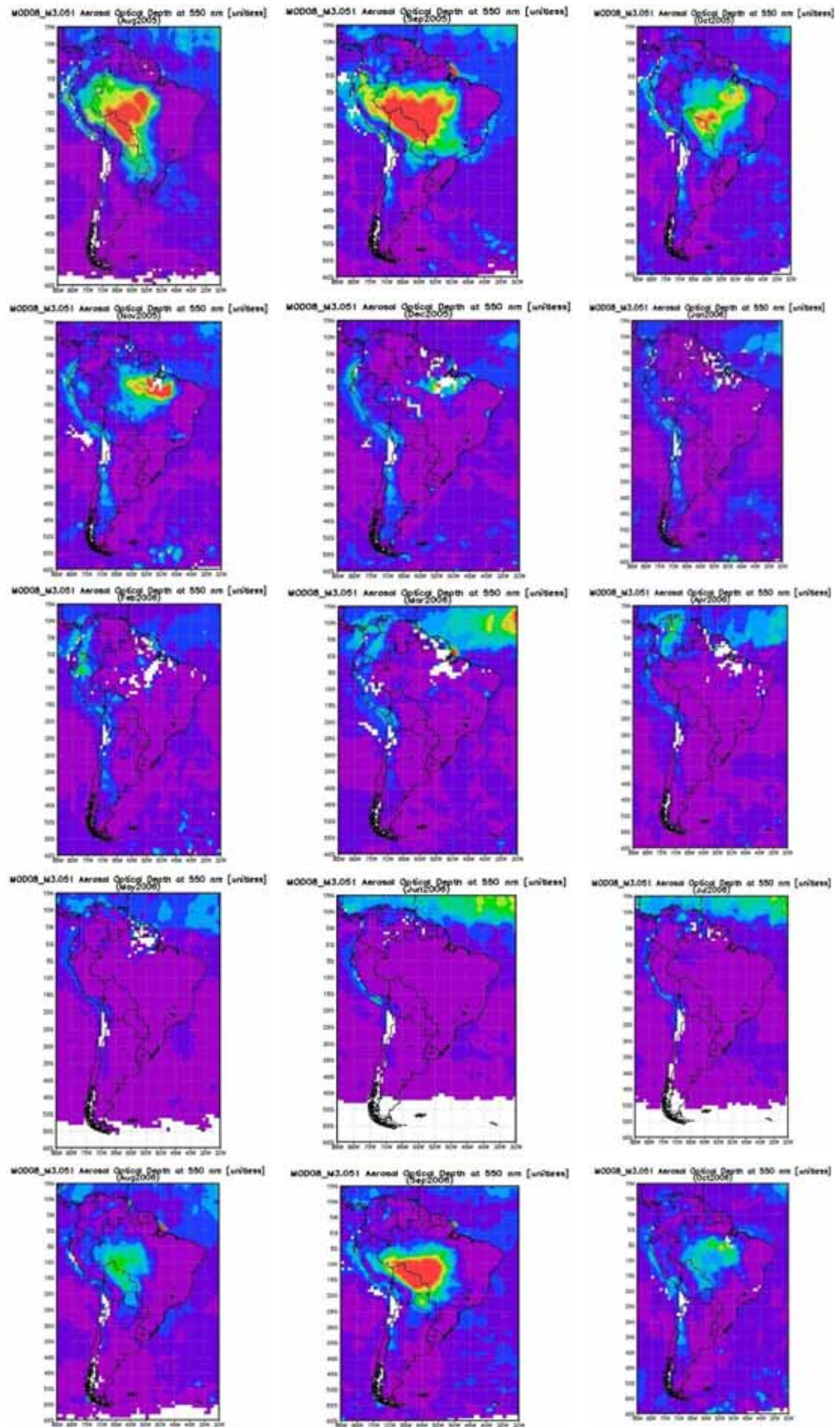


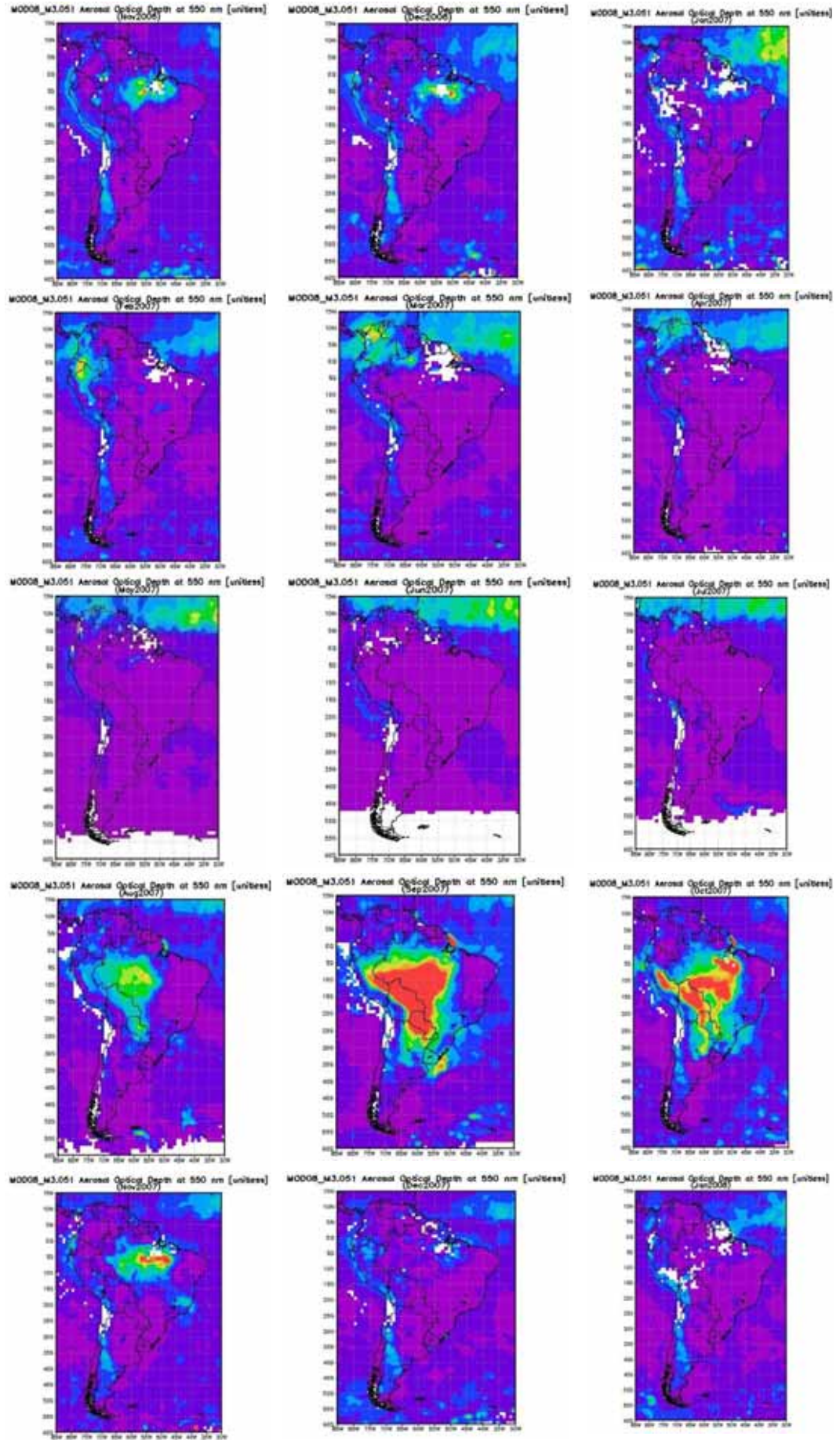


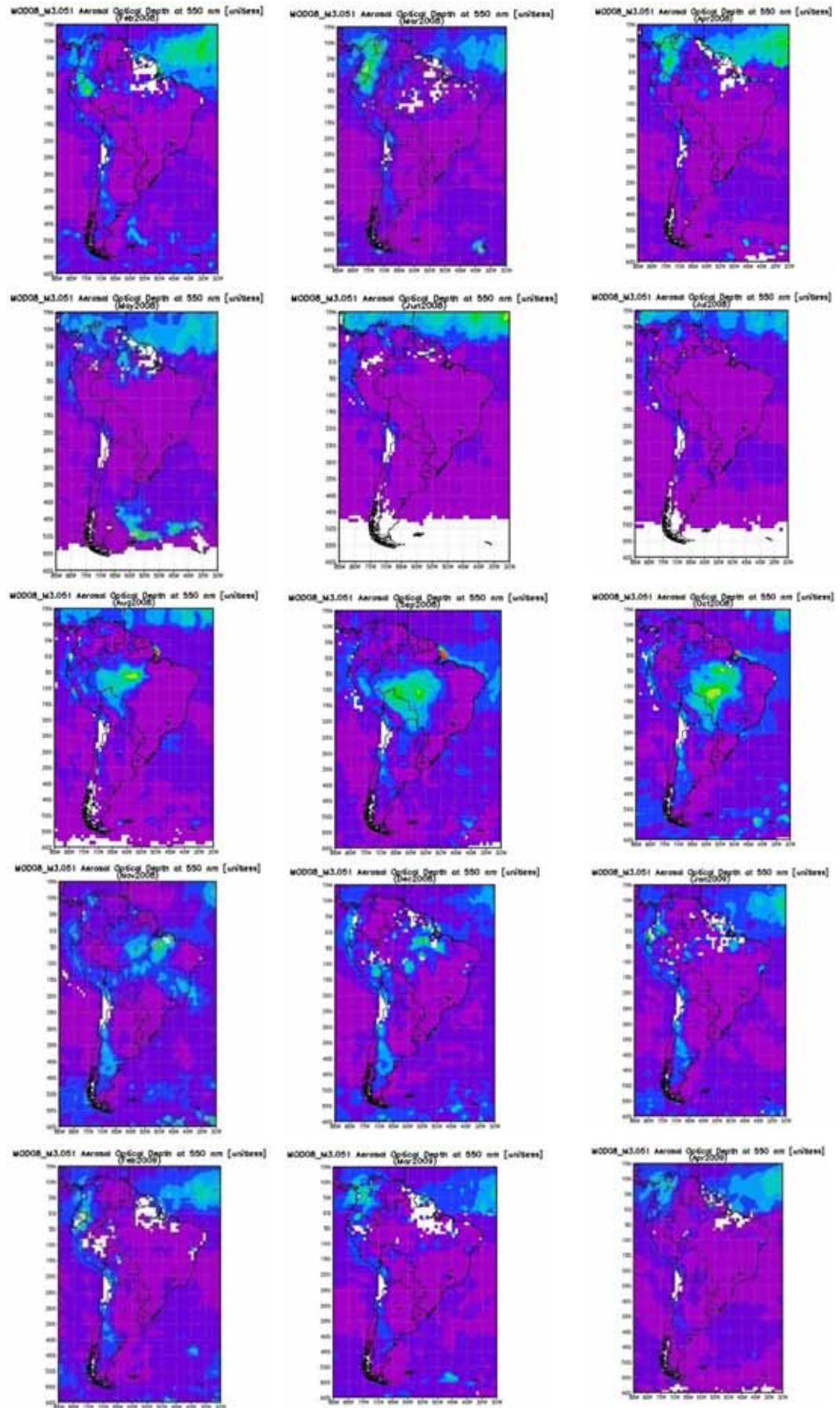


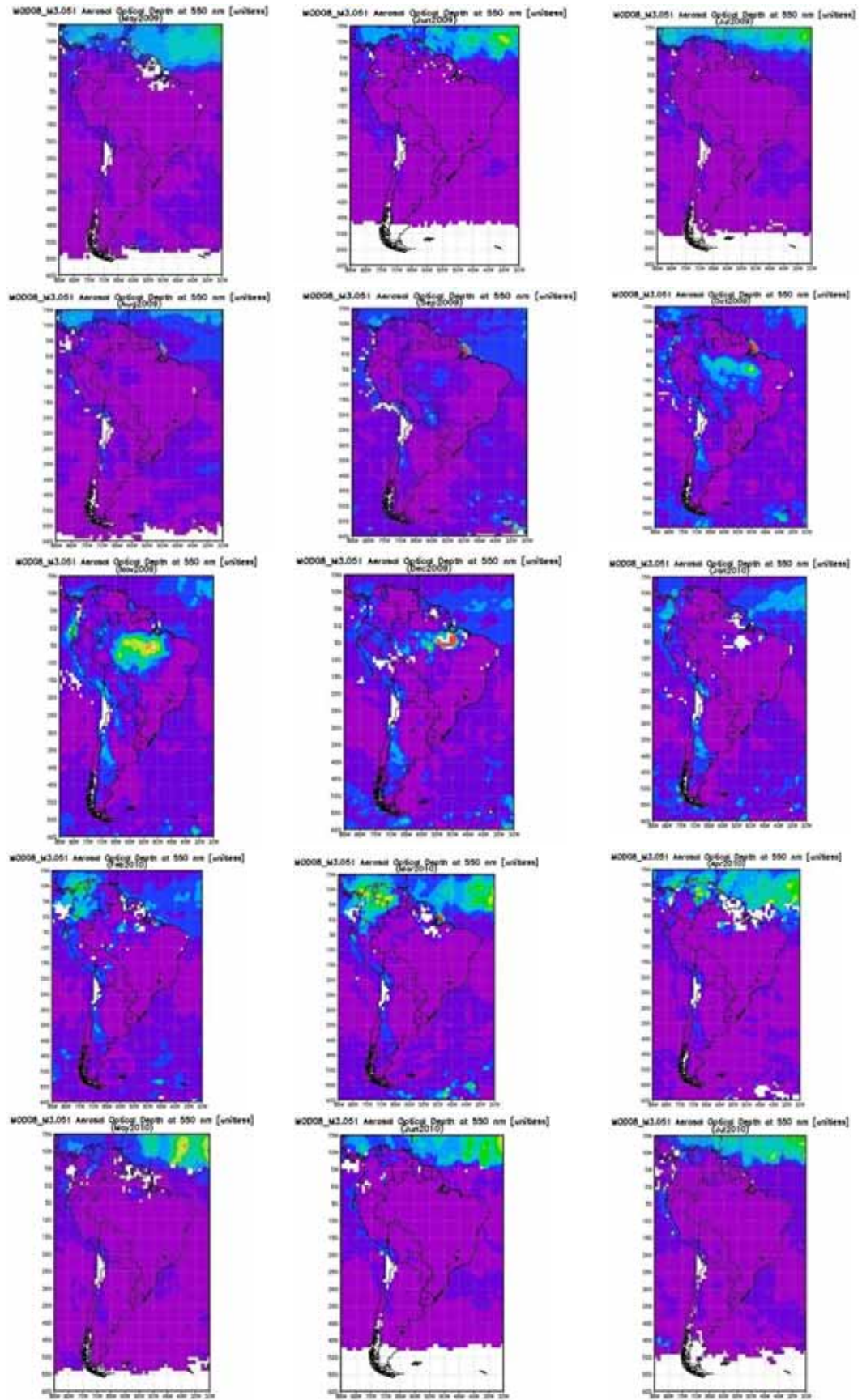


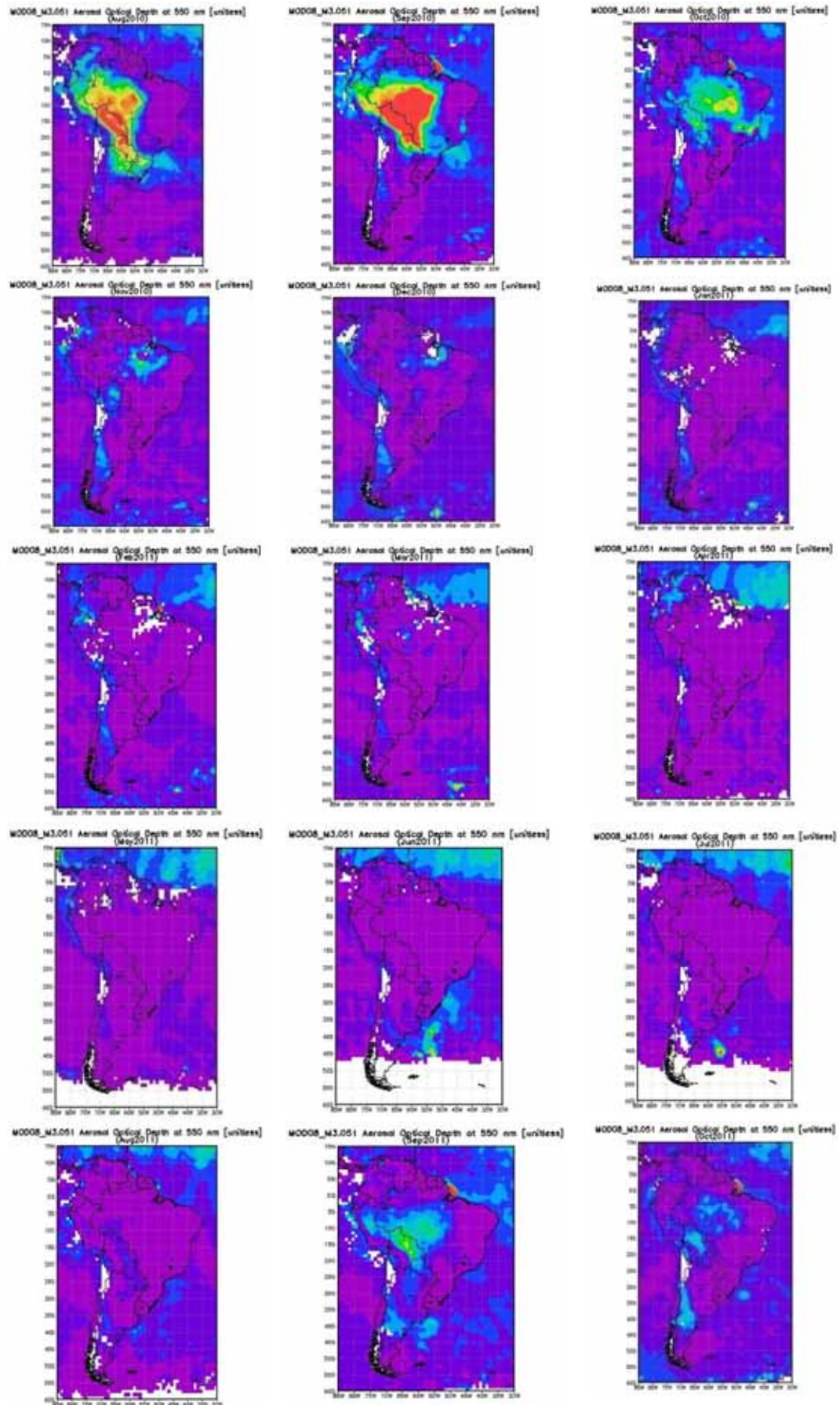


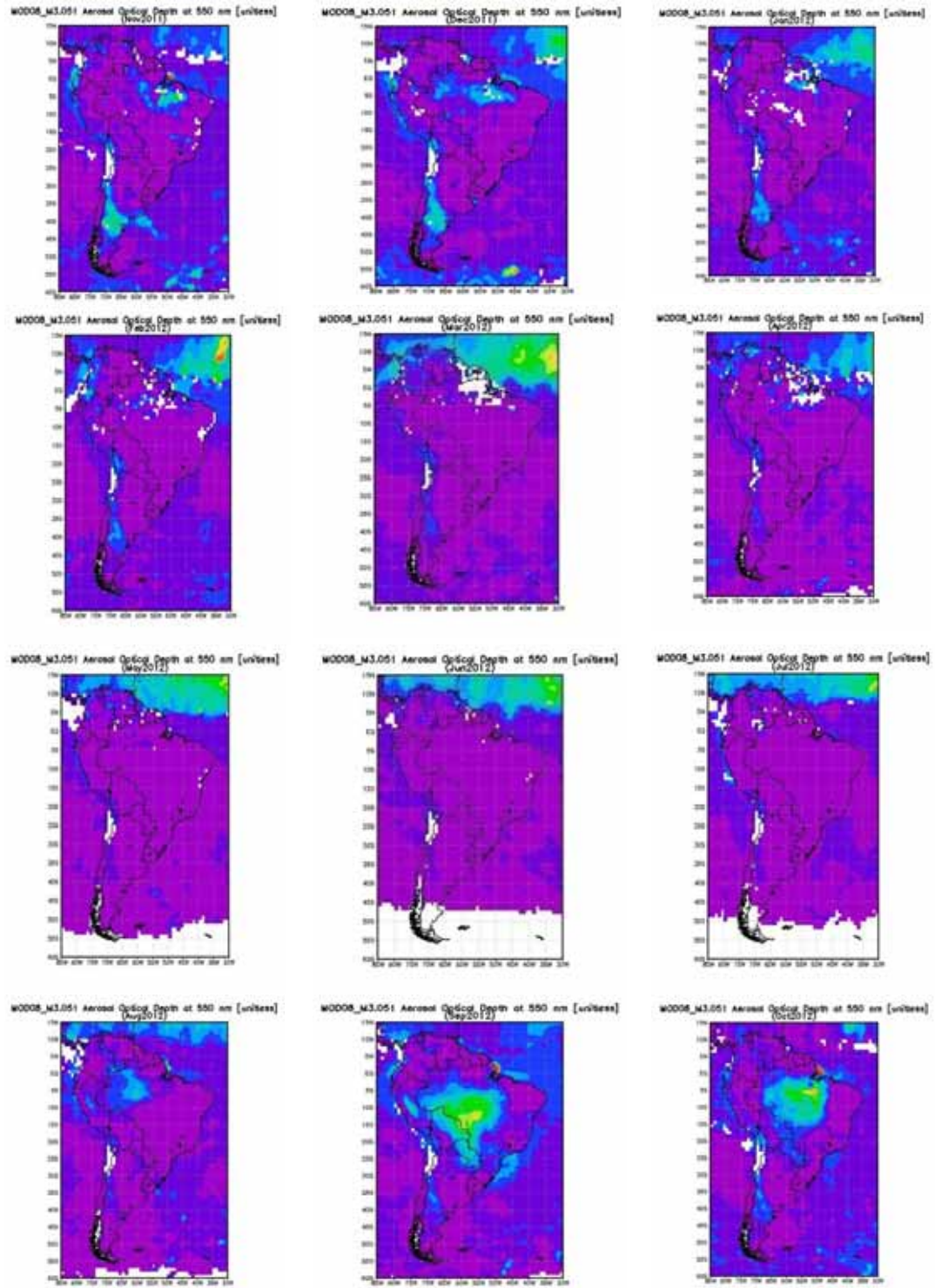


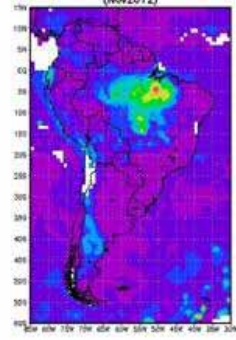










M0008_M3.051 Aerosol Optical Depth at 550 nm [unitless]
(Nov2012)M0008_M3.051 Aerosol Optical Depth at 550 nm [unitless]
(Dec2012)