



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/09.02.13.29-TDI

**VARIABILIDADE DO COEFICIENTE DE COBERTURA
DE NUVENS SOBRE O BRASIL E SUA RELAÇÃO COM
OS FENÔMENOS DE SOLAR *DIMMING E*
*BRIGHTENING***

Márcio Ceconi

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Enio Bueno Pe-
reira, aprovada em 02 de outubro
de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EP8CDP>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/09.02.13.29-TDI

**VARIABILIDADE DO COEFICIENTE DE COBERTURA
DE NUVENS SOBRE O BRASIL E SUA RELAÇÃO COM
OS FENÔMENOS DE SOLAR *DIMMING E*
*BRIGHTENING***

Márcio Ceconi

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Enio Bueno Pe-
reira, aprovada em 02 de outubro
de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EP8CDP>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

C325v Variabilidade do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil e sua relação com os fenômenos de solar *dimming e brightening* / Márcio Ceconi. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 152 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/09.02.13.29-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientador : Dr. Enio Bueno Pereira.

1. escurecimento global. 2. clareamento global. 3. coeficiente de cobertura de nuvens. I.Título.

CDU 551.576(81)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Gilberto Fernando Fisch



Presidente / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Enio Bueno Pereira



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Fernando Ramos Martins



Convidado(a) / UNIFESP / Santos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Márcio Ceconi**

São José dos Campos, 02 de Outubro de 2013

“A verdadeira medida de um homem não é como ele se comporta em momentos de conforto e conveniência, mas como ele se mantém em tempos de controvérsia e desafio”.

Martin Luther King

A meus pais, Luiz e Leila,
e a meu irmão, Marcelo.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer, primeiramente, a meus pais, Luiz e Leila, e a meu irmão, Marcelo, pelo amor incondicional e apoio constante, tanto emocional quanto financeiro, pela compreensão de minha ausência e, principalmente, pelos enormes esforços empreendidos com o objetivo de ajudar-me a superar as dificuldades que encontrei durante o transcurso do Mestrado.

Agradeço sinceramente ao Dr. Enio Bueno Pereira, meu orientador, e ao Dr. Fernando Ramos Martins, pela disposição em me orientarem, pela oportunidade de estudar um tema tão interessante, e, em especial, pela compreensão das dificuldades que enfrentei, cujo apoio e incentivos foram fundamentais para sua transposição.

Um grande agradecimento ao Dr. Nelson Jorge Schuch, a quem devo a minha inserção no caminho da ciência, mas muito, além disso, por seu tempo e dedicação dispensados em me entender, aconselhar e incentivar, que foram de fundamental importância para meu amadurecimento nos níveis acadêmico e pessoal.

Agradeço aos professores do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE por seus conhecimentos e experiências transmitidos, e às secretárias da PGMET pelos inúmeros auxílios prestados durante o decorrer do Mestrado.

Agradeço aos colegas de mestrado, pela amizade e compartilhamento de conhecimentos ao longo do período de disciplinas. Agradeço, também, aos colegas do grupo de pesquisa, pela companhia diária e por muito ajudarem no desenvolvimento deste estudo, em especial: Rafael, Alice, Jefferson, Eduardo e Francisco, cujas contribuições foram fundamentais.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, ao seu Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, ao Centro de Ciências do Sistema Terrestre – CCST, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela oportunidade de estudo, disponibilização de infraestrutura e suporte financeiro.

Por fim, a todos que de alguma forma contribuíram para o cumprimento de mais esta etapa.

RESUMO

A radiação solar apresenta-se como recurso de importância primária para a manutenção da vida na Terra e para atividades humanas como agricultura e aproveitamento de energia. Neste escopo, o conhecimento das mudanças que a disponibilidade de radiação solar em superfície pode sofrer tem grande relevância na mitigação das consequências ambientais e socioeconômicas que podem surgir. Diversos estudos têm demonstrado, ao longo das últimas décadas, que de fato a radiação solar que chega à superfície terrestre não permanece inalterada em escalas de tempo decadais, porém sofre aumentos e diminuições conhecidos como *solar brightening* e *solar dimming*, respectivamente. Entretanto, a escassez de dados de radiação solar medidos em superfície em longo prazo no Brasil ainda é um problema para a avaliação da ocorrência desses fenômenos. Diante disso, este estudo propôs-se a avaliar as tendências da nebulosidade, principal fator modulador da radiação solar, através do estudo da variabilidade espaço-temporal do coeficiente de cobertura de nuvens, determinado através de imagens de satélite. Para tanto, desenvolveram-se métodos de estimativa das radiâncias de céu claro e encoberto, necessárias à estimativa do coeficiente de cobertura efetiva de nuvens. A radiância de céu claro é determinada através do histograma de frequências da radiância visível medida pelos satélites, atribuindo-se a ela o valor mais frequente observado em uma determinada área das imagens no período de um trimestre. A radiância de céu encoberto, por sua vez, é determinada através de um ajuste que relaciona a textura do topo das nuvens, através do desvio padrão da radiância visível cuja medida de infravermelho seja superior a 280 K, com a geometria Sol-pixel-satélite. O coeficiente de cobertura de nuvens foi estimado para todas as imagens dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT no período de 1999 a 2012, e foram então avaliadas as tendências do mesmo através do emprego do teste não paramétrico de Mann-Kendall, com nível de significância de 5%. Encontraram-se tendências significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens predominantes no Brasil entre 1999 e 2005, seguidas por uma inversão da tendência entre 2006 e 2012 sobre a maior parte do país, com exceção de uma área estendendo-se do Sul do Brasil até o oeste da Bahia, onde não se observam tendências significativas. Para o período completo (1999 a 2012), essas são as mesmas áreas que apresentam tendências significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens, enquanto no restante do país prevalecem tendências de redução do mesmo. As tendências do coeficiente de cobertura de nuvens no período de 2006 a 2012 apresentam boa concordância com as tendências da irradiação solar global observadas em algumas das estações da rede SONDA, assim como com as tendências regionais estimadas pelo Atlas Brasileiro de Energia Solar. A confiabilidade das estimativas do coeficiente de cobertura de nuvens foi avaliada através de sua comparação com a razão entre a irradiação solar global e a irradiação incidente no topo da atmosfera, para a qual se encontraram coeficientes de determinação entre 0,53 e 0,71, e com as normais climatológicas de nebulosidade publicadas pelo INMET.

VARIABILITY OF CLOUD COVER COEFFICIENT OVER BRAZIL AND ITS RELATIONSHIP WITH SOLAR DIMMING AND BRIGHTENING PHENOMENA

ABSTRACT

Solar radiation is a feature of primary importance for maintenance of life on Earth and for human activities like agriculture and energy use. Therefore, the knowledge of the changes of surface solar radiation has great relevance in mitigating the environmental and socioeconomic possible consequences. Over the last decades, several studies have demonstrated that surface solar radiation does not remain unchanged at decadal time scales. Instead, it suffers increases and decreases known as solar brightening and dimming. However, the lack of long term surface solar radiation data measurements in Brazil hampers the assessment of these phenomena. This study aimed at to evaluate trends in cloudiness, the principal cause of changes in the incident solar irradiation. This study is based on the analysis of the spatio-temporal variability of the cloud cover coefficient obtained by satellite images. For this, we developed methods for estimating of clear and cloud sky radiances, necessary for estimation of the effective cloud cover. Clear sky radiance was obtained by frequency histograms to determine the most frequently visible radiance in a particular area of the satellite images in a trimester period. Cloudy sky radiance is determined by a curve fitting to the relationship between sun-pixel-satellite geometry and cloud top textures (standard deviation of visible radiances whose infrared measurements exceed 280 K). Cloud cover coefficient was estimated for GOES-8, GOES-10 and GOES-12 satellite images of 1145, 1445, 1745 and 2045 GMT in the period 1999-2012, and temporal trends were evaluated by employing the nonparametric Mann-Kendall test, with a significance level of 5%. It was found significant trends of increasing of the cloud cover coefficient in Brazil between 1999 and 2005, followed by a reduction trend between 2006 and 2012 for most of the country. Exception was an area extending from Southern of Brazil to the west of Bahia, where no significant trends were found. For the entire period (1999-2012), these are the same areas that presented significant trends of increasing of the cloud cover coefficient, while in the rest of the country there were decreasing trends. Trends of the cloud cover coefficient over the period 2006-2012 are in good agreement with the trends of global solar irradiation observed in some SONDA stations, as well as trends estimated by the Brazilian Atlas of Solar Energy. Reliability of cloud cover coefficients were evaluated by comparing them with INMET's cloudiness climatology data and with the ratios between the global solar radiation at surface with the radiation at the top of atmosphere, for which we found determination coefficients between 0.53 to 0.71.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Tendência global média da radiação solar em superfície observada no período de 1983 a 2004, com dados do NASA/GEWEX <i>Surface Radiation Budget</i> , juntamente com os melhores ajustes lineares para três segmentos do conjunto de dados.	2
Figura 1.2 – Mapa ilustrando a rede de Plataformas de Coletas de Dados (PCD) instaladas em território brasileiro.	4
Figura 2.1 – Esquema representando os tipos básicos de nuvens, a altura de suas bases e seus desenvolvimentos verticais.	10
Figura 2.2 – Comparação entre a inspeção visual realizada por dois observadores.	11
Figura 2.3 – Imageador TSI-440 instalado na estação do Projeto SONDA no Observatório Espacial do Sul, em São Martinho da Serra – RS.	12
Figura 2.4 – Imagem original obtida pelo TSI-440 instalado no Observatório Espacial do Sul e classificação realizada pelo <i>TSI Manager Software</i> , para o horário e data especificados na primeira imagem, em fração fina (cor branca) e opaca (cor cinza) de nebulosidade.	13
Figura 3.1 – Espectro eletromagnético.	15
Figura 3.2 – Variação da constante solar ao longo das últimas décadas, com medidas efetuadas por diferentes metodologias, indicadas na parte inferior do gráfico.	17
Figura 3.3 – Balanço de energia global, ilustrando as interações entre a radiação solar e os constituintes atmosféricos.	20
Figura 3.4 – Espectros da radiação solar no topo da atmosfera e incidente na superfície terrestre, ao nível do mar, com o espectro de emissão de um corpo negro a 6000 K. ...	21
Figura 4.1 – Tendência média anual da quantidade total de nuvens sobre a China para o período de 1954-1994. Os indicadores de tendência que apresentam uma circunferência em torno deles indicam tendências com nível de confiança de 95%.	25
Figura 4.2 – Tendências observadas na (a) média anual da irradiação solar entre 1955 e 2000 e na (b) média anual de cobertura total de nuvens entre 1954 e 2001.	25
Figura 4.3 – Tendências médias anuais dos fluxos de radiação observados em grandes áreas urbanas (representadas por triângulos) e áreas com população mais esparsa (representadas por quadrados) durante o período de 1964 a 1989.	26
Figura 4.4 – Série temporal e regressão linear das médias anuais (a) da radiação solar global e (b) da radiação solar direta em superfície, obtidos com dados da Estação Actinométrica de Toravere (58°16' N, 26°28' E).	28
Figura 4.5 – Série temporal e regressão linear da média anual da quantidade de nuvens baixas na Estação Actinométrica de Toravere.	29

Figura 4.6 – Tendências anuais observadas da média anual da radiação solar em superfície obtidas por dois piranômetros instalados no Pólo Sul, entre os anos de 1976 a 1987, com intervalos de medição de (a) 0,3 a 2,8 μm e (b) 0,695 a 2,8 μm	29
Figura 4.7 – Média anual da cobertura de nuvens para os meses ensolarados no Pólo Sul.....	30
Figura 4.8 – Tendências observadas na radiação solar em superfície para o período de 1960 a 2000. Na escala de cores, amarelo representa inversão na tendência, vermelho significa tendência positiva, verde indica tendência negativa, e tendências não significativas são marcadas em cinza.	32
Figura 4.9 – Tendências anuais da radiação solar em superfície observadas na China para dois períodos, de 1961 a 1989 (imagem superior) e de 1990 a 2007 (imagem inferior).....	33
Figura 4.10 – Tendência média anual em escala global da radiação solar em superfície para o período de 1983 a 2001, juntamente com ajustes linear (linha sólida) e de segunda ordem (linha tracejada).....	34
Figura 4.11 – Tendências médias anuais do total diário de radiação solar estimadas pelo modelo físico BRASIL-SR para as cinco regiões brasileiras: (a) Norte, (b) Nordeste, (c) Centro-Oeste, (d) Sudeste e (e) Sul.	36
Figura 5.1 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-8.....	43
Figura 5.2 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-10 antes de seu lançamento.....	43
Figura 5.3 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-12 antes de seu lançamento.....	44
Figura 5.4 – Imagem do canal visível (canal 1) do satélite GOES-12 sobre a América do Sul para o dia 18 de Junho de 2013, às 14:00 GMT.....	45
Figura 5.5 – Imagem do canal infravermelho (canal 4) do satélite GOES-12 sobre a América do Sul para o dia 18 de Junho de 2013, às 15:00 GMT.....	46
Figura 5.6 – Exemplo de defeito (linhas amarelas) encontrado em imagem do canal visível do satélite GOES-8 sobre a América do Sul para o dia 17 de Abril de 2002, às 11:45 GMT. A área verde representa uma região desprovida de iluminação solar.....	47
Figura 5.7 – Piranômetro CM21 (Kipp & Zonen) instalado nas estações da rede SONDA e sua faixa espectral de operação para medidas de irradiância solar global. ...	48
Figura 5.8 – Localização das estações da rede SONDA instaladas no Brasil, sinalizadas de acordo com o conjunto de equipamentos que possuem como solarimétricas, anemométricas ou anemométricas/solarimétricas.	49
Figura 5.9 – Exemplo de saída do processo de validação para três situações diferentes.	51
Figura 5.10 – Gráfico relacionando o número de ocorrências de cada classe da radiância visível medida pelo satélite no primeiro trimestre de 2008, 1230 GMT, sobre a área	

centrada nas coordenadas geográficas da estação SONDA de São Martinho da Serra. A classe destacada em azul representa o valor atribuído à radiância de céu claro observada pelo satélite.....	53
Figura 5.11 – Radiância de céu claro determinada pelo valor mais frequente observado pelo canal visível do satélite GOES-8 para primeiro trimestre do ano de 2002, utilizando o horário das 1445 GMT. As áreas avermelhadas sobre o Brasil representam regiões com altos valores da radiância de céu claro, que devem ser minimizados através da aplicação de uma técnica de homogeneização.	54
Figura 5.12 – Menor valor de radiância visível de cada grupo de píxeis, correspondente ao primeiro trimestre do ano de 2002, para o horário das 1445 GMT.	55
Figura 5.13 – Diferença entre o valor mais frequente e o menor valor de radiância visível para o primeiro trimestre do ano de 2002, para o horário das 1445 GMT.	56
Figura 5.14 – Radiância de céu claro resultante após a aplicação da técnica de homogeneização para o primeiro trimestre do ano de 2002, e horário das 1445 GMT.	56
Figura 5.15 – Regiões centradas nas coordenadas geográficas das estações da rede SONDA de São Martinho da Serra (SMS), Campo Grande (CPG), Cuiabá (CBA), Brasília (BRA) e Petrolina (PTR) selecionadas para os testes de desenvolvimento de um método de estimativa da radiância de céu encoberto. Na imagem, existem três quadriláteros sobre cada estação selecionada, indicando áreas de 3x3, 5x5 e 7x7 píxeis (píxeis com tamanho dos do satélite GOES-8) centradas nas coordenadas geográficas da estação.	57
Figura 5.16 – Relação entre o desvio padrão da radiância visível dos grupos de píxeis centrados nas coordenadas das cinco estações SONDA utilizadas e o maior valor da radiância visível no grupo de píxeis com infravermelho superior a 280 K. O gráfico corresponde à geometria: ângulo zenital do Sol entre 5° e 10°, e ângulo zenital do satélite entre 40° e 45°.....	59
Figura 5.17 – Radiância de céu encoberto para o mês de Janeiro de 2002, às 1445 GMT.	61
Figura 5.18 – Exemplo de avaliação da inclinação da tendência em uma série hipotética de dados mostrando o melhor comportamento do estimador de Theil-Sen (linha preta) em comparação com uma regressão linear (linha azul). A linha verde tracejada indica a tendência original utilizada na geração da série de dados.	64
Figura 6.1 – (a) Coeficiente de cobertura de nuvens para o dia 28 de Novembro de 2007, às 15:00 GMT. (b) Imagem correspondente à mesma data do canal visível do satélite GOES-10. (c) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Novembro de 2007.	68
Figura 6.2 – <i>Scatterplot</i> matricial entre cada par de médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens calculadas a partir das médias de cada ano (Anexo A) entre 1999 e 2012.	74

Figura 6.3 – (a) Variâncias dos componentes principais (equivalentes aos autovalores da matriz de covariância) e (b) percentual da variância total explicado por cada componente principal.	75
Figura 6.4 – Primeiro componente principal da média mensal do <i>Ceff</i>	76
Figura 6.5 – Segundo componente principal da média mensal do <i>Ceff</i>	76
Figura 6.6 – Terceiro componente principal da média mensal do <i>Ceff</i>	77
Figura 6.7 – (a) Normais climatológicas da umidade relativa do ar e (b) da evaporação total obtidas pelo INMET utilizando dados coletados entre 1961 e 1990.	78
Figura 6.8 – Climatologia da precipitação (sombreado) e dos ventos em 850 hPa durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, indicando a influência de ZCAS.	78
Figura 6.9 – Valor Z da estatística de Mann-Kendall padronizada das tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012.	79
Figura 6.10 – Classificação de cada área do país realizada com o emprego do teste de Mann-Kendall ao nível de significância de 5% para as tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012.	80
Figura 6.11 – Tendências avaliadas pelo estimador de Theil-Sen utilizando as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012. Os valores da escala estão multiplicados por mil e possuem unidade mês^{-1}	81
Figura 6.12 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Janeiro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	83
Figura 6.13 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Fevereiro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	83
Figura 6.14 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Março entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	84
Figura 6.15 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Abril entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	84
Figura 6.16 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Maio entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	85
Figura 6.17 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Junho entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.	85

Figura 6.18 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Julho entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	86
Figura 6.19 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Agosto entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	86
Figura 6.20 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Setembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	87
Figura 6.21 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Outubro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	87
Figura 6.22 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Novembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	88
Figura 6.23 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Dezembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.....	88
Figura 6.24 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Brasília, utilizando medidas de 2005 a 2012.....	90
Figura 6.25 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Cuiabá, utilizando medidas de 2006 a 2012.....	90
Figura 6.26 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Campo Grande, utilizando medidas de 2007 a 2012... ..	91
Figura 6.27 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Florianópolis, utilizando medidas de 2004 a 2012.....	91
Figura 6.28 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Palmas, utilizando medidas de 2006 a 2012.....	92
Figura 6.29 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Petrolina, utilizando medidas de 2005 a 2012.....	92
Figura 6.30 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de São Martinho da Serra, utilizando medidas de 2005 a 2012.....	93
Figura 6.31 – Coeficiente R obtido da regressão linear entre a média diária do coeficiente de cobertura de nuvens e o parâmetro Kt para as estações SONDA utilizadas.....	94

Figura 6.32 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Brasília avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).....	95
Figura 6.33 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Brasília, durante o período de 2005 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).	96
Figura 6.34 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Cuiabá avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).	97
Figura 6.35 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Cuiabá, durante o período de 2006 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).	98
Figura 6.36 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Campo Grande avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).....	98
Figura 6.37 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Campo Grande, durante o período de 2007 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).	99
Figura 6.38 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Petrolina avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).....	100
Figura 6.39 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Petrolina, durante o período de 2004 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).	101
Figura 6.40 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre São Martinho da Serra avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).....	102
Figura 6.41 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de São Martinho da Serra, durante o período de 2004 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).....	103
Figura 6.42 – Valor Z do teste não-paramétrico de Mann-Kendall calculado utilizando todos os valores do coeficiente de cobertura de nuvens (médias de pequenas áreas) dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre os anos de 1999 e 2012.....	105
Figura 6.43 – Classificação dos valores de Z do teste de Mann-Kendall quando utilizado o nível de significância de 5%, calculado utilizando todos os valores do coeficiente de cobertura de nuvens (médias de pequenas áreas) dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre os anos de 1999 e 2012.....	106

Figura 6.44 – Valores de Z do teste de Mann-Kendall estimados para a análise das tendências dos valores de $Ceff$ dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT referentes ao período de 1999 a 2005.....	107
Figura 6.45 – Valores de Z do teste de Mann-Kendall estimados para a análise das tendências dos valores de $Ceff$ dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT referentes ao período de 2006 a 2012.....	107
Figura 6.46 – Classificação do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2005, utilizando o nível de significância de 5%.....	108
Figura 6.47 – Classificação do teste de Mann-Kendall para o período de 2006 a 2012, utilizando o nível de significância de 5%.....	108
Figura 6.49 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1145 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.	110
Figura 6.50 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1445 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.	110
Figura 6.51 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1745 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.	111
Figura 6.52 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 2045 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.	111
Figura 6.53 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1145 GMT entre 1999 e 2005.	113
Figura 6.54 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1145 GMT entre 2006 e 2012.	113
Figura 6.55 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1445 GMT entre 1999 e 2005.	114
Figura 6.56 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1445 GMT entre 2006 e 2012.	115
Figura 6.57 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1745 GMT entre 1999 e 2005.	115

Figura 6.58 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 1745 GMT entre 2006 e 2012.	116
Figura 6.59 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 2045 GMT entre 1999 e 2005.	117
Figura 6.60 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do $Ceff$ do horário 2045 GMT entre 2006 e 2012.	117

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Classificação de nuvens segundo a OMM.....	8
Tabela 2.2 – Etimologia dos termos de gêneros, espécies, variedades e particularidades complementares, segundo a OMM.....	9
Tabela 2.3 – Alturas aproximadas das bases das nuvens para diferentes regiões.	9
Tabela 3.1 – Subdivisões das regiões Ultravioleta, Visível e Infravermelho do Espectro Eletromagnético.....	16
Tabela 3.2 – Concentração dos gases e particulados atmosféricos nas proximidades da superfície terrestre.	18
Tabela 5.1 – Canais espectrais do radiômetro imageador dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12.....	44
Tabela 5.2 – Descrição das quatro etapas sequenciais correspondentes ao processo de qualificação dos dados da rede SONDA.	50
Tabela 5.3 – Significado dos códigos atribuídos a cada etapa do processo de validação dos dados da rede SONDA.....	51
Tabela 5.4 – Coeficientes do ajuste da Equação (5.1) à amostra de dados contemplando todas as geometrias das cinco estações SONDA selecionadas para o estudo.	60
Tabela 6.1 – Covariância entre as médias mensais de 1999 a 2012 do <i>C_{eff}</i>	73
Tabela 6.2 – Percentual da variância total explicado por cada componente principal...	75
Tabela 6.4 – Parâmetros de avaliação de tendência para as médias mensais da irradiação solar global sobre algumas estações SONDA.	103

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Ac – *Alto cumulus*
As – *Alto stratus*
ASAS – Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul
ASAN – Anticiclones Subtropicais do Atlântico Norte
BRA – Brasília
BSRN – *Baseline Surface Radiation Network*
Cb – *Cumulonimbus*
CBA – Cuiabá
Cc – *Cirrocumulus*
CCD – *Charge-coupled device*
CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala
CCN – *Cloud condensation nuclei* (núcleos de condensação de nuvens)
CFC – Clorofluorcarbono
Ci – *Cirrus*
CPG – Campo Grande
Cu – *Cumulus*
E – Leste
ENOS – El Niño – Oscilação Sul
FINEP – Financiadora de Estudos e Projetos
FLP – Florianópolis
GEBA – *Global Energy Balance Archive*
GEWEX – *Global Energy and Water Cycle Experiment*
GMT – Horário Oficial de Londres
GOES – *Geostationary Operational Environmental Satellite*
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change*
ISCCP – *International Satellite Cloud Climatology Project*
IV, IR – Infravermelho
JPEG – *Joint photographic experts group*
N – Norte
NASA – *National Aeronautics and Space Administration*
NESDIS – *National Environmental Satellites, Data and Information Service*
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*
Ns – *Nimbostratus*
OMM – Organização Meteorológica Mundial
PAR – Radiação Fotossinteticamente Ativa
PCD – Plataforma de Coleta de Dados
PLM – Palmas

PTR – Petrolina

S – Sul

Sc – *Estratocumulus*

SMS – São Martinho da Serra

SONDA – Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais

St - *Stratus*

TSI – *Total Sky Imager*

UV – Ultravioleta

VIS – Visível

W – Oeste

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

- C_{eff} – Coeficiente de cobertura de nuvens, adimensional
 d – Distância entre a Terra e o Sol em um dado dia juliano, km
 d_j – Dia juliano
 d_m – Distância média entre a Terra e o Sol, km
 H – Irradiação solar global, J/m²
 h_0 – Ângulo horário do nascer e pôr do Sol, radianos
 H_0 – Irradiação solar incidente no topo da atmosfera, J/m²
 Kt – Razão entre a irradiação global e a incidente no topo da atmosfera, adimensional
 L_{cld} – Radiância de céu encoberto, W/m²/sr
 L_{clr} – Radiância de céu claro, W/m²/sr
 L_r – Radiância visível medida pelo satélite, W/m²/sr
 N – Número de elementos de uma série temporal
 r – Raio da partícula espalhadora, μm
 R – Coeficiente de correlação
 R^2 – Coeficiente de determinação
 S – Estatística de Mann-Kendall, adimensional
 Z – Estatística de Mann-Kendall normalizada, adimensional
 α – Nível de significância, %
 β_{TS} – Inclinação da tendência do estimador de Theil-Sen
 Γ – Ângulo diário, radianos
 δ – Ângulo de declinação solar, radianos
 ϕ – Latitude da estação, graus
 λ – Comprimento de onda da radiação, μm
 σ – Desvio padrão
 σ_{vis} – Desvio padrão da radiância visível, W/m²/sr
 θ_{sat} – Ângulo zenital do satélite, radianos
 θ_{sol} – Ângulo zenital do Sol, radianos

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Contexto e Justificativas	1
1.2	Objetivos	3
1.3	Organização da Dissertação	5
2	COBERTURA DE NUVENS	7
2.1	Aspectos Gerais e Classificação	7
2.2	Determinação da Cobertura de Nuvens a partir da Superfície	10
2.3	Determinação da Cobertura de Nuvens por Satélites	13
3	RADIAÇÃO SOLAR	15
3.1	Aspectos Gerais	15
3.2	A Atmosfera Terrestre	17
3.3	Interações entre a Radiação Solar e a Atmosfera Terrestre	19
4	GLOBAL DIMMING E BRIGHTENING	23
4.1	Causas dos Fenômenos de <i>Global Dimming</i> e <i>Brightening</i>	23
4.2	Evidências Observacionais	27
4.3	Evidências Obtidas de Imagens de Satélites e Modelos Físicos de Radiação	33
5	METODOLOGIA	37
5.1	Área de Estudo	37
5.2	Descrição da Base de Dados de Satélite	42
5.3	Descrição dos Dados de Radiação Solar	47
5.4	Determinação da Radiância de Céu Claro	52
5.5	Determinação da Radiância de Céu Encoberto	56
5.6	Análise de Tendências - Teste de Mann-Kendall	61
5.7	Análise de Componentes Principais	64
6	RESULTADOS	67
6.1	Variabilidade Média Mensal do Coeficiente de Cobertura de Nuvens	67
6.2	Comparação entre as Médias Mensais do Coeficiente de Cobertura de Nuvens e as Normais Climatológicas de Nebulosidade do INMET	81
6.3	Comparação entre o Coeficiente de Cobertura de Nuvens e o Parâmetro <i>Kt</i>	89
6.4	Tendências do <i>Ceff</i> e da Radiação Solar para Algumas Estações SONDA	94
6.5	Tendências do <i>Ceff</i> sobre Todo o Brasil	104
6.6	Discussões Adicionais sobre as Tendências do <i>Ceff</i>	117
7	CONCLUSÕES	121
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contexto e Justificativas

A radiação solar é a fonte primária de energia disponível ao planeta para a manutenção da vida, governando inúmeros processos diferentes, tais como evaporação, ciclos diurno e sazonal de temperatura e fotossíntese, tendo implicações importantes para atividades humanas, como no aproveitamento de energia solar e na agricultura. Diante disso, mudanças na quantidade de energia solar disponível em superfície têm consequências ambientais e socioeconômicas profundas (WILD, 2009, p. 1).

Estudos experimentais e de modelagem, no entanto, têm demonstrado que, ao longo das últimas décadas, a radiação solar que chega à superfície terrestre não permanece inalterada em escalas de tempo decadais, porém sofre decréscimos e aumentos, amplamente conhecidos como *solar dimming* e *solar brightening*¹, conforme é possível verificar na Figura 1.1, que apresenta três tendências facilmente notadas na média global de radiação solar entre os anos de 1983 e 2004, estimada através do algoritmo NASA/GEWEX SRB (versão 2.8) a partir de imagens de satélite: um período de *dimming* (linha de cor azul claro), um período de *brightening* (linha vermelha) e novamente a ocorrência de *dimming* (linha violeta). Um levantamento bibliográfico mais extenso que discute essas variações decadais é apresentado no Capítulo 4.

As primeiras observações do fenômeno de *solar dimming* foram realizadas em Israel por Gerry Stanhill na década de 1950. Seu trabalho consistia no desenvolvimento de sistemas de irrigação, e, para tal, deveria medir o quão intensa era a radiação solar em superfície. Porém, 20 anos mais tarde (na década de 1980), resolveu repetir o experimento para analisar a validade de suas estimativas anteriores. Seus resultados foram impactantes, mostrando uma redução de 22% na radiação solar em superfície.

¹ Empregam-se também os termos *global dimming* e *global brightening* na literatura científica. Apesar de existirem traduções para o Português dos termos *global dimming* e *brightening* (escurecimento global e clareamento global, respectivamente), optou-se, no texto desta Dissertação, mantê-los em sua forma original em Inglês. O termo *global*, segundo Wild (2009, p. 1), citando uma referência pessoal obtida de Gerry Stanhill, não foi atribuído inicialmente com o intuito de fazer referência à escala espacial dos fenômenos de *dimming* e *brightening*, mas devido à redução ser observada no fluxo de radiação solar global à superfície.

Apesar disso, sua publicação não foi considerada pela comunidade científica, o que era justificável à época pela aparente contrariedade ao aquecimento global (BBC, 2005).

Inúmeros outros estudos que se seguiram confirmaram as observações de *solar dimming* e *brightening* (SURAQUI et al., 1974; OHMURA e LANG, 1989; RUSSAK, 1990; DUTTON et al., 1991; STANHILL e MORESHET, 1992 e 1994; ABAKUMOVA et al., 1996; AKSOY, 1997; GILGEN et al., 1998; STANHILL e COHEN, 2001; LIEPERT, 2002; PINKER et al., 2005; HATZIANASTASSIOU et al., 2005; GILGEN et al., 2009; HINKELMAN et al., 2009), oferecendo a relevância e credibilidade necessária ao fenômeno para a comunidade científica.

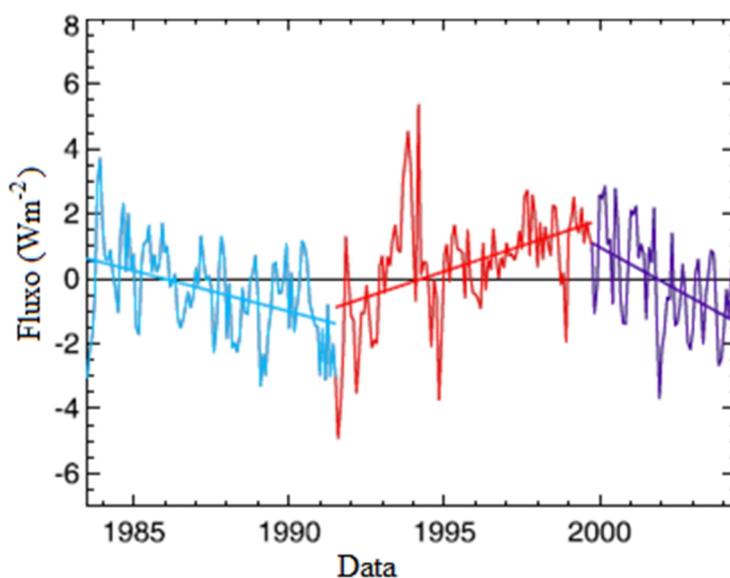


Figura 1.1 – Tendência global média da radiação solar em superfície observada no período de 1983 a 2004, com dados do NASA/GEWEX *Surface Radiation Budget*, juntamente com os melhores ajustes lineares para três segmentos do conjunto de dados.

Fonte: Hinkelman et al. (2009).

Conforme destaca Johansen (2005, p. 2), o fenômeno de *solar dimming* tem recebido cada vez mais atenção da comunidade científica, assim como da mídia e do público em geral. No entanto, ainda não se tem uma avaliação definitiva sobre a extensão e impactos climáticos e, conseqüentemente, sociais e econômicos desse fenômeno. Além disso, Johansen (2005, p. 2) explica que, caso tenha uma escala global, o fenômeno

deve ter uma influência relevante no balanço de energia global em superfície e possui uma interconexão ainda pouco conhecida com o aquecimento global.

Diante de tudo isso, o conhecimento das relações existentes entre a tendência da radiação solar em superfície em correspondência às variações associadas com a temperatura, aerossóis e cobertura de nuvens desempenha um papel importante na determinação de como os diferentes componentes do sistema climático interagem entre si, fornecendo informações para a melhora da qualidade das previsões de variabilidade climática futura (JOHANSEN, 2005, p. 2).

1.2 Objetivos

A presente pesquisa tem como objetivo estudar os fenômenos de *solar dimming* e *brightening* e avaliar a sua ocorrência em território brasileiro a partir do uso de imagens de satélites (GOES-8, GOES-10 e GOES-12). No entanto, diante da dificuldade de estimar a radiação solar global em superfície a partir das informações obtidas por satélites, o que demandaria o uso de modelos físicos de radiação, inserindo assim os erros associados às estimativas de radiação em superfície pelos mesmos aos resultados da pesquisa, será estudado a variabilidade mensal e interanual do coeficiente de cobertura de nuvens, definido no Capítulo 2.

Optou-se pelo uso de informações fornecidas por satélites porque a disponibilidade de dados de radiação solar em superfície no Brasil ainda é pequena em comparação ao tamanho do território nacional, assim como a disponibilização desses dados por parte de alguns órgãos que os possuem. Os principais centros que possuem redes de dados de estações em superfície espalhados pelo território brasileiro são o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), porém, conforme comenta Panther (2005, p. 3), esses dados são geograficamente esparsos e, muitas vezes, não são horários e recentes. Um exemplo de fonte de dados existente no Brasil são as Plataformas de Coletas de Dados (PCD), cuja distribuição irregular da rede de estações pode ser visualizada na Figura 1.2, o que é especialmente notável nas regiões Norte, Centro-Oeste e Sul do país.

O cálculo do coeficiente de cobertura de nuvens exige a determinação das radiâncias de céu claro e encoberto a partir do canal visível do satélite, para cada pixel da imagem, para a qual foram desenvolvidas metodologias específicas.



Figura 1.2 – Mapa ilustrando a rede de Plataformas de Coletas de Dados (PCD) instaladas em território brasileiro.

Fonte: <<http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/>>.

Além da avaliação da ocorrência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening* no Brasil, espera-se como resultado uma importante contribuição ao método de estimativa do coeficiente de cobertura de nuvens utilizado pelo modelo de transferência radiativa BRASIL-SR. O BRASIL-SR é um modelo físico para obtenção de estimativas de radiação solar incidente em superfície que combina a aproximação *two-stream* (também conhecida como Método de Dois Fluxos) para solução da equação de transferência radiativa com parâmetros determinados estatisticamente a partir de imagens de satélite (MARTINS, 2001, p. 49-50).

1.3 Organização da Dissertação

O texto desta dissertação encontra-se dividido em sete capítulos. Após esta breve introdução do Capítulo 1, encontra-se, no Capítulo 2, uma revisão bibliográfica sobre nebulosidade e métodos de estimativa da cobertura de nuvens.

No Capítulo 3, apresentam-se alguns aspectos teóricos sobre radiação solar e sua interação com os constituintes atmosféricos. Em seguida, no Capítulo 4, é apresentada a última parte correspondente à revisão bibliográfica desta dissertação, em que se abordam em detalhes os fenômenos de *solar dimming* e *brightening*.

O Capítulo 5 constitui a metodologia deste estudo, em que se apresenta, inicialmente, uma breve descrição das características climáticas da área de estudo, seguida pela descrição da base de dados utilizada, que é composta por imagens dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 e por medidas de irradiância solar global obtidas em superfície nas estações da rede SONDA, apresentam-se também os métodos desenvolvidos para estimativa das radiâncias de céu claro e encoberto a partir de informações de satélite e, por fim, as técnicas estatísticas utilizadas na análise dos dados.

Os resultados deste estudo são apresentados no Capítulo 6, abordando a variabilidade da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens e as tendências do mesmo, que sugerem a ocorrência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening* sobre o Brasil. Como suporte às discussões do Capítulo 6, incluiu-se também um anexo (Anexo A) que contém as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens obtidas para cada um dos anos de 1999 a 2012.

Encerra-se o texto desta dissertação com o Capítulo 7, que reúne as conclusões decorrentes deste estudo.

2 COBERTURA DE NUVENS

2.1 Aspectos Gerais e Classificação

A radiação solar é o principal fator responsável pela definição do clima e da variabilidade climática no planeta. Desta forma, o conhecimento das influências que a radiação solar sofre, sejam elas associadas às interações com os constituintes atmosféricos, oceanos ou biosfera, tem grande importância para a avaliação das possíveis mudanças que o clima poderá sofrer. Diante disso, surge a necessidade de estudos que avaliem a variabilidade da cobertura de nuvens no planeta, devido ao seu destaque como fator primário na modulação da radiação solar (ECHER, 2004, p. 25).

As nuvens são agregados visíveis de gotículas de água e/ou cristais de gelo em suspensão na atmosfera, encontrando-se dispersas pelo planeta sob diferentes características (forma, textura, altura etc.), derivadas dos complexos processos físicos que levam à sua formação e desenvolvimento (AHRENS, 2009, p. 122). O mecanismo básico que leva à formação das nuvens é a supersaturação do ar em relação à água líquida ou ao gelo, ocasionada, normalmente, pela ascensão de parcelas de ar quente e úmido, que se esfriam ocasionando a condensação do vapor d'água presente nelas (WALLACE; HOBBS, 2006, p. 209; AHRENS, 2009, p. 151).

As nuvens estão em constante modificação, tanto em respeito às suas formas, como tamanhos e aspectos (luminância e cor). A classificação de nuvens é realizada adotando-se a referência estabelecida pelo Atlas Internacional de Nuvens, da Organização Meteorológica Mundial (OMM), em que são definidos dez gêneros, mutuamente exclusivos, associados às características observadas com maior frequência nas nuvens. Cada gênero pode ser dividido em diferentes espécies, cada qual com características de forma e estrutura específicas. Além disso, os gêneros e espécies podem possuir diferentes variedades, levando em conta a transparência ou o arranjo macroscópico da nuvem (VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 318).

A Tabela 2.1 apresenta os diferentes gêneros, espécies e variedades comumente empregados na classificação de nuvens, segundo a OMM. Como complemento, a etimologia dos termos utilizados é apresentada na Tabela 2.2.

Tabela 2.1 – Classificação de nuvens segundo a OMM.

Gênero	Espécie	Variedade	Particularidades Complementares
<i>Cirrus</i> (Ci)	<i>fibratus</i> <i>uncinus</i> <i>spissatus</i> <i>castellanus</i> <i>floccus</i>	<i>intortus</i> <i>radiatus</i> <i>vertebratus</i> <i>duplicatus</i>	<i>mamma</i>
<i>Cirrocumulus</i> (Cc)	<i>stratiformis</i> <i>lenticularis</i> <i>castellanus</i> <i>flocus</i>	<i>undulatus</i> <i>lacunosus</i>	<i>virga</i> <i>mamma</i>
<i>Cirrostratus</i> (Cs)	<i>fibratus</i> <i>nebulosus</i>	<i>duplicatus</i> <i>undulatus</i>	-
<i>Alto cumulus</i> (Ac)	<i>Stratiformis</i> <i>lenticularis</i> <i>castellanus</i> <i>floccus</i>	<i>translucidus</i> <i>perlucidus</i> <i>opacus</i> <i>duplicatus</i> <i>undulatus</i> <i>radiatus</i> <i>lacunosus</i>	<i>mamma</i> <i>virga</i>
<i>Altostratus</i> (As)	-	<i>translucidus</i> <i>opacus</i> <i>duplicatus</i> <i>undulatus</i> <i>radiatus</i>	<i>virga</i> <i>praecipitatio</i> <i>pannus</i> <i>mamma</i>
<i>Nimbostratus</i> (Ns)	-	-	<i>praecipitatio</i> <i>virga</i> <i>pannus</i>
<i>Estratocumulus</i> (Sc)	<i>stratiformis</i> <i>lenticularis</i> <i>castellanus</i>	<i>translucidus</i> <i>perlucidus</i> <i>opacus</i> <i>duplicatus</i> <i>undulatus</i> <i>radiatus</i> <i>lacunosus</i>	<i>mamma</i> <i>virga</i> <i>praecipitatio</i>
<i>Stratus</i> (St)	<i>nebulosus</i> <i>fractus</i>	<i>opacus</i> <i>translucidus</i> <i>undulatus</i>	<i>praecipitatio</i>
<i>Cumulus</i> (Cu)	<i>humilis</i> <i>mediocris</i> <i>congestus</i> <i>fractus</i>	<i>radiatus</i>	<i>pileus</i> <i>velum</i> <i>virga</i> <i>pannus</i> <i>praecipitatio</i> <i>arcus</i> <i>tuba</i>
<i>Cumulonimbus</i> (Cb)	<i>calvus</i> <i>capillatus</i>	-	<i>praecipitatio</i> <i>virga</i> <i>pannus</i> <i>incus</i> <i>mamma</i> <i>pileus</i> <i>velum</i> <i>arcus</i> <i>tuba</i>

Fonte: Adaptada de OMM (1975).

Tabela 2.2 – Etimologia dos termos de gêneros, espécies, variedades e particularidades complementares, segundo a OMM.

Termo	Significado	Termo	Significado
<i>altum</i>	elevado	<i>mamma</i>	mama
<i>arcus</i>	arcada	<i>mediocris</i>	médio
<i>calcus</i>	calco	<i>nebulosus</i>	neblina
<i>capillatus</i>	cabeludo	<i>nimbus</i>	nuvem que chove
<i>cirrus</i>	mecha de cabelo	<i>opacus</i>	opaco
<i>congestus</i>	amontoado	<i>pannus</i>	pano
<i>cumulus</i>	pilha	<i>perlucidus</i>	translúcido
<i>duplicatus</i>	duplo	<i>pileus</i>	gorro
<i>fibratus</i>	fibroso	<i>praecipitatio</i>	precipitação
<i>floccus</i>	floco	<i>radiatus</i>	com raios
<i>humilis</i>	baixo	<i>spissatus</i>	espesso
<i>fractus</i>	rasgado	<i>stratus</i>	estendido
<i>incus</i>	bigorna	<i>tuba</i>	tubo
<i>intortus</i>	torcido	<i>uncinus</i>	gancho, garra
<i>lacunosus</i>	lacunoso	<i>velum</i>	vela de navio
<i>lenticularis</i>	lente	<i>virga</i>	vara, ramo

Fonte: Adaptada de OMM (1956), citado por Varejão-Silva (2006).

Em relação à altura da base das nuvens, são normalmente divididas em nuvens altas (Ci, Cs, Cc), médias (As, Ac), baixas (St, Sc, Ns, Cu) e com grande desenvolvimento vertical (Cb), conforme se pode visualizar na Figura 2.1. Os intervalos de altura que costumam ser empregados na classificação são apresentados na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Alturas aproximadas das bases das nuvens para diferentes regiões.

Grupo de Nuvens	Região Tropical	Região de Latitudes Médias	Região Polar
Altas (Ci, Cs, Cc)	6 a 18 km	5 a 13 km	3 a 8 km
Médias (As, Ac)	2 a 8 km	2 a 7 km	2 a 4 km
Baixas (St, Sc, Ns, Cu)	0 a 2 km	0 a 2 km	0 a 2 km

Fonte: Adaptada de Ahrens (2009).

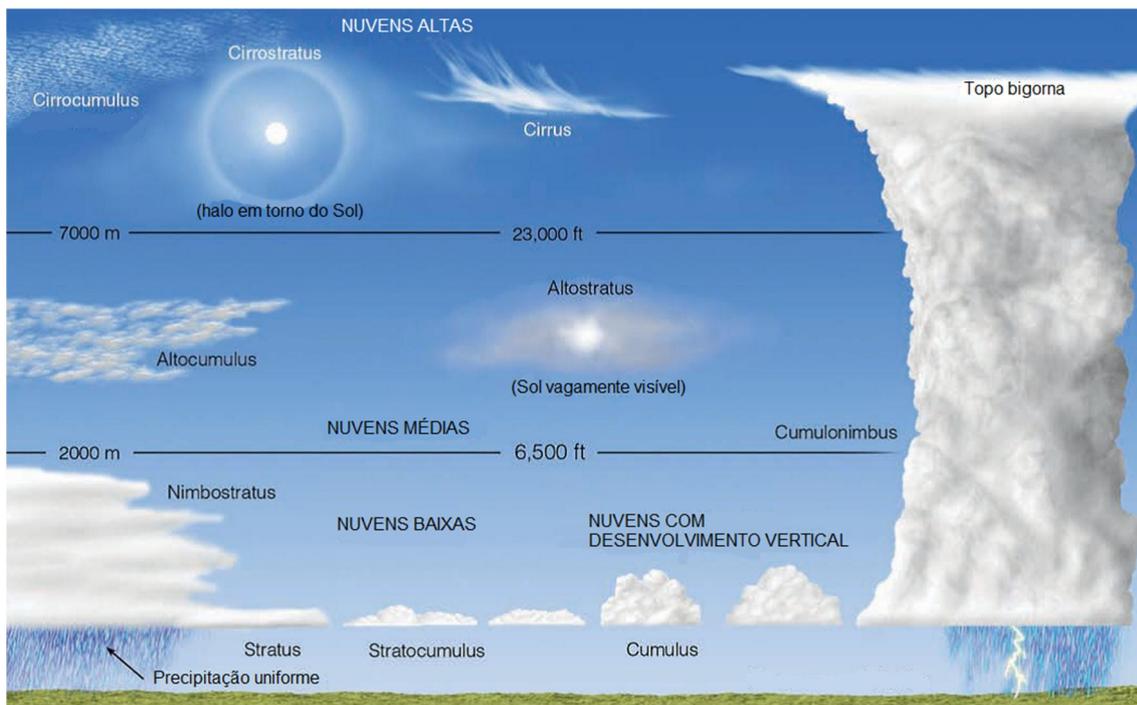


Figura 2.1 – Esquema representando os tipos básicos de nuvens, a altura de suas bases e seus desenvolvimentos verticais.

Fonte: Adaptado de Ahrens (2009).

2.2 Determinação da Cobertura de Nuvens a partir da Superfície

As descrições das condições do céu, em Meteorologia, costumam ser realizadas pela definição da fração de cobertura de nuvens (AHRENS, 2009, p. 131). A observação do céu para determinação da fração de cobertura de nuvens, em superfície, pode ser realizada visualmente ou com o emprego de sistemas imageadores automáticos.

Visualmente, o observador deve posicionar-se de tal forma a minimizar a obstrução do céu em todas as direções, imaginar as nuvens presentes no céu juntas formando uma única camada e, arbitrariamente, estimar a fração do céu encoberta em oitavos ou décimos. Desta forma, uma fração de 0 (zero) indicaria um céu desprovido de nebulosidade, e uma fração de 4/8 (quatro oitavos) corresponderia à metade da abóbada celeste encoberta. Este procedimento é realizado em estações meteorológicas por técnicos treinados, seguindo os padrões estabelecidos pela OMM. O observador deve ignorar a região do céu próxima ao horizonte, em que as nuvens aparentam estar mais

agrupadas devido a um erro de perspectiva. (MARTINS, 2001, p. 112; VAREJÃO-SILVA, 2006, p. 335; ECHER et al., 2006, p. 346). O método visual, embora amplamente utilizado, é subjetivo e, portanto, sujeito a maior imprecisão, conforme é possível verificar através da Figura 2.2, que apresenta a comparação entre as avaliações realizadas por dois observadores experientes, utilizando imagens digitais captadas por um sensor CCD na Estação Brasileira Comandante Ferraz (62°05' S 58°23,51' W), sendo atribuída a classificação de indeterminado às frações do céu que os observadores não conseguiram classificar entre céu claro ou encoberto (ECHER et al., 2006, p. 346).

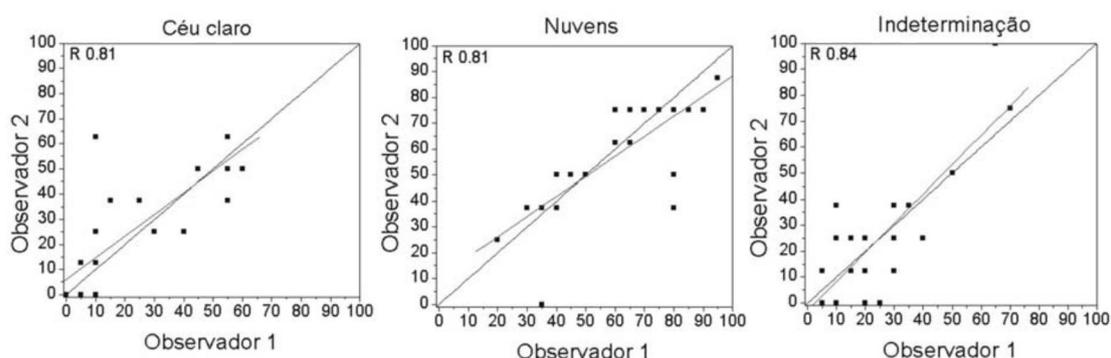


Figura 2.2 – Comparação entre a inspeção visual realizada por dois observadores.

Fonte: Echer et al. (2006).

Os sistemas imageadores automáticos são uma alternativa ao método de observação visual, reduzindo os erros causados pela subjetividade do mesmo. No entanto, os sistemas imageadores possuem alto custo, inviabilizando sua ampla utilização em estações de superfície. Um dos sistemas mais conhecidos é o *Total Sky Imager* (TSI), fabricado pela empresa *Yankee Environmental Systems*, que pode ser visualizado na Figura 2.3.



Figura 2.3 – Imageador TSI-440 instalado na estação do Projeto SONDA no Observatório Espacial do Sul, em São Martinho da Serra – RS.

O imageador TSI-440 possui uma câmera CCD invertida apontada para o centro de um espelho hemisférico convexo, que reflete a imagem do céu diretamente para a lente da câmera. As imagens são geradas automaticamente em formato JPEG a cada 15 minutos, durante o período do dia, conforme as configurações do *software* de captura de imagens que acompanha o equipamento. Uma vez obtidas as imagens, utilizam-se *softwares* para seu processamento e determinação da cobertura de nuvens. O equipamento é distribuído com um *software*, denominado *TSI Manager Software*, que realiza uma classificação simples da nebulosidade em fração fina e opaca, conforme exemplificado na Figura 2.4. No entanto, existem na literatura técnico-científica trabalhos de desenvolvimento de *softwares* no Brasil com o intuito de aprimorar esse procedimento para regiões tropicais, como Echer et al. (2006) e Mantelli Neto et al. (2010).

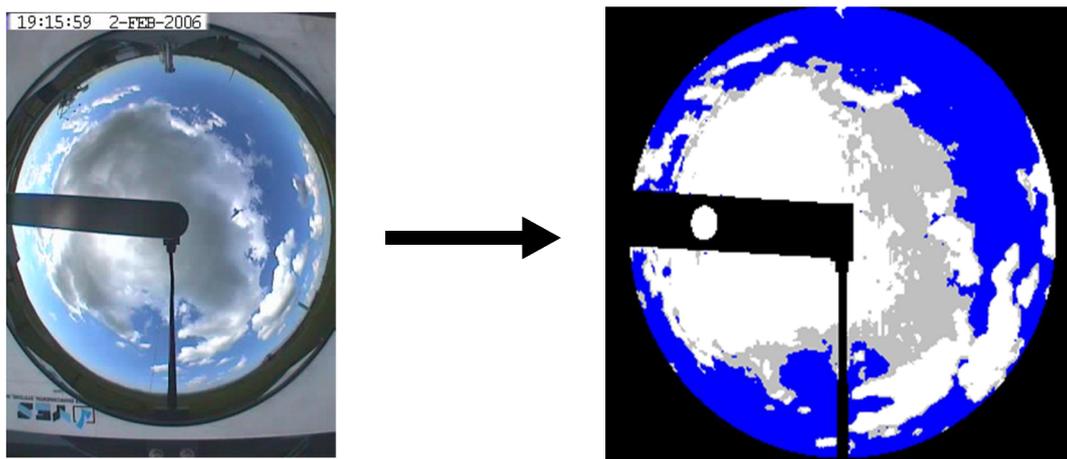


Figura 2.4 – Imagem original obtida pelo TSI-440 instalado no Observatório Espacial do Sul e classificação realizada pelo *TSI Manager Software*, para o horário e data especificados na primeira imagem, em fração fina (cor branca) e opaca (cor cinza) de nebulosidade.

Fonte: Fiorin (2009).

2.3 Determinação da Cobertura de Nuvens por Satélites

A qualidade e o detalhamento das informações sobre a cobertura global de nuvens com o uso de imagens de satélite evoluiu ao longo da última década, assim como o conhecimento sobre o papel fundamental que estas desempenham no balanço radiativo do planeta, cujo efeito é dependente dos tipos de nuvens que compõem a cobertura (MARTINS, 2001, p. 82).

Existem dois tipos principais de satélites utilizados na detecção de nuvens no que diz respeito às suas órbitas: satélites geostacionários e de órbita polar. Os satélites geostacionários, também denominados geossíncronos, orbitam em torno da Terra a uma altura de aproximadamente 36 mil quilômetros, em uma órbita contendo o plano do Equador e se movendo à mesma velocidade angular de rotação da Terra. Os satélites de órbita polar possuem órbitas perpendiculares ao Equador a uma baixa altitude (de cerca de 850 km) e passam sobre ambos os polos do planeta a cada revolução (AHRENS, 2009, p. 133).

A cobertura de nuvens pode ser determinada a partir da composição de imagens de céu claro e completamente encoberto para um período de interesse (MARTINS, 2001, p.

52). Define-se o coeficiente de cobertura de nuvens efetivo C_{eff} para cada pixel da imagem de acordo com a Equação 2.1, em termos da radiância L_r medida pelo satélite no canal visível, e das radiâncias obtidas da composição de imagens de céu claro (L_{clr}) e encoberto (L_{cld}). Conforme explica Martins et al. (2008), os valores de C_{eff} descrevem tanto a fração de cobertura de nuvens quanto as variações espaciais da profundidade ótica das nuvens, assumindo o valor unitário na condição de céu completamente encoberto e o valor zero quando o céu está completamente desprovido de nebulosidade².

$$C_{eff} = (L_r - L_{clr}) / (L_{cld} - L_{clr}) \quad (2.1)$$

Inúmeros estudos foram realizados com o intuito de desenvolver métodos de estimativa das radiâncias de céu claro e encoberto. Alguns deles são: Simpson e Gobat (1995); Rossow et al. (1989a,b); Moussu et al. (1989); Gutman et al. (1987); Matthews e Rossow (1987); Seze e Desbois (1987); Saunders (1986); Minis e Harrison (1984a,b,c); Tarpley (1979); Martins et al. (2008); Chen et al. (2011). Esses métodos podem ser divididos em dois grupos, um agrupando as técnicas que estabelecem valores limiares para a detecção de nuvens, avaliando pixel a pixel das imagens de um ou mais canais espectrais, e outro se referindo às técnicas que analisam propriedades estatísticas das radiâncias visível e/ou infravermelha em grupos de píxeis ou segmentos de imagens (ECHER, 2005, p. 45).

No entanto, Martins (2001), citando a Seze e Desbois (1987) e England e Hunt (1985), destaca que todas as técnicas apresentam problemas similares, como a dependência em relação às propriedades da superfície, a cobertura de nuvens parcial em um pixel e a presença de nuvens com emissividades variáveis.

² O coeficiente de cobertura de nuvens efetivo assumirá os valores extremos zero e um apenas nas condições em que a radiância medida pelo satélite corresponder exatamente à radiância de céu claro e à radiância de céu encoberto, respectivamente. Na prática, o coeficiente C_{eff} pode assumir valores maiores do que a unidade (radiância medida pelo satélite maior que a radiância de céu encoberto) ou inferiores a zero (radiância medida pelo satélite menor que a radiância de céu claro), visto que a imprecisão na determinação dos valores de L_{clr} e L_{cld} é um fator importante a ser considerado. Nestes casos, deve-se aplicar uma correção aos valores do coeficiente C_{eff} , atribuindo-se o valor um quando este for maior que a unidade, ou o valor zero quando for negativo.

3 RADIAÇÃO SOLAR

3.1 Aspectos Gerais

O Sol emite um espectro contínuo de radiação eletromagnética, com uma distribuição espectral similar à da radiação de um corpo negro a 6000 K (COULSON, 1975; BRASSEUR; SOLOMON, 1986; LENOBLE, 1993; apud GUARNIERI, 2006, p. 35). Segundo Peixoto e Oort (1992), apesar da radiação eletromagnética cobrir todo o espectro eletromagnético, Figura 3.1, a porção mais significativa, que está associada à transferência de energia no sistema climático, está compreendida entre o ultravioleta e o infravermelho próximo.

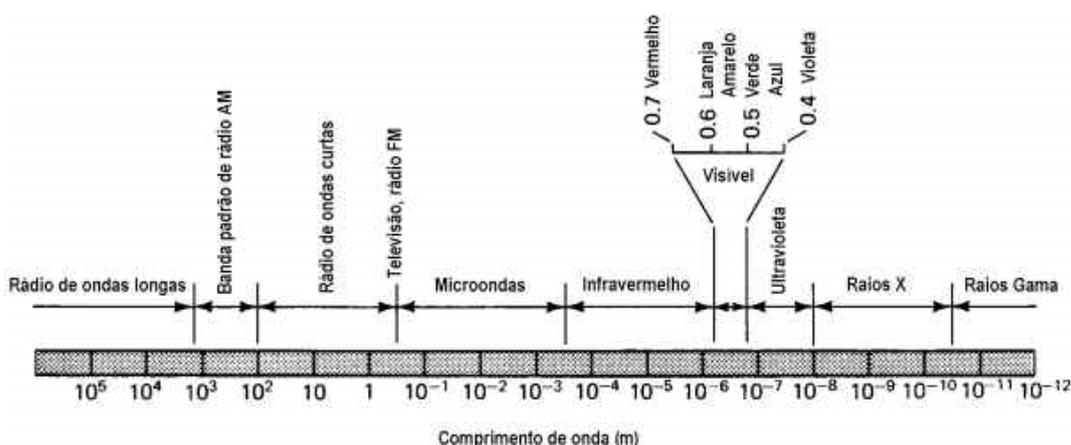


Figura 3.1 – Espectro eletromagnético.

Fonte: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/>>.

As regiões do espectro eletromagnético costumam ser subdivididas, normalmente em associação às características e mecanismos específicos de interação com o meio de propagação (FIORIN, 2009, p. 19). Um exemplo de subdivisão amplamente difundida na literatura técnico-científica é apresentado na Tabela 3.1.

A radiação solar é a principal fonte de energia que alimenta o sistema Terra/atmosfera (LIOU, 2002, p. 1). Quando parte dessa energia é interceptada pela Terra, cada comprimento de onda interage de forma diferente com os constituintes atmosféricos, através de complexos processos radiativos de absorção, espalhamento e emissão de radiação.

Tabela 3.1 – Subdivisões das regiões Ultravioleta, Visível e Infravermelho do Espectro Eletromagnético.

Região	Comprimento de Onda	Subdivisão	Comprimento de Onda
Ultravioleta (UV)	10 – 400 nm	UV-C	10 – 280 nm
		UV-B	280 – 320 nm
		UV-A	320 – 400 nm
Visível (VIS)	400 – 700 nm	Violeta	400 – 430 nm
		Índigo	430 – 450 nm
		Azul	450 – 500 nm
		Verde	500 – 570 nm
		Amarelo	570 – 590 nm
		Alaranjado	590 – 610 nm
		Vermelho	610 – 700 nm
Infravermelho (IV)	700 nm – 1000 μm	IV Próximo (NIR)	0,7 – 1,5 μm
		IV de Onda Curta	1,5 – 3,0 μm
		IV Médio	3,0 – 8,0 μm
		IV de Onda Longa	8,0 – 15 μm
		IV Distante	> 15 μm

Fonte: <<http://www.geotec-rs.com.br/espectro.html>>, citado por Guarnieri (2004).

Em estudos que envolvem os processos de transferência radiativa, faz-se necessária a compreensão do conceito físico de algumas variáveis importantes, como fluxo radiante e densidade de fluxo radiante. O fluxo radiante corresponde à taxa de transferência de energia via radiação eletromagnética, sendo expresso em unidades de energia por unidade de tempo (Joules por segundo ou Watts). A densidade de fluxo radiante, também conhecida como irradiância, corresponde ao fluxo radiante que atravessa uma unidade de área, expressa em Watts por metro quadrado (KIDDER; VONDER HAAR, 1995; GUARNIERI, 2006, p. 33).

A quantidade total média de radiação solar que atinge a órbita da Terra num plano perpendicular aos raios solares, no topo da atmosfera, é denominada de constante solar, cujo valor é de, aproximadamente, 1366 Wm^{-2} (LIOU, 2002, p. 55). Apesar de seu nome, a constante solar, na verdade, varia ligeiramente em função da distância entre a Terra e o Sol, entre afélio e periélio, e com o ciclo solar, com período de onze anos, em

que há alternância entre períodos de máxima e mínima atividade solar (GUARNIERI, 2004, p. 68). A variabilidade da constante solar pode ser observada na Figura 3.2.

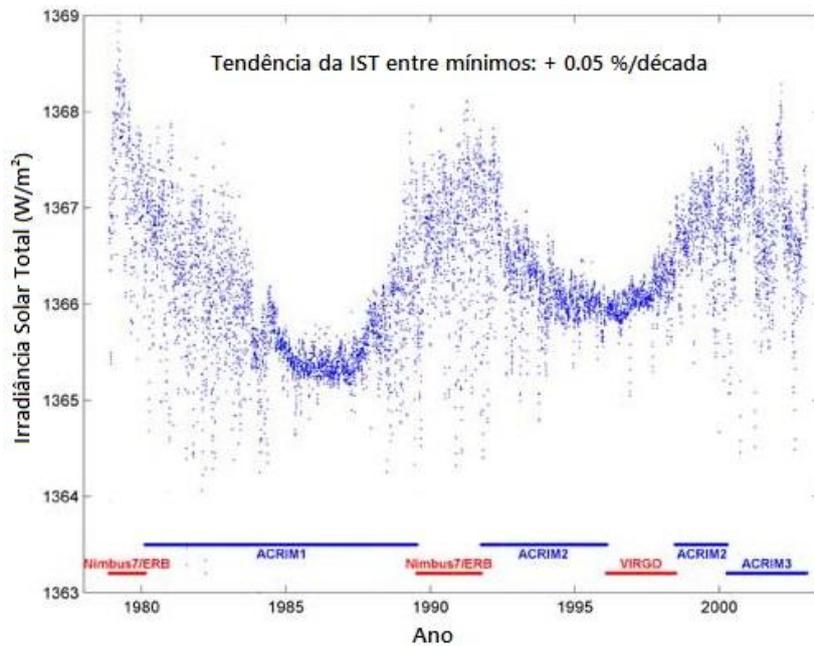


Figura 3.2 – Variação da constante solar ao longo das últimas décadas, com medidas efetuadas por diferentes metodologias, indicadas na parte inferior do gráfico.

Fonte: <http://www.nasa.gov/centers/goddard/images/content/93617main_sun4m.jpg>.

3.2 A Atmosfera Terrestre

A atmosfera terrestre é um fino envelope que envolve o planeta, composto majoritariamente pelos gases nitrogênio e oxigênio, além de pequenas quantidades de outros gases, como o vapor d'água e dióxido de carbono (AHRENS, 2009, p. 4). A Tabela 3.2 mostra a composição média das porções da atmosfera mais próximas à superfície.

Nota-se que os gases nitrogênio (78,08%), oxigênio (20,95%) e argônio (0,93%) são dominantes na composição da atmosfera, e o argônio possui uma concentração muito maior do que todos os outros gases nobres. O vapor d'água, que apresenta uma composição em massa de 0,25% na atmosfera, é um constituinte altamente variável, tanto espacial quanto temporalmente. Nas proximidades da superfície nas regiões

tropicais, o vapor d'água pode ter uma concentração superior a 4% na composição da atmosfera, contudo, nas áreas frias do Ártico, por exemplo, sua concentração é muito baixa, próxima a zero. (WALLACE; HOBBS, 2006, p. 8; AHRENS, 2009, p. 5).

Tabela 3.2 – Concentração dos gases e particulados atmosféricos nas proximidades da superfície terrestre.

Gases Permanentes		Gases Variáveis		
Gás	Concentração (por volume) de ar seco [%]	Gás (e partículas)	Concentração (por volume) [%]	ppm ^[1]
Nitrogênio	78,08	Vapor d'água	0 a 4	
Oxigênio	20,95	Dióxido de carbono	0,038	385
Argônio	0,93	Metano	0,00017	1,7
Neônio	0,0018	Óxido nitroso	0,00003	0,3
Hélio	0,0005	Ozônio	0,000004	0,04 ^[2]
Hidrogênio	0,00006	Partículas (poeira, ...)	0,000001	0,01 - 0,15
Xenônio	0,000009	CFCs	0,00000002	0,0002

^[1] Partes por milhão.

^[2] Valores estratosféricos em altitudes entre 11 km e 50 km são de cerca de 5 a 12 ppm.

Fonte: Adaptada de Ahrens (2009).

O dióxido de carbono (CO₂) constitui uma pequena parcela da atmosfera, aproximadamente 0,03%, desempenhando importante papel na fotossíntese e no equilíbrio de temperatura do planeta através do efeito estufa (juntamente com outros gases, como vapor d'água, metano, óxido nitroso e CFCs). A emissão de dióxido de carbono, no entanto, tem-se intensificado em especial devido a efeitos antrópicos como queima de combustíveis fósseis e biomassa, alterando o equilíbrio do sistema (AHRENS, 2009, p. 6-7).

O ozônio (O₃) apresenta concentração majoritariamente presente na estratosfera (cerca de 97%), onde se forma naturalmente através da processos que envolvem a absorção de radiação solar e dissociação do oxigênio molecular em atômico após interação com a radiação solar na faixa do ultravioleta. Apesar de sua pequena concentração, possui grande importância para a vida na Terra uma vez que atua como proteção reduzindo a incidência dos raios ultravioletas na superfície (AHRENS, 2009, p. 9).

Adicionalmente, existem pequenas impurezas sólidas e líquidas em suspensão na atmosfera, tanto de origem antrópica quanto natural, que recebem o nome de aerossóis. As partículas de aerossóis presentes na atmosfera influenciam o clima de duas maneiras principais. A primeira ocorre através da interação direta da radiação solar com os aerossóis, através dos processos físicos de espalhamento e absorção, reduzindo a quantidade de radiação solar que atinge a superfície. Por outro lado, os aerossóis desempenham um efeito indireto no sistema climático, atuando como núcleos de condensação de nuvens (CCN), alterando propriedades físicas e ópticas das nuvens, como tamanho das gotículas e albedo (YAMASOE, 1999, p. 5).

3.3 Interações entre a Radiação Solar e a Atmosfera Terrestre

A radiação solar, ao atravessar a atmosfera, sofre complexas interações com os constituintes atmosféricos através de processos de absorção e espalhamento da radiação incidente. Embora a atmosfera seja muito transparente à radiação solar, estima-se que apenas 25% da radiação incidente no topo da atmosfera chegam à superfície terrestre sem sofrer nenhuma interferência dos constituintes atmosféricos (insolação direta). Os 75% restantes são absorvidos, refletidos de volta ao espaço ou espalhados, neste caso normalmente atingindo a superfície em uma direção diferente da direção inicial de incidência da radiação solar. Esses complexos processos, ilustrados na Figura 3.3, dependem do comprimento de onda da radiação e do tamanho e natureza do gás ou particulado atmosférico que interage com a radiação solar (LIOU, 2002, p. 6; GUARNIERI, 2004, p. 73; FIORIN, 2009, p. 21).

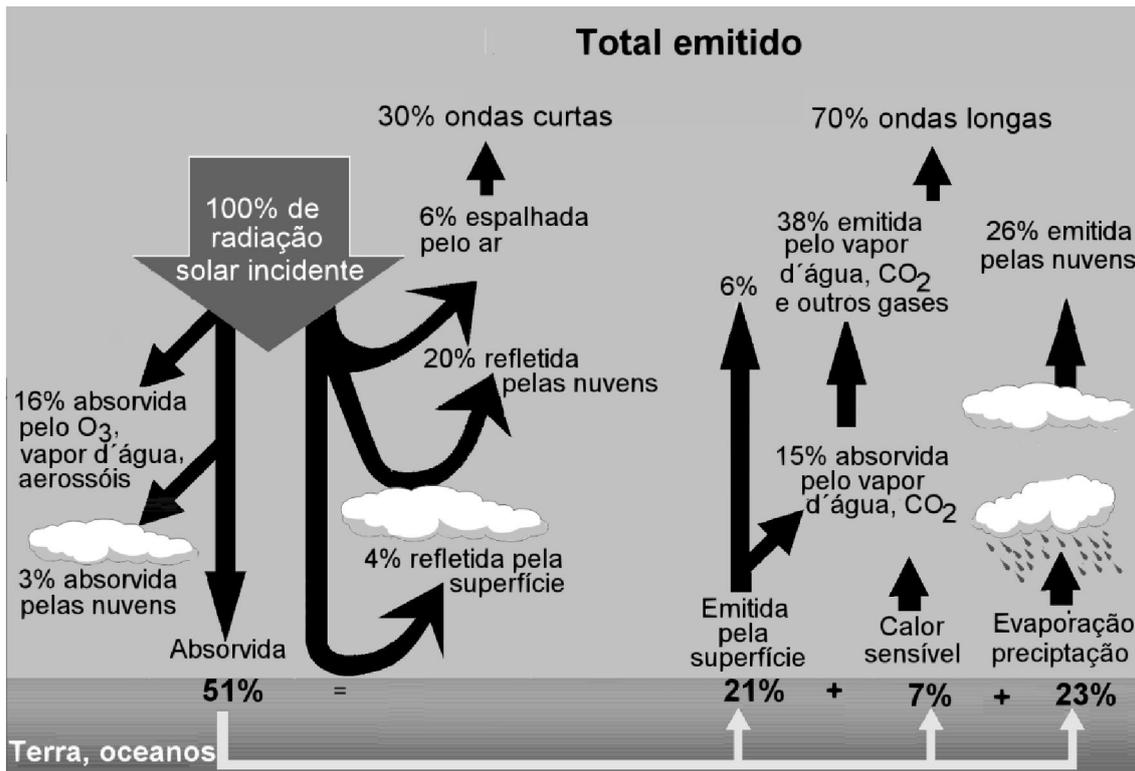


Figura 3.3 – Balanço de energia global, ilustrando as interações entre a radiação solar e os constituintes atmosféricos.

Fonte: Martins et al. (2004).

A absorção da radiação solar na atmosfera é realizada principalmente pelo ozônio atmosférico na faixa de radiação ultravioleta, e por vapor d'água e dióxido de carbono nas bandas do infravermelho. Além disso, alguns aerossóis, como os emitidos em eventos de queimadas (*black carbon*), são fortes absorvedores da energia solar, contribuindo para o aquecimento da atmosfera. O espalhamento, por sua vez, é causado principalmente pela interação entre a radiação solar e moléculas de ar, água e poeira. O espectro da radiação solar incidente no topo da atmosfera, juntamente com o espectro da radiação solar que chega à superfície terrestre, apresentado na Figura 3.4, permite identificar as principais bandas de absorção de radiação pelos gases atmosféricos.

A absorção da radiação solar incidente por um gás é caracterizada por aumento no movimento molecular interno do gás e, conseqüentemente, em sua temperatura, favorecendo o aquecimento da atmosfera. As diferentes bandas de absorção de radiação solar e radiação terrestre de um gás são determinadas por suas características físico-

químicas, associadas aos diferentes tipos de reações e processos fotoquímicos que as moléculas de gás podem sofrer (FIORIN, 2009, p. 28).

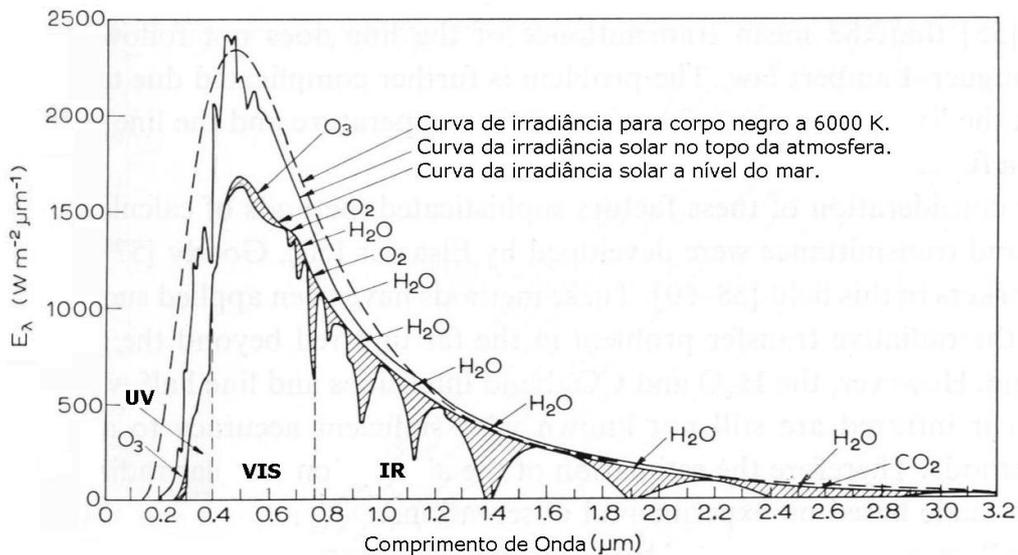


Figura 3.4 – Espectros da radiação solar no topo da atmosfera e incidente na superfície terrestre, ao nível do mar, com o espectro de emissão de um corpo negro a 6000 K.

Fonte: Modificado de Robinson (1966), citado por Guarnieri (2006).

O espalhamento é um processo físico que ocorre em todos os comprimentos de onda do espectro eletromagnético, caracterizado pela remoção de energia da onda incidente pelas partículas ou moléculas de gases no seu caminho e dispersão dessa energia em todas as direções. O regime de espalhamento é determinado a partir da razão entre o tamanho do espalhador e o comprimento de onda da radiação incidente, através da definição do termo físico chamado parâmetro de tamanho. Para partículas esféricas, o parâmetro de tamanho corresponde à razão entre a circunferência da partícula e o comprimento de onda da radiação ($x = 2\pi r/\lambda$). O regime de espalhamento Rayleigh ocorre quando a partícula espalhadora é muito menor do que o comprimento de onda da radiação incidente ($x \ll 1$), como é o caso do espalhamento da radiação visível realizado pelas moléculas de ar. Para partículas cujos tamanhos são comparáveis ou maiores do que o comprimento de onda da radiação ($x \gtrsim 1$), predomina o espalhamento Lorenz-Mie (LIOU, 2002, p. 6-7).

Normalmente, em pesquisas relacionadas ao tema, empregam-se divisões dos feixes de radiação solar que atingem a superfície terrestre em duas componentes: irradiância solar direta e irradiância solar difusa. A irradiância solar direta corresponde à parcela de radiação que chega à superfície na mesma direção do disco solar, tendo sofrido nenhuma ou pouca interação com a atmosfera. A irradiância solar difusa engloba a radiação vinda de todas as demais direções, resultante dos processos de espalhamento descritos anteriormente.

Para efeitos práticos, costuma-se medir a irradiância solar direta em um plano normal à incidência do feixe de radiação, que é referenciada como irradiância solar direta normal, ou simplesmente irradiância normal. Depois de aplicada uma correção nessas medidas com a multiplicação pelo cosseno do ângulo zenital, obtém-se a irradiância solar direta horizontal. A soma das medidas de irradiância difusa e de irradiância direta horizontal constitui a chamada irradiância solar global, que fornece a quantidade total de energia solar que incide na superfície terrestre.

4 *SOLAR DIMMING E BRIGHTENING*

4.1 *Causas dos Fenômenos de Solar Dimming e Brightening*

Segundo Wild (2009, p. 1), estudos experimentais e de modelagem têm demonstrado que a irradiação solar que chega à superfície não permanece inalterada em escalas de tempo decenais, ao contrário, observaram-se decréscimos e crescimentos na irradiação solar durante as últimas décadas, amplamente conhecidos como *solar dimming* e *solar brightening*, respectivamente.

As mudanças na irradiação solar em superfície podem ser causadas por alterações na quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera ou por alterações na transparência da atmosfera à radiação solar. As variações da irradiação no topo da atmosfera dependem dos parâmetros orbitais da Terra e da emissão de radiação pelo Sol.

De acordo com Wild (2009, p. 13), as variações nos parâmetros orbitais da Terra são desprezíveis como fator influente nas variações decenais da radiação solar em superfície. Em relação à emissão de radiação pelo Sol, medidas de satélites indicam a presença de uma amplitude periódica de $\pm 1 \text{ Wm}^{-2}$ associada ao ciclo solar de onze anos. No entanto, os resultados de Fröhlich e Lean (1998) e Willson e Mordvinov (2003), Wild (2009, p. 13) indicam que as estimativas de variações decadais na entrada de radiação solar no sistema climático são de, pelo menos, uma ordem de magnitude menor do que as observadas em superfície, sugerindo que os fenômenos de *solar dimming* e *brightening* são devidos às alterações que afetam a transparência atmosférica.

As mudanças na transparência da atmosfera são causadas por alterações nas características das nuvens, tais como cobertura de nuvens e suas propriedades óticas, alterações nos gases atmosféricos que interferem na radiação solar, e na dispersão e profundidade ótica de aerossóis (WILD, 2009, p. 13).

Tais alterações interferem na propagação da radiação solar através de processos de emissão, absorção e espalhamento por gases atmosféricos, aerossóis e nuvens (WILD, 2009, p. 13). Considerando os constituintes gasosos da atmosfera, Wild (1997, 2007, 2009) e Kvalevag e Myhre (2007) demonstraram que as variações nas concentrações de

vapor d'água, NO₂, CO₂, CH₄ e ozônio não são suficientes para explicar as variações decadais observadas na radiação solar em superfície. Wild (2009, p. 14), citando resultados de Wild (1997, 2007), argumenta que seriam necessárias variações consideráveis na concentração de vapor d'água na atmosfera para obter a correspondência com as variações de irradiação solar observadas na irradiação em superfície. Kvalevag e Myhre (2007) estimaram o efeito de alterações nas concentrações de NO₂, CO₂, CH₄, H₂O e ozônio na radiação solar em superfície entre os períodos pré-industrial e atual, indicando que estes gases não possuem importância primária para explicar as variações decadais na radiação solar em superfície em escala global.

As nuvens e aerossóis desempenham um papel central na explicação dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening*. Inúmeros estudos demonstraram a importância das nuvens (RUSSAK, 1990; DUTTON et al., 1991; ABAKUMOVA et al, 1996; LIEPERT, 1997; KAISER, 2000; QIAN et al., 2006; NORRIS; WILD, 2007) e dos aerossóis (STANHILL; MORESHET, 1992; STANHILL; COHEN, 2001; ALPERT et al., 2005; WILD et al., 2005; QIAN et al., 2007; ALPERT; KISHCHA, 2008; OHVRIL et al., 2009) na variação decadal da radiação solar observada em superfície.

Liepert (1997) encontrou um decréscimo na radiação solar global sob condições de céu encoberto de 8% por década entre os anos de 1964 e 1990 para dois sítios na Alemanha (Hamburgo e Hohenpeissenberg), não ocorrendo tendências significativas para céu claro, indicando a associação existente entre o declínio da radiação solar global e o aumento da espessura ótica das nuvens para o período de estudo.

Kaiser (2000) encontrou uma diminuição na cobertura total de nuvens sobre a maior parte da China entre os anos de 1954 e 1994, conforme se visualiza na Figura 4.1, cujo resultado foi verificado também por Qian et al. (2006) para o período de 1954 a 2001 (Figura 4.2a). No entanto, Qian et al. (2006) identificaram que, além da cobertura total de nuvens (com um decréscimo de 0,88% por década), a radiação solar global diminuiu (decréscimo médio de 3,1 Wm⁻²década⁻¹) neste período sobre a maior parte das estações da China (Figura 4.2b), o que pode estar associado ao aumento da poluição do ar.

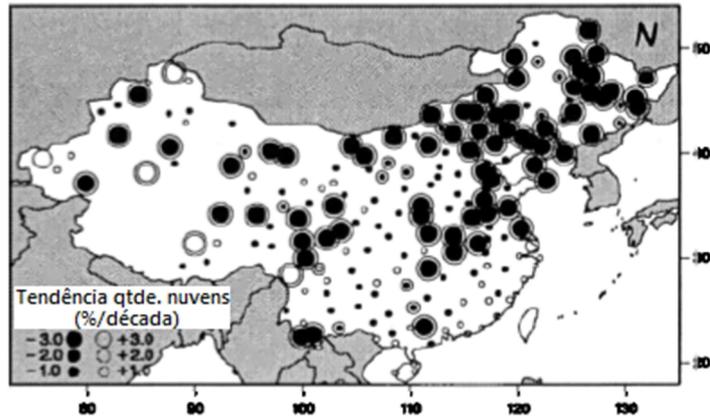


Figura 4.1 – Tendência média anual da quantidade total de nuvens sobre a China para o período de 1954-1994. Os indicadores de tendência que apresentam uma circunferência em torno deles indicam tendências com nível de confiança de 95%.
 Fonte: Adaptado de Kaiser (2000).

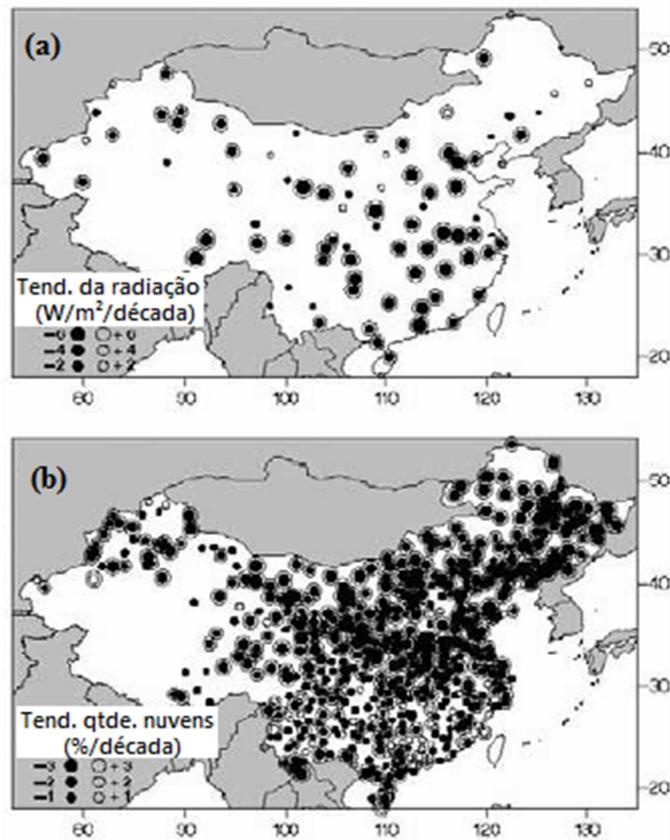


Figura 4.2 – Tendências observadas na (a) média anual da irradiação solar entre 1955 e 2000 e na (b) média anual de cobertura total de nuvens entre 1954 e 2001.
 Fonte: Adaptado de Qian et al. (2006).

Alpert et al. (2005) demonstrou o papel das fontes de poluição antrópicas, como combustíveis fósseis e carbono negro, através da comparação da tendência média anual dos fluxos de radiação entre 1964 e 1989 em dois grupos de sítios, um compreendendo estações em áreas com grande concentração populacional (acima de 0,1 milhão de habitantes) e outro compreendendo estações em áreas com população mais esparsa (abaixo de 0,1 milhão de habitantes). Seus resultados, ilustrados na Figura 4.3, evidenciam a ocorrência de *dimming* em ambos os grupos, com decréscimo mais acentuado estimado em $-0,41 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ em áreas com maior concentração populacional e de $-0,16 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para áreas com população esparsa.

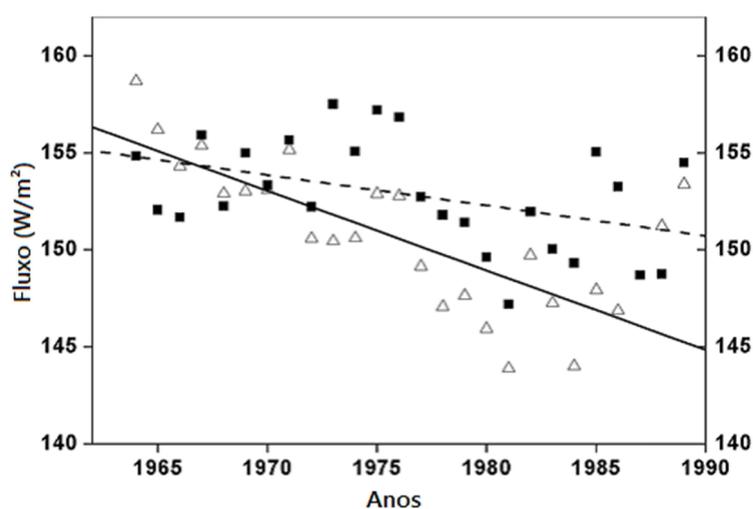


Figura 4.3 – Tendências médias anuais dos fluxos de radiação observados em grandes áreas urbanas (representadas por triângulos) e áreas com população mais esparsa (representadas por quadrados) durante o período de 1964 a 1989.

Fonte: Adaptado de Alpert et al. (2005).

Uma indicação da contribuição dos aerossóis à ocorrência da transição de *solar dimming* para *brightening* durante a década de 1990 foi encontrada por Wild et al. (2005). Ao analisar as tendências nas medidas de radiação solar coletadas em diversas estações do GEBA (*Global Energy Balance Archive*) e da BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*) espalhadas pelo planeta, Wild et al. (2005) encontraram uma correspondência entre a transição de decréscimo para crescimento da radiação solar

global com a variação da transparência atmosférica em condições de céu claro, que está associada ao decréscimo da carga de aerossóis na atmosfera.

4.2 Evidências Observacionais

Os primeiros estudos que analisaram extensos períodos de medidas de radiação solar em superfície iniciaram-se entre o final dos anos 80 e início dos anos 90, destacando-se Ohmura e Lang (1989), Russak (1990), Dutton et al. (1991), Stanhill e Moreshet (1992, 1994) e Abakumova et al. (1996).

Com medidas de longo prazo coletadas em treze estações europeias, Ohmura e Lang (1989) encontraram tendências decrescentes na radiação solar em superfície, para os sítios no interior do continente, com uma especial ênfase a Zurique, que apresentou um decréscimo de 20% entre o período de 1950 e 1970 (OHMURA; LANG, 1989; apud WILD, 2009, p. 2).

Russak (1990) estudou a variabilidade da radiação solar global e direta utilizando dados entre os anos de 1955 a 1986 obtidos da Estação Actinométrica de Toravere, na Estônia (58°16' N, 26°28' E). Os resultados sugerem um decréscimo nas médias anuais dos totais diários de radiação global e difusa em superfície de 6,8% e 13%, respectivamente, cujas tendências decrescentes são observáveis através dos gráficos da Figura 4.4. Adicionalmente, Russak (1990) comparou a tendência observada na Estação Actinométrica de Toravere com dados das médias anuais de radiação global entre 1964 a 1986 de outras nove estações actinométricas (Helsinki, Estocolmo, Taastrup, Varsóvia, Kolobrzeg, Budapeste, Kaunas, Leningrado e Sverdlovsk), encontrando um comportamento de decréscimo mais acentuado similar a Toravere nas tendências de Helsinki e Estocolmo. Comportamentos distintos foram observados nas tendências de Budapeste e Sverdlovsk, sendo que para a última foi observado um aumento de 5,2% na média anual da radiação global entre 1969 e 1986. Um estudo interessante realizado por Russak (1990) mostra que a tendência da média anual da quantidade de nuvens baixas em Toravere, Figura 4.5, apresentou um acréscimo de 11% entre 1964 e 1986, resultado que evidencia o papel fundamental exercido pela nebulosidade na modulação da irradiação solar disponível em superfície.

Dutton et al. (1991) estudaram a tendência observada na irradiação solar através de medidas piranométricas obtidas por dois sensores instalados no Polo Sul, um compreendendo o intervalo de comprimento de onda de 0,3 a 2,8 μm e outro de 0,695 a 2,8 μm , durante os anos de 1976 a 1987. Seus resultados, visualizados na Figura 4.6, indicam a ocorrência de redução na média anual da irradiação solar entre os anos de 1978 e 1980 e uma recuperação parcial entre 1985 e 1989. Os pesquisadores investigaram também a correlação existente entre a média anual da irradiação solar em superfície e da cobertura de nuvens em meses ensolarados, Figura 4.7, mostrando que o pico de máxima nebulosidade está associado ao mínimo de irradiação.

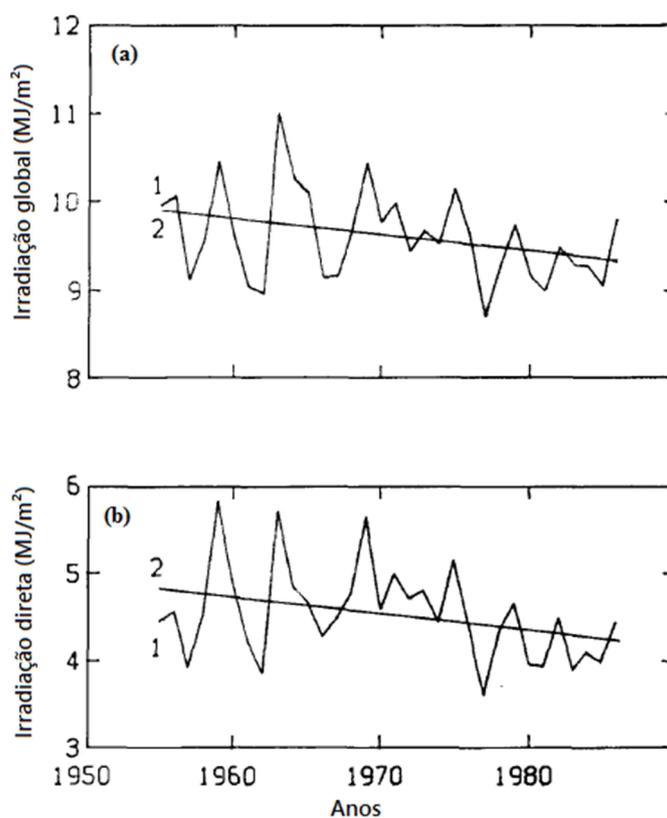


Figura 4.4 – Série temporal e regressão linear das médias anuais (a) da radiação solar global e (b) da radiação solar direta em superfície, obtidos com dados da Estação Actinométrica de Toravere (58°16' N, 26°28' E).

Fonte: Adaptado de Russak (1990).

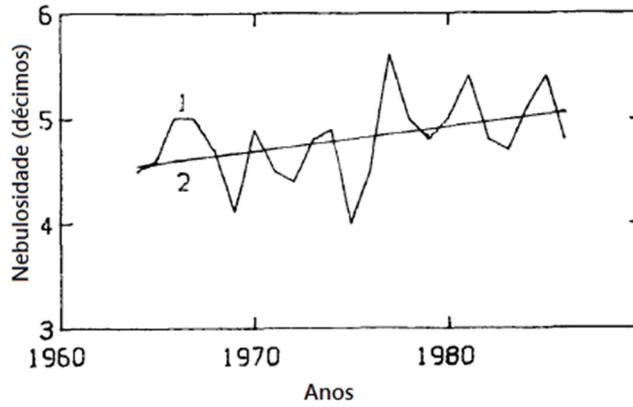


Figura 4.5 – Série temporal e regressão linear da média anual da quantidade de nuvens baixas na Estação Actinométrica de Toravere.

Fonte: Adaptado de Russak (1990).

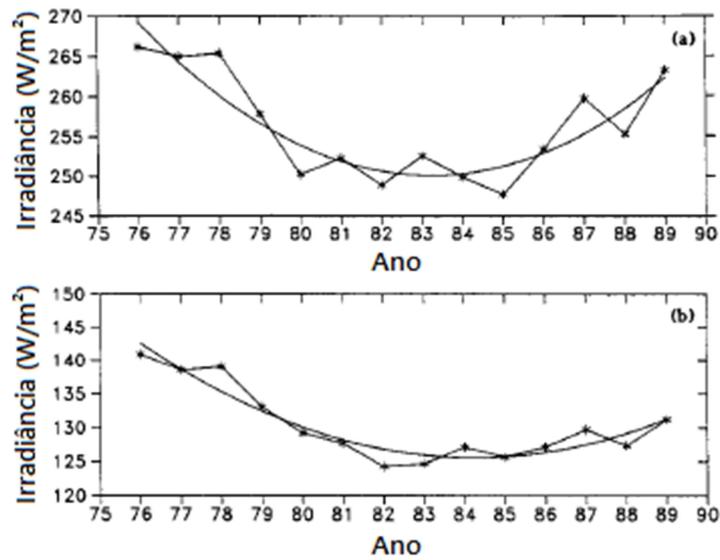


Figura 4.6 – Tendências anuais observadas da média anual da radiação solar em superfície obtidas por dois piranômetros instalados no Pólo Sul, entre os anos de 1976 a 1987, com intervalos de medição de (a) 0,3 a 2,8 μm e (b) 0,695 a 2,8 μm .

Fonte: Adaptado de Dutton et al. (1991).

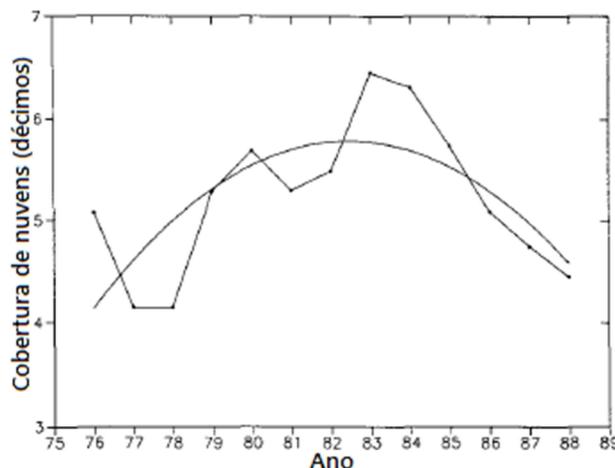


Figura 4.7 – Média anual da cobertura de nuvens para os meses ensolarados no Pólo Sul.

Fonte: Dutton et al. (1991).

Stanhill e Moreshet (1992) encontraram uma redução significativa, de $-0,63\% \text{ ano}^{-1}$, nas médias anuais de radiação global medidas em Bet Dagan (Israel) para o período de 1956 a 1987, relacionando esta redução ao aumento do número de veículos transitando nas estradas principais dentro da área de 1 km do sítio de medidas. Os autores destacam, contudo, que a redução observada na radiação global não pode ser atribuída exclusivamente à poluição gerada pelo tráfego de veículos, visto que há, além disso, a poluição gerada pela emissão de aerossóis em Tel Aviv, próxima a Bet Dagan.

Os mesmos pesquisadores, em uma publicação de 1994 (STANHILL e MORESHET, 1994), investigaram a tendência da radiação solar global com medidas coletadas em sete sítios espalhados pelo planeta, cobrindo grande variedade de diferenças climáticas e insolação. O estudo apontou um decréscimo anual linear na radiação global para todos os sítios, com uma média geral de decréscimo de $0,56 \text{ Wm}^{-2}\text{decada}^{-1}$ para o período de 1950 a 1980 (STANHILL; MORESHET, 1994; apud WILD, 2009, p. 2).

Abakumova et al. (1996) analisaram as tendências na radiação solar observadas em 160 estações actinométricas da antiga União Soviética, dando especial ênfase a duas estações, uma em área rural (Toravere) e outra em um grande centro urbano (Moscou). Em ambos os sítios encontraram decréscimo nos totais anuais de radiação global, de 7,1% para Moscou (de 1958 a 1993) e de 6,7% em Toravere (de 1955 a 1993). O estudo apontou que, para as 160 estações actinométricas, 94% delas apresentaram uma tendência de decréscimo da radiação solar entre 1960 e 1987, porém em apenas 60%

delas a tendência é estatisticamente significativa. Os pesquisadores apontam a variabilidade da nebulosidade como principal fator modulador da radiação solar em superfície para Toravere e Moscou, verificando um acréscimo na cobertura de nuvens associado ao decréscimo observado na incidência de radiação solar.

Estudos mais recentes têm confirmado as observações anteriores de variações decadais no total anual de radiação solar que chega à superfície, observando períodos de *dimming* e/ou *brightening* para diversos sítios no planeta. Para dar continuidade às citações de evidências observacionais sobre essas variabilidades decadais, serão ainda destacadas as seguintes referências: Aksoy (1997), Gilgen et al. (2009), Ye et al. (2009).

Aksoy (1997) utilizou dados de duração do brilho do Sol coletados em 34 estações espalhadas pela Turquia durante o período de 1960 a 1994 para estimar as médias mensais de radiação global em superfície, o que permitiu o cálculo de suas médias anuais. As análises indicaram ocorrência de redução da média anual de radiação em superfície na maior parte das estações, com apenas uma apresentando tendência de crescimento (mudança relativa de +3,0%). A média geral de decréscimo observada foi de 3,4% para o período de dados de 35 anos empregado no estudo.

Um estudo recente mais abrangente foi realizado por Gilgen et al. (2009), que analisou medidas piranométricas armazenadas no *Global Energy Balance Archive* para o período de 1960 a 2000 em um grande número de sítios distribuídos pelo planeta. De um modo geral, seus resultados indicam a ocorrência de redução na irradiância solar observada em superfície até a década de 1980 (período de *dimming*), sucedida por um aumento na irradiância (*brightening*) para a maioria dos sítios. As tendências locais encontradas pelos pesquisadores podem ser visualizadas na Figura 4.8. As tendências observadas no Hemisfério Sul, de especial relevância para o presente projeto de pesquisa, são escassas, e resumidas como: uma inversão na tendência observada na radiação solar em superfície no Pólo Sul, Samoa Americana e Valparaíso (Chile), decréscimo na tendência para o Zimbábue e Bulawayo (Moçambique), e uma tendência insignificante para Maputo (Moçambique), Ilhas Fiji, Nova Zelândia e Havaí.

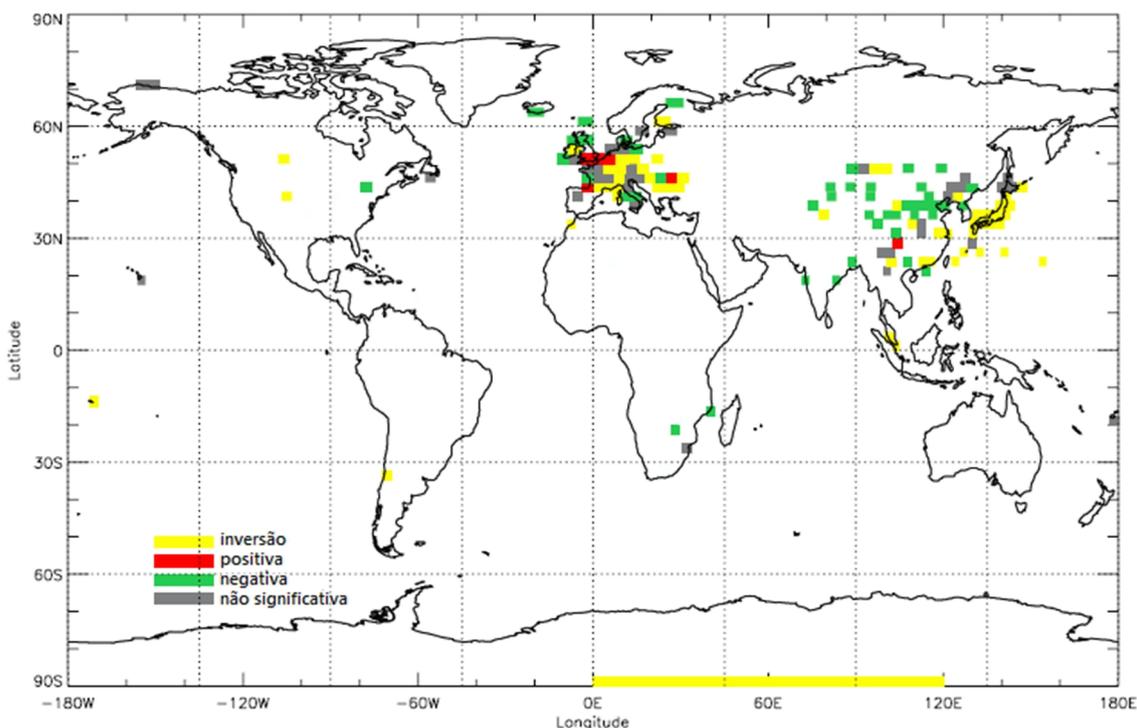


Figura 4.8 – Tendências observadas na radiação solar em superfície para o período de 1960 a 2000. Na escala de cores, amarelo representa inversão na tendência, vermelho significa tendência positiva, verde indica tendência negativa, e tendências não significativas são marcadas em cinza.

Fonte: Adaptado de Gilgen et al. (2009).

As análises realizadas por Ye et al. (2009), compreendendo dados coletados em 43 estações na China de 1961 a 2007, permitem claramente visualizar a transição do *dimming*, predominante entre os anos de 1961 a 1989, para *brightening* de 1990 a 2007, Figura 4.9. Ye et al. (2009) indicam uma tendência anual negativa de $-0,074 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ durante 1961-1989, sucedida por uma tendência positiva de $0,0054 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a China, com uma tendência negativa média na radiação solar de $-0,031 \text{ MJ m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Do total de estações utilizadas no estudo, foram observadas tendências negativas em 41 (29 estatisticamente significativas) e tendências positivas em apenas 2 estações (ambas estatisticamente não-significativas) para 1961-1989. Para o intervalo 1990-2007, Ye et al. (2009) encontraram tendências negativas em 26 estações (apenas 5 estatisticamente significativas), e positivas nas demais estações (3 estatisticamente significativas).

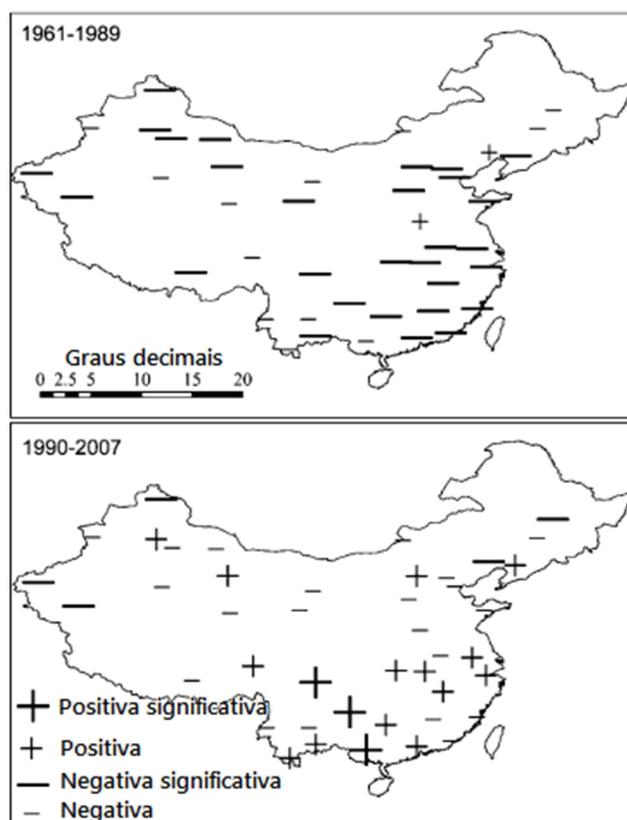


Figura 4.9 – Tendências anuais da radiação solar em superfície observadas na China para dois períodos, de 1961 a 1989 (imagem superior) e de 1990 a 2007 (imagem inferior).

Fonte: Adaptado de Ye et al. (2009).

4.3 Evidências Obtidas de Imagens de Satélites e Modelos Físicos de Radiação

Uma alternativa à ausência de estações de coleta de medidas radiométricas em superfície é a utilização de imagens de satélite, juntamente com modelos de transferência radiativa, para determinar a radiação solar disponível em superfície. Apesar dos satélites fornecerem uma cobertura espacial em larga escala melhor do que as estações de superfície, em especial para áreas remotas e oceânicas, suas medidas restringem-se à fração da radiação solar que é refletida pelo planeta e retorna para o espaço. Para obter a irradiação solar em superfície, utilizam-se métodos que permitem determiná-la a partir das imagens de satélites através de relações empíricas ou modelos físicos de radiação. Além disso, as estimativas das tendências decadais na radiação solar em superfície provindas de tais modelos dependem da precisão tanto de seus algoritmos quanto dos dados observacionais utilizados como entradas, ou seja, devem existir

diferenças entre as estimativas das tendências decadais obtidas por modelos e as tendências efetivamente observadas nos dados radiométricos em estações de superfície (WILD, 2009, p. 10).

Segundo Wild (2009, p. 10), diversos estudos têm sido direcionados para obter informações sobre as variações decadais na radiação solar em superfície a partir de imagens de satélites. Dentre eles, serão destacadas as seguintes referências: Pinker et al. (2005), Hatzianastassiou et al. (2005), Hinkelman et al. (2009) e Pereira et al. (2006).

Pinker et al. (2005) apresenta estimativas, baseadas em satélite, das variações temporais em escala global da radiação solar em superfície. O fluxo de radiação solar descendente foi derivado a partir da versão do algoritmo *GEWEX Surface Radiation Budget* da Universidade de Maryland, com dados de satélite do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) com resolução espacial de $2,5^\circ$. A tendência média anual em escala global encontrada pelos pesquisadores, Figura 4.10, foi positiva e de $0,16 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ para o período de 1983 a 2001. Adicionalmente, foram encontradas tendências negativas no Ártico ($60^\circ\text{N} - 90^\circ\text{N}$) de $-0,26 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e no Alasca de $-0,49 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ ($-0,31 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ a partir de observações em superfície), e tendência positiva de $0,47 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ ($0,44 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$ a partir de observações em superfície) na Samoa Americana. Para as superfícies continentais, a tendência média encontrada foi de $-0,05 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$, e para áreas oceânicas de $0,24 \text{ Wm}^{-2}\text{ano}^{-1}$.

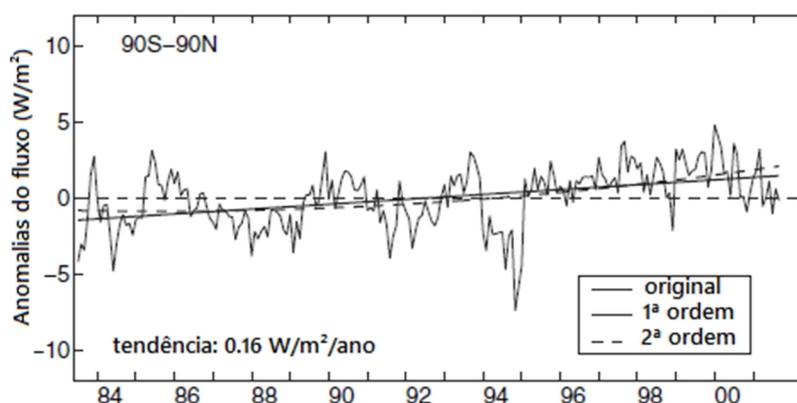


Figura 4.10 – Tendência média anual em escala global da radiação solar em superfície para o período de 1983 a 2001, juntamente com ajustes linear (linha sólida) e de segunda ordem (linha tracejada).

Fonte: Adaptado de Pinker et al. (2005).

Hatzianastassiou et al. (2005) realizou uma climatologia do balanço de radiação solar médio mensal na superfície da Terra para um intervalo de dezessete anos (1984 a 2000), com uma resolução espacial de $2,5^\circ$, utilizando um modelo físico de transferência radiativa, descrito em Hatzianastassiou et al. (2004), para calcular o fluxo descendente de radiação solar na superfície. Seus resultados mostram uma tendência crescente na média global da radiação solar em superfície de $2,4 \text{ Wm}^{-2}\text{década}^{-1}$ (correspondente a um decréscimo de $4,1 \text{ Wm}^{-2}$).

Hinkelman et al. (2009) analisaram as variações decadais na radiação solar descendente à superfície terrestre através de dados de satélite obtidos do NASA/GEWEX *Surface Radiation Budget* de 1983 a 2004. Globalmente, os pesquisadores indicaram uma tendência geral de $0,25 \text{ Wm}^{-2}\text{década}^{-1}$ entre 1983 e 2004. De 1983 a 1991 observaram uma tendência decrescente ($2,51 \text{ Wm}^{-2}\text{década}^{-1}$), seguida por um aumento entre 1991 e 1999 ($3,17 \text{ Wm}^{-2}\text{década}^{-1}$) e um decréscimo novamente a partir de 1999 até 2004 ($5,26 \text{ Wm}^{-2}\text{década}^{-1}$). Destaca-se no artigo, no entanto, que esses padrões não são verificados uniformemente em todo o planeta.

Pereira et al. (2006) desenvolveram um modelo de transferência radiativa, denominado BRASIL-SR, para obtenção de estimativas da radiação solar em superfície a partir de dados climatológicos e cobertura de nuvens obtida de imagens de satélite. Um de seus resultados sugere uma possível tendência de redução da radiação solar em superfície para quatro das cinco regiões brasileiras, conforme observado na Figura 4.11. As tendências observadas são mais significativas para as regiões Norte e Sudeste do Brasil, com coeficientes de correlação de aproximadamente $-0,72$ e $-0,69$, respectivamente. A região Sul não apresentou tendência definida, o que se verifica na Figura 4.11(e).

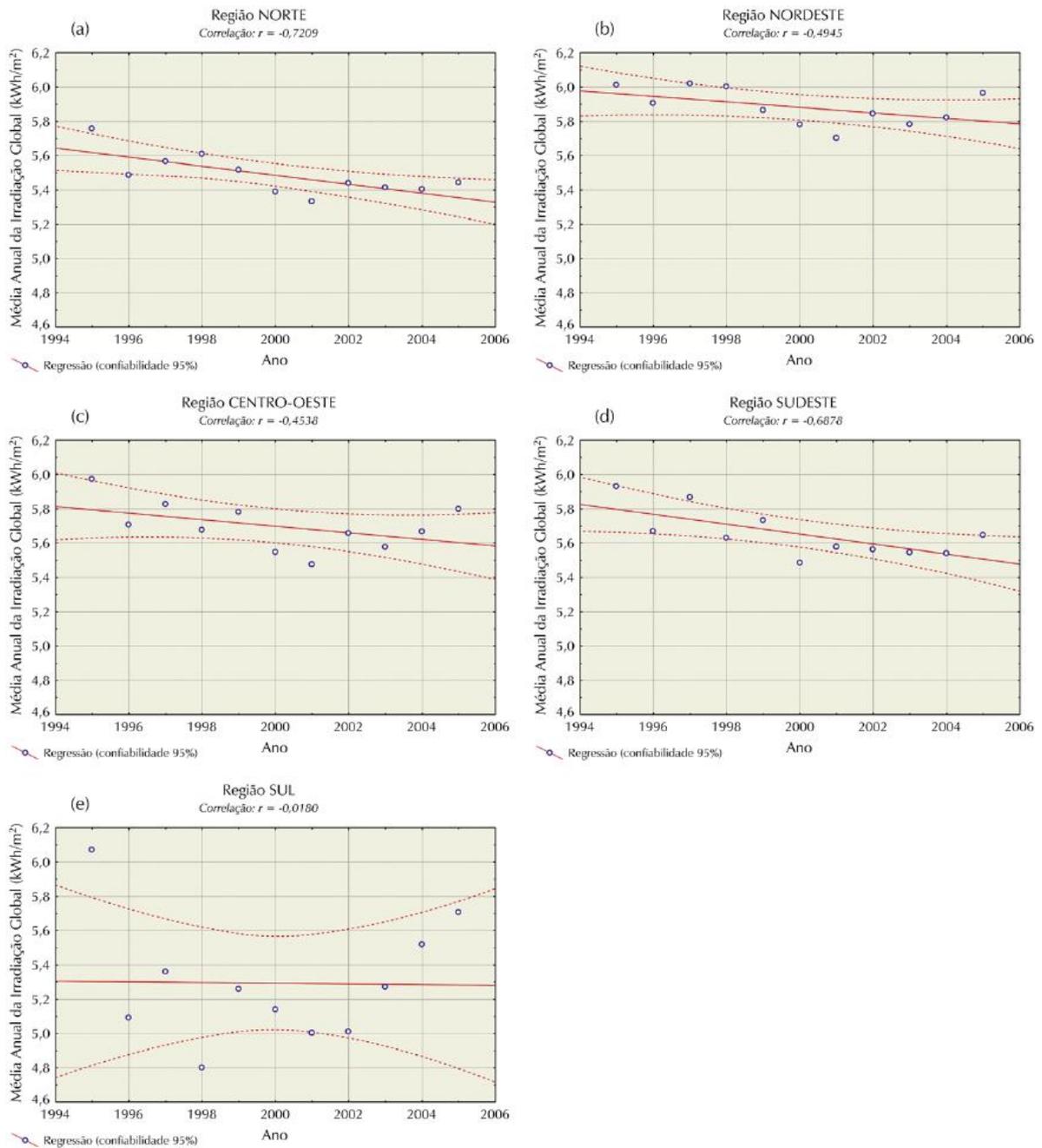


Figura 4.11 – Tendências médias anuais do total diário de radiação solar estimadas pelo modelo físico BRASIL-SR para as cinco regiões brasileiras: (a) Norte, (b) Nordeste, (c) Centro-Oeste, (d) Sudeste e (e) Sul.

Fonte: Pereira et al. (2006).

5 METODOLOGIA

Para avaliar a ocorrência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening* em território brasileiro, realizou-se um estudo da variabilidade mensal e anual do coeficiente de cobertura de nuvens por satélite, definido no Capítulo 2. O coeficiente de cobertura de nuvens é estimado com base nas radiâncias de céu claro e encoberto do canal visível dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 para cada pixel das imagens.

Para tanto, uma primeira etapa do estudo consistiu na análise dos métodos de determinação das radiâncias de céu claro e encoberto existentes na literatura, com o intuito de desenvolver e/ou adaptar uma metodologia que melhor corresponda às necessidades e disponibilidade de dados dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 para este estudo.

Uma vez terminada a primeira etapa do estudo, procedeu-se à estimativa do coeficiente de cobertura de nuvens para cada pixel da imagem e, posteriormente, à análise de sua variabilidade mensal e anual para cada uma das regiões do país, utilizando o teste não paramétrico para análise de tendências de Mann-Kendall (BACK, 2001; LONGOBARDI, 2001), associado ao estimador de tendência de Theil-Sen (THEIL, 1950; SEN, 1968). Adicionalmente, realizou-se uma comparação dos resultados obtidos com as estimativas das normais climatológicas de nebulosidade do INMET.

O objetivo deste Capítulo é a descrição sucinta de todas as atividades realizadas e métodos desenvolvidos para cumprir as etapas supracitadas do desenvolvimento do trabalho. Apresenta-se, também, uma breve descrição da área de estudo e da base de dados utilizada, que inclui imagens de satélite e medidas radiométricas obtidas em superfície, e das técnicas estatísticas empregadas na análise dos dados.

5.1 Área de Estudo

A região de estudo compreende todo o território brasileiro, abrangendo grande variedade de fatores climatológicos e antrópicos característicos de cada região do país. Este tópico descreve, sucintamente, as principais características climatológicas das cinco regiões políticas em que é dividido o Brasil.

A Região Norte do Brasil é a mais extensa de todas, com uma área 3.869.637 km² (42,27% do território nacional), e possui a maior floresta equatorial do mundo, a Floresta Amazônica (cerca de 60% da floresta localiza-se em território brasileiro). Segundo Marengo e Nobre (2009, p. 197), a Floresta Amazônica desempenha importante papel na regulação climática em escala global, assim como pode exercer influência sobre a circulação atmosférica e a precipitação regional, através dos balanços de energia e hídrico.

Em termos de precipitação, a região Amazônica apresenta diferenças espaciais e sazonais significativas, com uma média anual de 2300 mm, observando-se, no entanto, valores elevados de precipitação no litoral do Amapá, na foz do rio Amazonas e no setor oeste da região, que chegam a exceder 5000 mm/ano. A estação chuvosa inicia-se na Primavera no sul da Amazônia, com seus máximos de precipitação ocorrendo no verão. Observam-se também um máximo de precipitação no Outono na Amazônia Central e no Inverno no extremo norte da região, acompanhado da estação seca na Amazônia Central e no Sul da região. (MARENGO; NOBRE, 2009, p. 197-202).

O clima da Região Norte, no entanto, é fortemente dependente da variabilidade interanual da temperatura da superfície do mar, que afeta o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, o que tem consequências sobre a distribuição de chuvas na região (MARENGO; NOBRE, 2009, p. 208).

A temperatura na Região Norte sofre pequenas variações ao longo do ano, devido à alta incidência de radiação solar em superfície, com uma disponibilidade de irradiação global média estimada em 5,5 kWh/m², segundo o Atlas Brasileiro de Energia Solar (PEREIRA et al., 2006, p. 48). As médias anuais de temperatura situam-se entre 24 e 26 °C, porém podem ultrapassar os valores de 26 a 28 °C na região central equatorial (MARENGO; NOBRE, 2009, p. 204).

A Região Nordeste do Brasil possui uma área territorial de 1.558.196 km², correspondendo ao terceiro maior território do país (18% do território nacional). Segundo Kayano e Andreoli (2009, p. 213), a região costuma ser dividida em três climas principais, com precipitações anuais variando entre 300 e 2000 mm: clima litorâneo úmido, estendendo-se do litoral da Bahia ao do Rio Grande do Norte, clima

tropical, em áreas dos estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí, e clima tropical semiárido, em todo o sertão nordestino.

O Nordeste apresenta elevados valores de médias anuais de temperatura do ar, que variam de 20 a 28 °C, em virtude da alta incidência de radiação solar, que o confere o maior potencial de energia solar disponível no Brasil, com uma irradiação global média estimada em 5,9 kWh/m² pelo Atlas Brasileiro de Energia Solar. Em áreas elevadas da Chapada Diamantina e do Planalto da Borborema, as médias anuais de temperatura apresentam valores inferiores a 20°C (PEREIRA et al., 2006, p. 48; KAYANO; ANDREOLI, 2009, p. 213).

A precipitação na Região Nordeste apresenta distribuição desigual ao longo do ano e grande variabilidade espaço-temporal, dependente dos sistemas sinóticos ou circulações atmosféricas regionais atuantes, tais como os Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e Atlântico Norte (ASAN) e o cavado equatorial (KAYANO; ANDREOLI, 2009, p. 215). A caracterização da chuvas no Nordeste é bastante complexa, sendo identificados três regimes de precipitação: no norte da região (Ceará, Rio Grande do Norte, interior da Paraíba e Pernambuco) as chuvas ocorrem no outono associadas ao deslocamento mais ao sul da ZCIT (KOUSKY, 1979; MOLION, 2002; apud MENEGHETTI; FERREIRA, 2009, p. 1685), no litoral leste (desde o litoral do Rio Grande do Norte até a Bahia) as precipitações são devido à influência das massas de ar tropical ou por distúrbios ondulatórios de leste (MENEGHETTI; FERREIRA, 2009, p. 1685), e na parte sul (Bahia e partes do Maranhão, Piauí e Pernambuco) a precipitação ocorre no verão pela atuação de sistemas frontais, convecção local e vórtices ciclônicos (MENEGHETTI; FERREIRA, 2009, p. 1685-1686).

A Região Centro-Oeste ocupa uma área de aproximadamente 1.607.000 km² (18% do território nacional), possuindo a maior área alagada do mundo, o Pantanal, e uma vegetação composta predominantemente de cerrado. De acordo com a classificação de Koppen, atribuem-se três tipos de clima à região: Cwa (temperaturas moderadas com verões quentes e chuvosos) nas áreas altas de Goiás e sul do Mato Grosso do Sul, Aw (temperaturas elevadas, chuva no verão e seca no inverno) encontrado em todos os estados, e Am (temperaturas elevadas com alto índice pluviométrico) na parte norte do Mato Grosso (ALVES, 2009, p. 235).

Na Região Centro-Oeste, a média de precipitação registrada na região é de 1500 mm/ano, porém o norte do Mato Grosso apresenta precipitação anual média superior a 1800 mm/ano. Em média, 70% do total de precipitação acumulada ocorre durante o verão e outono, e apenas 5% nos meses de inverno. No entanto, a precipitação ocorre também no inverno em uma pequena área mais ao sul da região, devido principalmente à atuação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) (ALVES, 2009, p. 236-237).

As regiões de baixa altitude do Centro-Oeste costumam registrar temperaturas altas, e as regiões altas registram temperaturas baixas. As médias de temperaturas máximas oscilam entre 33 °C no norte e 26 °C no sul durante a primavera e o verão. No inverno, devido à atuação de massas de ar frio, as temperaturas tornam-se mais baixas, podendo até mesmo atingir valores próximos de zero grau Celsius em algumas áreas. Nesta estação do ano, as temperaturas médias oscilam entre 20 °C e 25 °C (ALVES, 2009, p. 237-239). O Atlas Brasileiro de Energia Solar estima a irradiação global média em 5,7 kWh/m² para a região (PEREIRA et al, 2006, p. 48).

A Região Sudeste compreende uma área territorial de 924.935 km², e possui a maior concentração populacional do país, em torno de 42,6% do total do Brasil (Datasus - Ministério da Saúde; apud NUNES et al., 2009, p. 243). A grande concentração populacional e o maior desenvolvimento econômico do país, no entanto, tornam a região consideravelmente sensível às condições climáticas (NUNES et al., 2009, p. 243).

Em termos de temperatura, a Região Sudeste apresenta grandes amplitudes térmicas, em especial no estado de São Paulo, devido à sua posição mais ao sul. Essas amplitudes estão relacionadas, além da posição latitudinal, às altitudes encontradas na região, que excedem os 2000 metros em algumas áreas. O oeste de São Paulo, norte de Minas Gerais e todo o litoral da Região Sudeste apresentam médias de temperatura superiores a 22 °C. As áreas centrais de São Paulo e Minas Gerais, assim como o norte do Rio de Janeiro, sul do Espírito Santo e litoral sul de São Paulo, possuem médias anuais de temperatura entre 19 °C e 21 °C. Já os setores montanhosos de São Paulo e Minas Gerais apresentam médias entre 14 °C e 18 °C (NUNES et al., 2009, p. 246-247). O

Atlas Brasileiro de Energia Solar estima em 5,6 Wh/m² a disponibilidade de irradiação solar global média para a região (PEREIRA et al., 2006, p. 48).

A Região Sudeste pode ser dividida em quatro zonas distintas no que se refere à precipitação. A região que se estende por todo o litoral paulista registra os maiores índices pluviométricos do Sudeste, com médias superiores a 2000 mm, chegando a 4500 mm no litoral central de São Paulo. A região que se estende do Rio de Janeiro a oeste de Minas Gerais, no sentido sudeste-noroeste, apresenta chuvas anuais entre 1500 mm e 1700 mm. No interior da região, compreendendo o Planalto Ocidental paulista, centro-norte de Minas Gerais, norte do Rio de Janeiro e Espírito Santo, são encontrados índices de precipitação entre 1250 mm e 1400 mm. A região norte de Minas Gerais, na divisa com o estado da Bahia registra a menor pluviosidade do Sudeste, com médias anuais de precipitação inferiores a 1000 mm (NUNES et al., 2009, p. 248-250).

A Região Sul apresenta a menor área territorial do país, com 576.409 km² (10% do território nacional), e está localizada em uma faixa latitudinal que a confere o clima subtropical, em contraste ao restante do Brasil (com exceção do norte do Paraná, que apresenta clima tropical). Geadas ocorrem frequentemente e precipitação de neve com pouca intensidade nos meses frios de inverno e outono. O relevo da região é caracterizado por áreas de planaltos, constituindo a maior parte de seu território, e regiões de planícies, onde se localizam os Pampas Gaúchos.

Em virtude de sua localização majoritariamente abaixo do Trópico de Capricórnio, a Região Sul apresenta a menor disponibilidade de energia solar do país, com uma irradiação global média de 5,2 kWh/m² estimada pelo Atlas Brasileiro de Energia Solar (PEREIRA et al., 2006, p. 48). Além disso, sua posição geográfica, associada às suas características topográficas, fazem com que apresente a maior amplitude do ciclo anual de temperaturas do país, em especial no sul da região, que apresenta diferenças entre as médias de Janeiro e Julho em torno de 11 °C. Os valores médios de temperatura variam, no mês de Julho, de 11 °C no sul a 18 °C no norte. No mês de Janeiro, observa-se uma temperatura média no litoral da região de 22 °C, no extremo oeste de 25 °C e nas regiões com maiores altitudes de 20 °C (GRIMM, 2009, p. 260-261).

A distribuição de precipitação na Região Sul ocorre de forma bastante uniforme, com uma média anual que varia entre 1250 mm e 2000 mm em quase todo o seu território. Variações desses valores são encontradas no litoral do Paraná e oeste de Santa Catarina, que registram índices de precipitação anual acima dos 2000 mm, e no litoral sul de Santa Catarina e norte do Paraná, onde podem ser encontradas médias anuais abaixo de 1250 mm (QUADRO et al., 2011).

5.2 Descrição da Base de Dados de Satélite

Nesta pesquisa, são utilizadas imagens dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 para determinação do coeficiente de cobertura de nuvens a partir da estimativa das radiâncias para as condições de céu claro e encoberto, compreendendo o período de 1999 a 2012. A missão dos satélites da série GOES é operada pela NESDIS (*United States National Environmental Satellites, Data and Information Service*). Pretende-se, neste tópico, descrever brevemente as principais características dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12.

Os satélites GOES-8, Figura 5.1, GOES-10, Figura 5.2, e GOES-12, Figura 5.3, foram desenvolvidos para operar em órbitas geoestacionárias, a uma altitude de 35.790 km, com velocidade de deslocamento em concordância com a velocidade angular de rotação da Terra. Os satélites levam a bordo inúmeros instrumentos, dentre os quais os utilizados em Meteorologia. O sensor imageador dos satélites opera em cinco canais espectrais, conforme detalhado na Tabela 5.1.

O satélite GOES-8 foi lançado em 1994 e esteve posicionado na longitude de 75° oeste e latitude de 0° até o término de sua operação, ocorrido no ano de 2004. O satélite possuía uma massa de 2105 kg e uma vida operacional esperada de três a cinco anos na época de seu lançamento, mantendo-se em operação, no entanto, por um período de dez anos.

O lançamento do satélite GOES-10 ocorreu no ano de 1997, sendo posicionado, inicialmente, na longitude de 105° oeste para um período de testes em órbita. Em Agosto de 1998, foi reposicionado na longitude de 135° oeste, onde permaneceu

operacional até 27 de Junho de 2006 como satélite GOES-Oeste, sendo movido então para a longitude de 60° oeste para fornecer dados à América do Sul e dar suporte ao monitoramento de furacões na América do Norte, tendo sido desativado em 2009. Assim como o satélite GOES-8, o GOES-10 possuía uma massa de 2105 kg, e uma vida operacional planejada de cinco anos, que foi prolongada para doze anos.

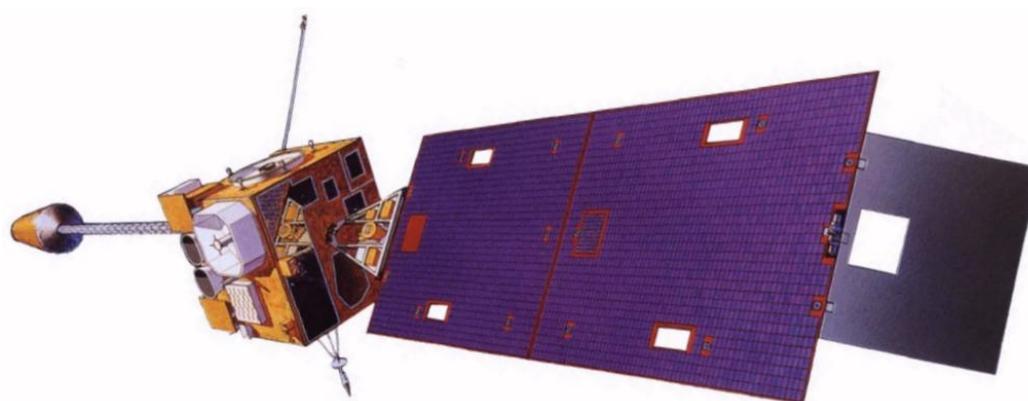


Figura 5.1 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-8.

Fonte: <http://rammb.cira.colostate.edu/dev/hillger/GOES-8-12_image.jpg>.



Figura 5.2 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-10 antes de seu lançamento.

Fonte: <http://en.wikipedia.org/wiki/File:GOES-K_prelaunch.jpg>.



Figura 5.3 – Imagem ilustrativa do satélite GOES-12 antes de seu lançamento.

Fonte: < http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:GOES-M_processing.jpg>.

O satélite GOES-12 foi lançado no ano de 2001, servindo como satélite operacional GOES-Leste de Abril de 2003 até Abril de 2010 (posicionado na longitude de 75° W), sendo então deslocado para a longitude de 60° W com o objetivo de fornecer imagens adicionais para a América do Sul.

Tabela 5.1 – Canais espectrais do radiômetro imageador dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral
GOES I-M (<i>Imager Radiometer</i>)	Visível	0,52 – 0,71 μm
	IV médio	3,73 – 4,07 μm
	IV médio	5,80 – 7,30 μm
	IV distante	10,20 – 11,20 μm
	IV distante	13,00 – 13,70 μm

Fonte: Adaptado de < http://www.osd.noaa.gov/GOES/GOES-NOP_Brochure.pdf>.

Os sensores imageadores dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 (*Imager Radiometer* e *Vertical Sounder*), operando nas cinco bandas espectrais citadas na Tabela 5.1, fornecem informações sobre a radiação proveniente do Sol refletida pela superfície e pelos constituintes atmosféricos.

No desenvolvimento deste estudo, foram utilizadas somente imagens dos canais visível (canal 1) e infravermelho (canal 4) dos satélites, exemplificadas através das Figuras 5.4 e 5.5, respectivamente. As áreas escuras no canto esquerdo inferior e nas bordas superior e direita superior presentes na imagem do canal visível da Figura 5.4 representam regiões sem iluminação solar.

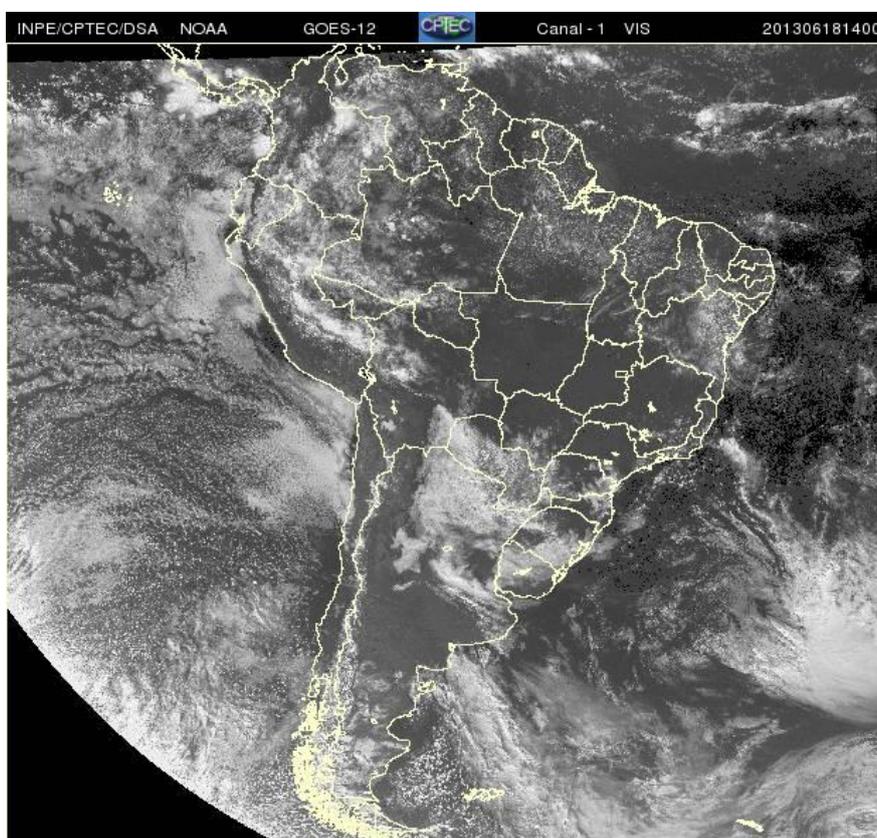


Figura 5.4 – Imagem do canal visível (canal 1) do satélite GOES-12 sobre a América do Sul para o dia 18 de Junho de 2013, às 14:00 GMT.

Fonte: < <http://satellite.cptec.inpe.br/> >.

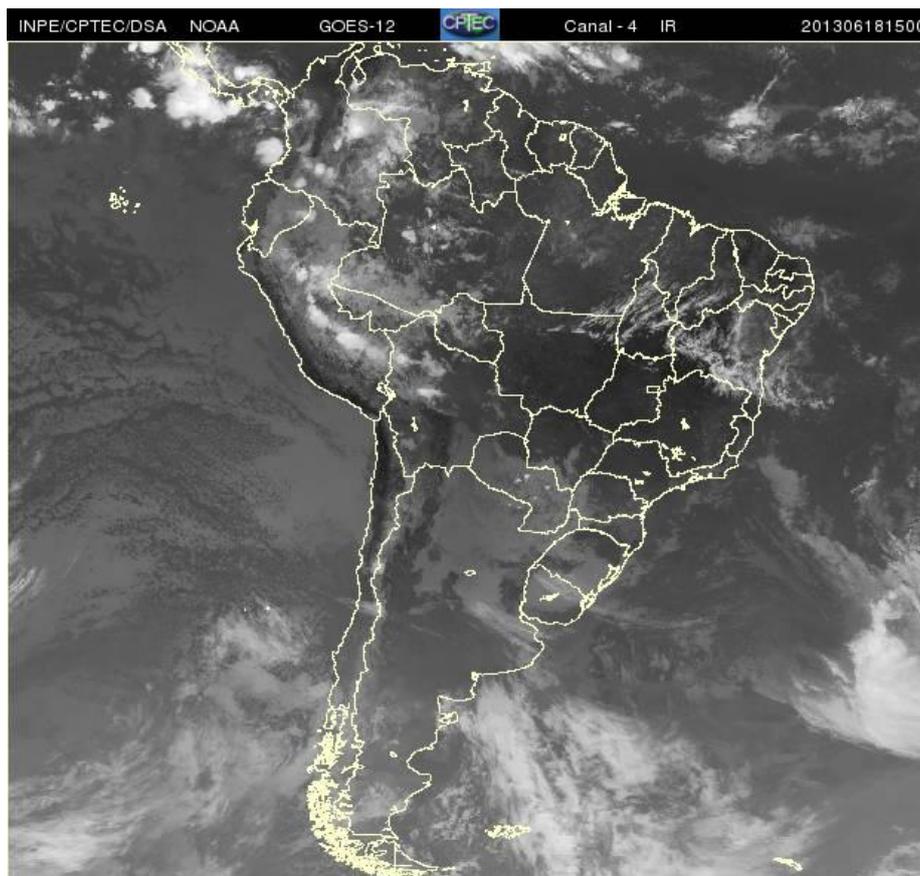


Figura 5.5 – Imagem do canal infravermelho (canal 4) do satélite GOES-12 sobre a América do Sul para o dia 18 de Junho de 2013, às 15:00 GMT.

Fonte: < <http://satelite.cptec.inpe.br/> >.

As imagens dos canais visível e infravermelho dos satélites da série GOES utilizadas neste estudo são recebidas contemplando todo o globo terrestre, sendo então reamostradas de forma a cobrir apenas a América do Sul. Neste processo, foram geradas imagens com duas resoluções diferentes em razão das limitações técnicas da época: de 629 píxeis de latitude por 400 píxeis de longitude para as imagens correspondentes ao satélite GOES-8 utilizadas até Fevereiro/2003, e de 1180 píxeis de latitude por 1784 píxeis de longitude para as imagens obtidas dos satélites GOES-10 e GOES-12 utilizadas a partir de Maio/2003.

Embora as imagens de satélite não sejam imunes a falhas, conforme se pode visualizar na Figura 5.6, não se empregou neste estudo nenhuma técnica de compensação dos píxeis defeituosos para a determinação das radiâncias de céu claro e encoberto, como,

por exemplo, atribuir-lhes os valores das médias de seus píxeis vizinhos, ao contrário, estes apenas foram eliminados do estudo, atribuindo-se a eles um código de erro. Esta escolha está associada à própria técnica de estimativa das referidas radiâncias, visto que a mesma analisa grupos de píxeis, e não píxeis individuais das imagens.

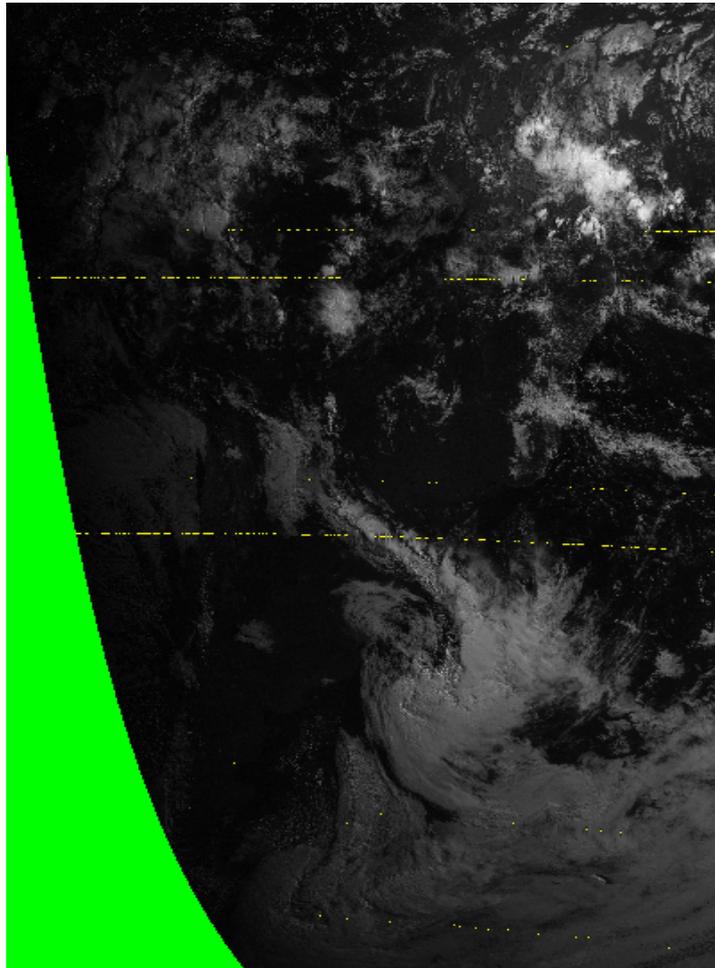


Figura 5.6 – Exemplo de defeito (linhas amarelas) encontrado em imagem do canal visível do satélite GOES-8 sobre a América do Sul para o dia 17 de Abril de 2002, às 11:45 GMT. A área verde representa uma região desprovida de iluminação solar.

5.3 Descrição dos Dados de Radiação Solar

Além de informações fornecidas por satélites geoestacionários, este estudo utiliza dados de irradiância solar global medidos em superfície com dois enfoques: verificar a coerência das tendências do coeficiente de cobertura de nuvens através de sua

comparação com as tendências da integral diária da irradiância solar observadas em algumas estações solarimétricas em superfície, e para garantir a validade das metodologias de determinação das radiâncias de céu claro e encoberto através da comparação das estimativas do coeficiente de cobertura de nuvens com a razão entre a irradiância solar global medida em superfície e a irradiância solar incidente no topo da atmosfera.

Os dados de irradiância solar global são coletados por Piranômetros CM21 da Kipp & Zonen (Figura 5.7), pertencentes à rede SONDA (Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais), que efetuam medidas na faixa espectral de 300 nm a 2800 nm. A rede SONDA é um projeto coordenado e executado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, através do Centro de Ciências do Sistema Terrestre, e financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos) e pela Petrobras, que visa implantar uma rede de infraestrutura física e de recursos humanos destinada a levantar e melhorar a base de dados dos recursos de energia solar e eólica no Brasil.



Figura 5.7 – Piranômetro CM21 (Kipp & Zonen) instalado nas estações da rede SONDA e sua faixa espectral de operação para medidas de irradiância solar global.

Fonte: < <http://www.kippzonen.com> >.

A rede SONDA possui estações de coleta de dados solarimétricos, eólicos e meteorológicos em diversos sítios do país, cuja localização pode ser visualizada na Figura 5.8. As estações solarimétricas possuem sensores para medida de radiação solar global, radiação solar difusa, radiação solar direta, radiação PAR (radiação

fotossinteticamente ativa), iluminância e radiação de onda longa descendente. As estações eólicas possuem sensores para medida de velocidade e direção do vento em diferentes alturas. As estações de referência, sinalizadas na Figura 5.8 com pentágonos verdes, são as estações mais completas, compostas pelos sensores solarimétricos e torres anemométricas, além de imageador de nuvens e fotômetro para medida de aerossóis. Além disso, tanto as estações solarimétricas quanto as eólicas possuem sensores para medidas de variáveis meteorológicas básicas (temperatura, umidade e pressão atmosférica).

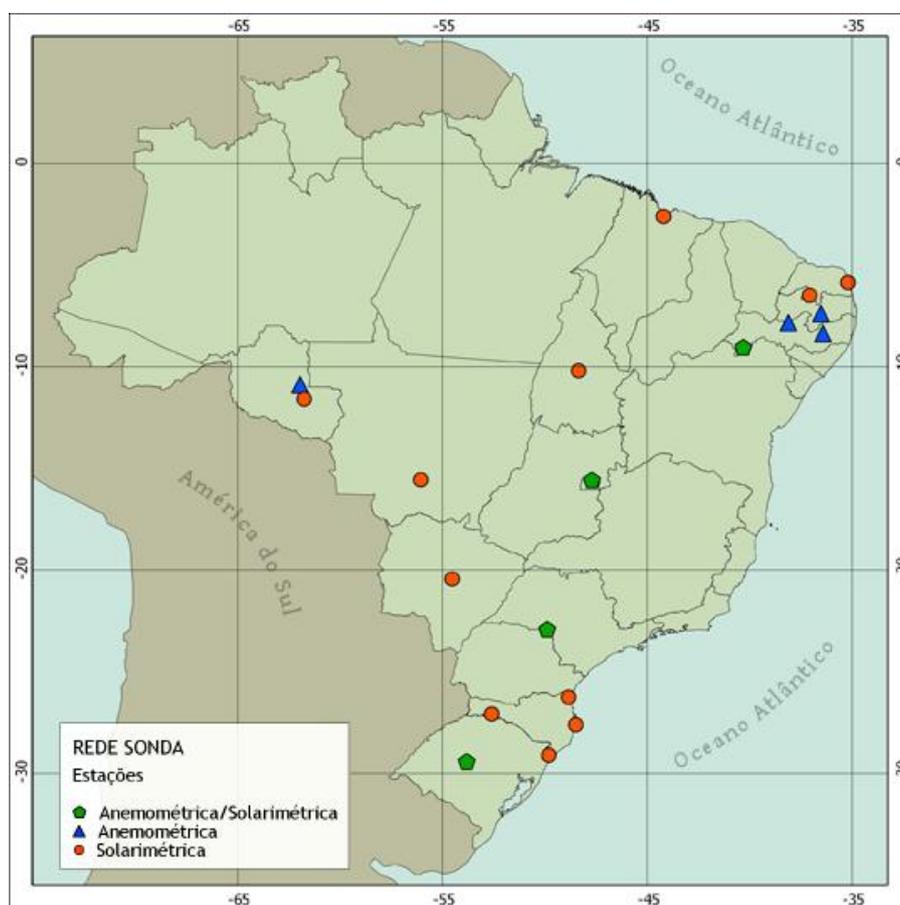


Figura 5.8 – Localização das estações da rede SONDA instaladas no Brasil, sinalizadas de acordo com o conjunto de equipamentos que possuem como solarimétricas, anemométricas ou anemométricas/solarimétricas.

Fonte: < <http://sonda.ccst.inpe.br/>>.

Os dados da rede SONDA, antes de sua disponibilização ao público em geral, passam por um processo de validação que tem por objetivo identificar e sinalizar medidas suspeitas, que podem ser causadas por uma série de fatores, como erros no funcionamento dos equipamentos, interferências humanas ou de animais, ou mesmo fenômenos naturais como relâmpagos, por exemplo. O processo de validação dos dados baseia-se na estratégia de controle de qualidade adotada pela BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*), no caso das medidas de radiação solar, e Webmet.com para as medidas meteorológicas e eólicas (SONDA, 2013).

O processo de validação dos dados é composto por quatro etapas sequenciais, cada qual correspondendo à aplicação de um algoritmo que sinaliza os dados de acordo com os critérios apresentados na Tabela 5.2. É importante mencionar, no entanto, que o processo de validação apenas sinaliza os dados suspeitos de incorreção, não os corrigindo ou eliminando da base de dados, ficando a critério do pesquisador utilizá-los ou não (SONDA, 2013).

Tabela 5.2 – Descrição das quatro etapas sequenciais correspondentes ao processo de qualificação dos dados da rede SONDA.

<i>Etapas</i>	<i>Variáveis Anemométricas</i>	<i>Variáveis Meteorológicas</i>	<i>Variáveis Radiométricas</i>
1	Dado suspeito se fisicamente impossível.		
2	Dado suspeito se o evento é extremamente raro.		
3	Dado suspeito quando apresenta uma evolução temporal não condizente com o esperado para a variável.		Dado suspeito caso inconsistente com medidas apresentadas por outras variáveis da mesma estação.
4	Dado suspeito caso inconsistente com medidas apresentadas por outras variáveis da mesma estação.	Dado suspeito caso a medida esteja inconsistente quando comparada com estimativas de modelos computacionais. <i>(ainda não aplicado)</i>	

Fonte: Adaptado de < <http://sonda.cest.inpe.br/infos/validacao.html#critérios>>.

Para cada dado, associa-se um código qualificador de quatro dígitos, cada qual correspondente a uma etapa do processo. O significado de cada dígito do código é

apresentado na Tabela 5.3, e um exemplo para três situações diferentes é apresentado na Figura 5.9. Para que uma etapa seja executada, é necessário que a medida não seja classificada como suspeita na etapa anterior.

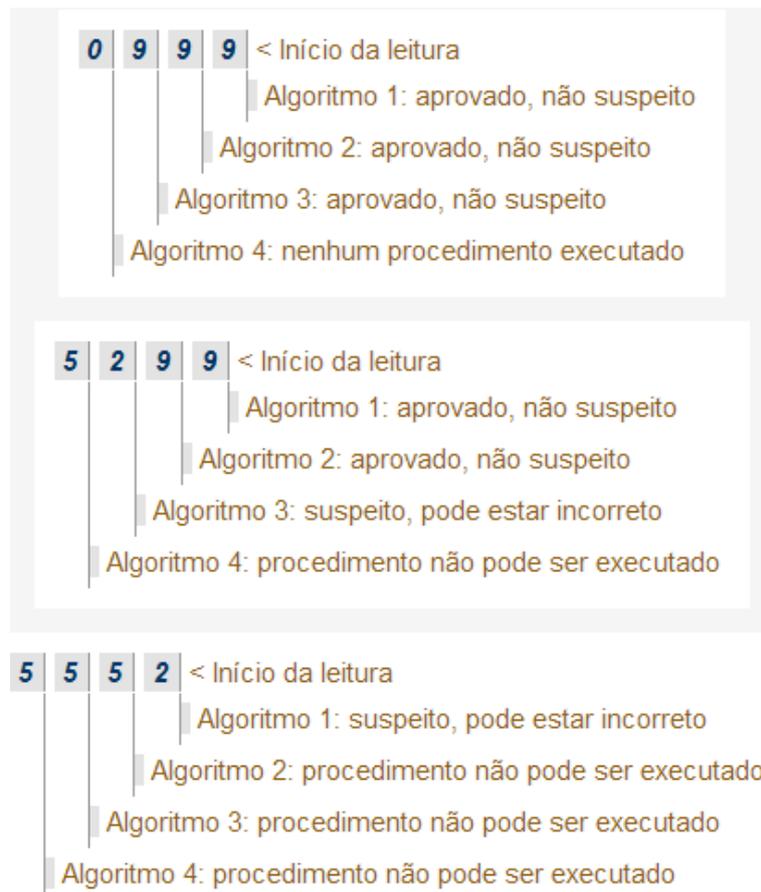


Figura 5.9 – Exemplo de saída do processo de validação para três situações diferentes.

Fonte: < <http://sonda.ccst.inpe.br/>>.

Tabela 5.3 – Significado dos códigos atribuídos a cada etapa do processo de validação dos dados da rede SONDA.

Código	Significado
0	Nenhum procedimento foi executado.
2	Dado suspeito de ser incorreto.
5	Procedimento não executado por dado ser suspeito em etapa anterior.
8	Dado de boa qualidade ou não suspeito.

Fonte: Adaptado de < <http://sonda.ccst.inpe.br/infos/validacao.html#criterios>>.

5.4 Determinação da Radiância de Céu Claro

A metodologia atualmente empregada para estimar a radiância de céu claro a partir das imagens do satélite GOES consiste em determinar, pixel a pixel, o menor valor da radiância visível medida pelo satélite para cada horário durante o período de um mês. No entanto, este método apresenta algumas falhas, em especial para a Região Norte do país, que muitas vezes não apresenta um valor razoável para ser atribuído à radiância de céu claro de um determinado pixel, já que é possível que o mesmo tenha permanecido encoberto por nuvens num horário específico durante todos os dias do período de um mês. Neste caso, a metodologia atual estaria atribuindo à radiância de céu claro um valor que não corresponderia a um período desprovido de nebulosidade.

Por esse motivo, procurou-se desenvolver uma nova técnica de estimativa da radiância de céu claro com o intuito de minimizar tais falhas. Embora o próprio método seja um dos resultados deste estudo, assim como o método de estimativa da radiância de céu encoberto (descrito no tópico seguinte), optou-se por apresentar as técnicas desenvolvidas no capítulo de metodologia, e apresentar no capítulo de resultados somente as análises das estimativas geradas por estas técnicas.

A técnica proposta neste estudo não analisa as imagens de satélite pixel a pixel, porém considera um grupo de píxeis tomados de uma pequena área da imagem. Embora não seja possível estabelecer áreas exatamente iguais para as duas diferentes resoluções espaciais das imagens de satélite, procurou-se escolher um número de píxeis para formar as áreas de tal forma a reduzir essa diferença. Com isso, cada área das imagens do satélite GOES-8 é formada por um grupo de três por três píxeis, enquanto as áreas das imagens dos satélites GOES-10 e GOES-12 são formadas por grupos de sete píxeis de latitude por quinze píxeis de longitude.

Outro diferencial em relação à metodologia atualmente empregada é a utilização de períodos de três meses consecutivos, ao invés de apenas um mês, para determinação da radiância de céu claro. Esta escolha visa diminuir a chance de existirem períodos de nebulosidade persistente para um determinado horário das imagens de satélite. Supõe-se, com isso, que não ocorram modificações significativas na cobertura do solo em uma

mesma área durante o trimestre considerado. Os trimestres são determinados da seguinte forma: Janeiro, Fevereiro e Março correspondem ao primeiro trimestre; Abril, Maio e Junho correspondem ao segundo trimestre, e assim sucessivamente.

Atribui-se à radiância de céu claro o valor mais frequente da radiância visível medida pelo satélite para cada área das imagens, considerando todas as imagens de um mesmo horário do correspondente período de três meses, conforme ilustrado na Figura 5.10.

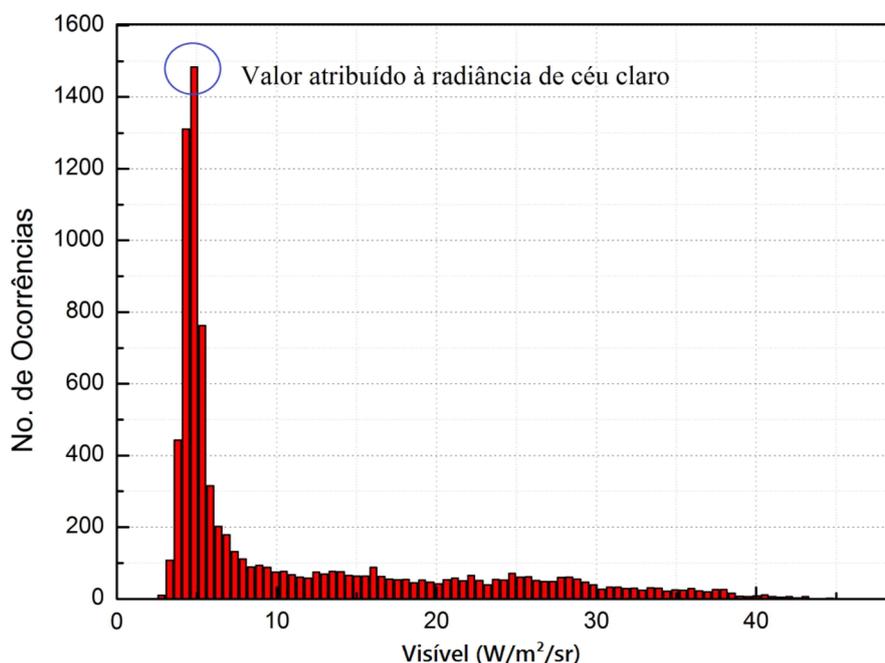


Figura 5.10 – Gráfico relacionando o número de ocorrências de cada classe da radiância visível medida pelo satélite no primeiro trimestre de 2008, 1230 GMT, sobre a área centrada nas coordenadas geográficas da estação SONDA de São Martinho da Serra. A classe destacada em azul representa o valor atribuído à radiância de céu claro observada pelo satélite.

Este método supõe, portanto, que em cada área considerada, durante o período de um trimestre, ocorram com mais frequência condições de céu claro do que encoberto. Em geral, essa hipótese é válida para a maior parte dos casos, com exceção de algumas áreas nas regiões Norte e Nordeste do país. Um exemplo pode ser verificado na Figura 5.11, em que as áreas avermelhadas sobre o Norte do Brasil apresentam valores muito

superiores às suas áreas circundantes, sendo, portanto, necessária a aplicação de uma técnica de homogeneização de seus valores.

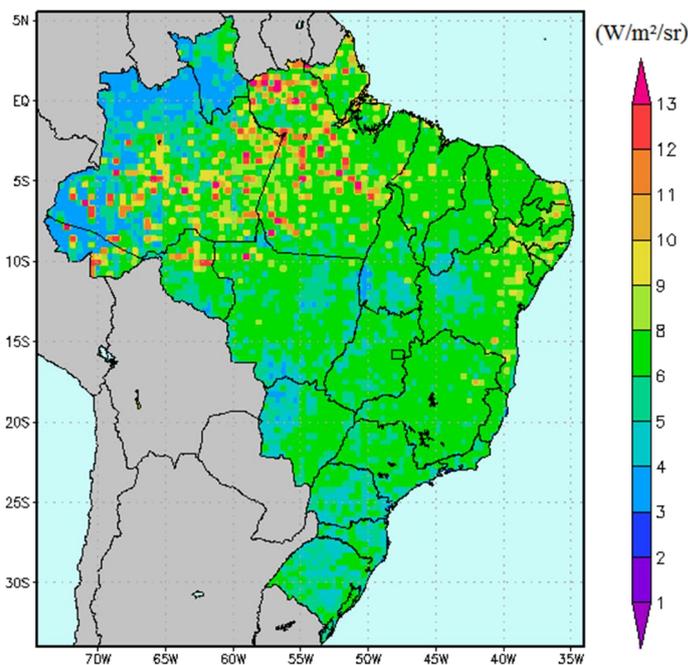


Figura 5.11 – Radiância de céu claro determinada pelo valor mais frequente observado pelo canal visível do satélite GOES-8 para primeiro trimestre do ano de 2002, utilizando o horário das 1445 GMT. As áreas avermelhadas sobre o Brasil representam regiões com altos valores da radiância de céu claro, que devem ser minimizados através da aplicação de uma técnica de homogeneização.

A homogeneização foi realizada partindo da comparação, para cada área, entre o menor valor e o valor mais frequente da radiância visível observada pelo satélite. O menor valor de cada área, apresentado na Figura 5.12, é o menor valor de radiância observado pelo satélite, para o grupo de píxeis, e não píxeis individuais, e períodos de três meses.

Ao comparar a diferença entre o valor mais frequente e o menor valor da radiância visível para um grupo de imagens de diferentes horários (Figura 5.13), identificam-se as áreas que demandam correção para valores da diferença acima de um limiar ($5 \text{ W/m}^2/\text{sr}$), que foi determinado a partir da análise visual de todas as imagens dos valores da radiância de céu claro geradas para o período de 1999 a 2003. Para esses píxeis,

atribui-se à radiância de céu claro o valor resultante da soma entre o menor valor da radiância visível e o limiar citado. A Figura 5.14 apresenta o resultado da técnica de homogeneização aplicada.

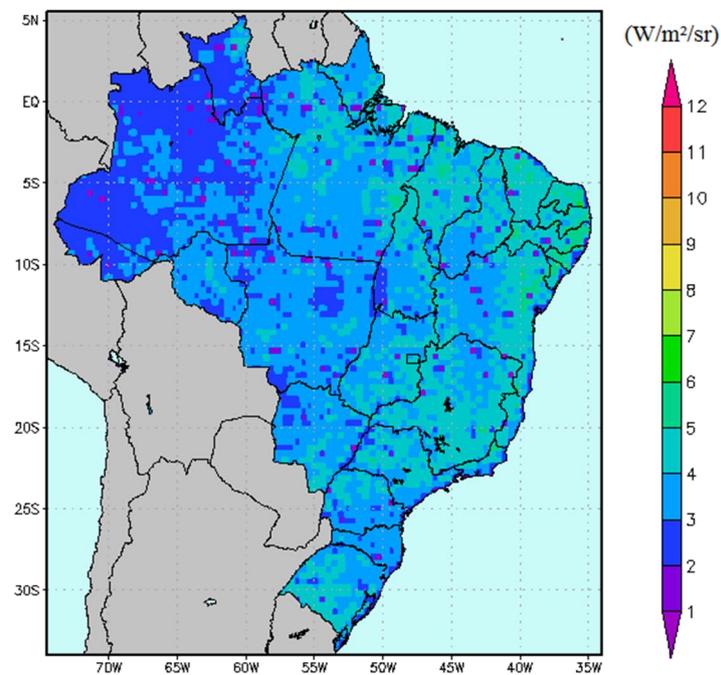


Figura 5.12 – Menor valor de radiância visível de cada grupo de pixels, correspondente ao primeiro trimestre do ano de 2002, para o horário das 1445 GMT.

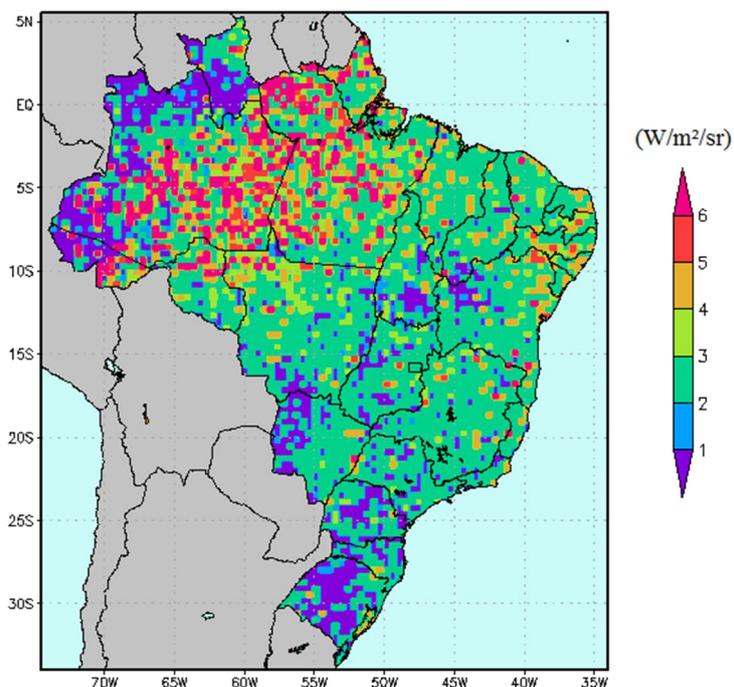


Figura 5.13 – Diferença entre o valor mais frequente e o menor valor de radiância visível para o primeiro trimestre do ano de 2002, para o horário das 1445 GMT.

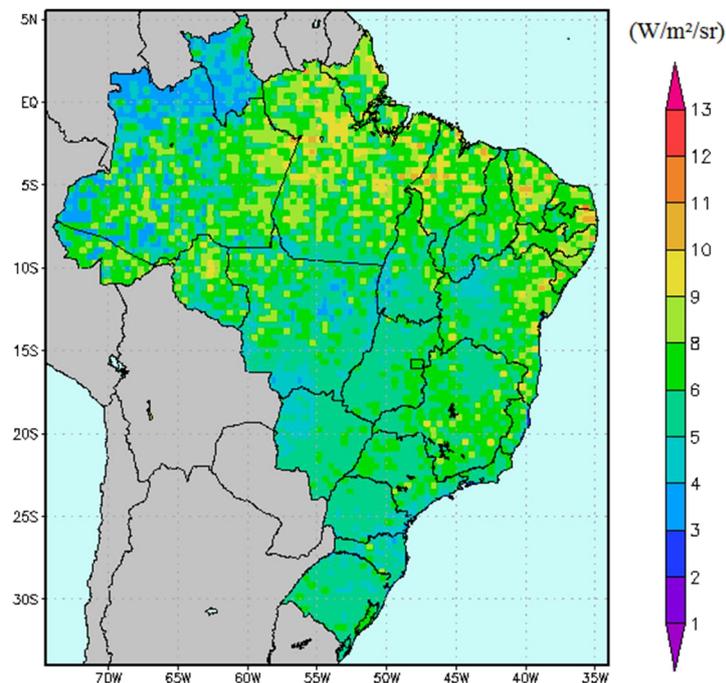


Figura 5.14 – Radiância de céu claro resultante após a aplicação da técnica de homogeneização para o primeiro trimestre do ano de 2002, e horário das 1445 GMT.

5.5 Determinação da Radiância de Céu Encoberto

A metodologia empregada para determinação da radiância de céu encoberto atualmente em uso consiste em verificar, pixel a pixel, o maior valor da radiância visível medido pelo satélite durante o período de um mês, para cada horário das imagens disponíveis. Esta técnica, no entanto, torna-se falha caso não ocorra a condição de céu completamente encoberto sobre um pixel em algum mês considerado, como pode acontecer, por exemplo, sobre algumas regiões áridas do Nordeste do país. Neste caso, seria atribuído à radiância de céu encoberto um valor inferior ao esperado, cujo efeito sobre a estimativa do coeficiente de cobertura de nuvens faria com que o modelo identificasse erroneamente alguns píxeis como encobertos, superestimando as estimativas do coeficiente de cobertura efetiva de nuvens.

Para contornar essa deficiência na estimativa da radiância de céu encoberto, buscou-se uma forma de estimá-la tomando como referência a hipótese inicial de que, dada uma

geometria Sol-píxel-satélite fixa, a radiância de céu encoberto deve ser a mesma independente da região do país em que se encontra o píxel. Partindo desta hipótese, inúmeros testes foram realizados com o intuito de encontrar um comportamento característico de uma função capaz de relacionar o valor esperado da radiância de céu encoberto com a geometria Sol-píxel-satélite. No entanto, chegou-se à conclusão de que o uso de somente a geometria é insuficiente para garantir tal comportamento, devendo-se incluir informações sobre o nível de complexidade do topo da nuvem.

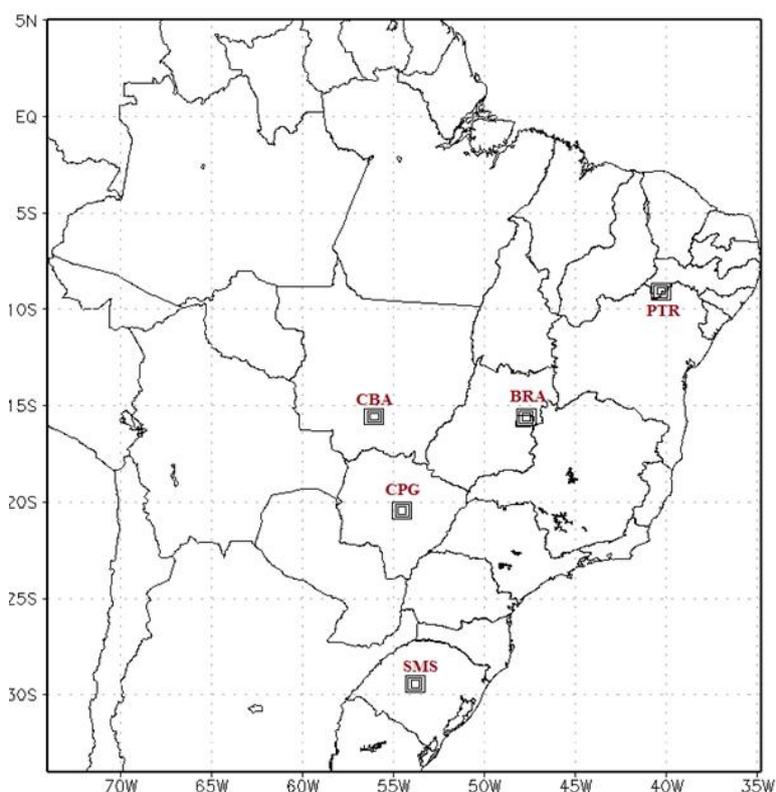


Figura 5.15 – Regiões centradas nas coordenadas geográficas das estações da rede SONDA de São Martinho da Serra (SMS), Campo Grande (CPG), Cuiabá (CBA), Brasília (BRA) e Petrolina (PTR) selecionadas para os testes de desenvolvimento de um método de estimativa da radiância de céu encoberto. Na imagem, existem três quadriláteros sobre cada estação selecionada, indicando áreas de 3x3, 5x5 e 7x7 píxeis (píxeis com tamanho dos do satélite GOES-8) centradas nas coordenadas geográficas da estação.

Para a realização dos referidos testes, cinco regiões do território brasileiro foram previamente selecionadas, indicadas na Figura 5.15, por possuírem estações de coleta de dados da rede SONDA. Os testes foram realizados com todas as imagens dos satélites disponíveis entre os anos de 2005 a 2008, para regiões correspondentes ao equivalente para os satélites GOES-10 e GOES-12 de uma região de três píxeis de latitude por três píxeis de longitude de uma imagem do satélite GOES-8.

Por fim, variando a geometria Sol-píxel-satélite em intervalos regulares de cinco graus, ou seja, variando os ângulos zenitais do Sol e do satélite a cada cinco graus, encontrou-se uma correlação entre o maior valor da radiância visível, com infravermelho indicando temperatura de brilho superior a 280 K, e o desvio padrão das medidas de radiância visível efetuadas pelo satélite em um grupo de píxeis centrado nas coordenadas de interesse. As informações sobre o nível de complexidade do topo das nuvens são obtidas através do desvio padrão citado. Desta forma, quanto maior o desvio padrão da radiância visível do grupo de píxeis considerado, maior será a complexidade do topo da nuvem.

A Figura 5.16 exemplifica a correlação entre o maior valor de visível com infravermelho acima de 280 K e o desvio padrão da radiância visível nos grupos de píxeis centrados nas coordenadas das cinco estações SONDA indicadas na Figura 5.15, para a geometria seguinte: ângulo zenital do Sol entre 5° e 10°, e ângulo zenital do satélite entre 40° e 45°.

Embora se apresente aqui somente o gráfico correspondente a uma das geometrias, todas as geometrias até o ângulo zenital máximo de interesse de 80° apresentaram comportamento semelhante.

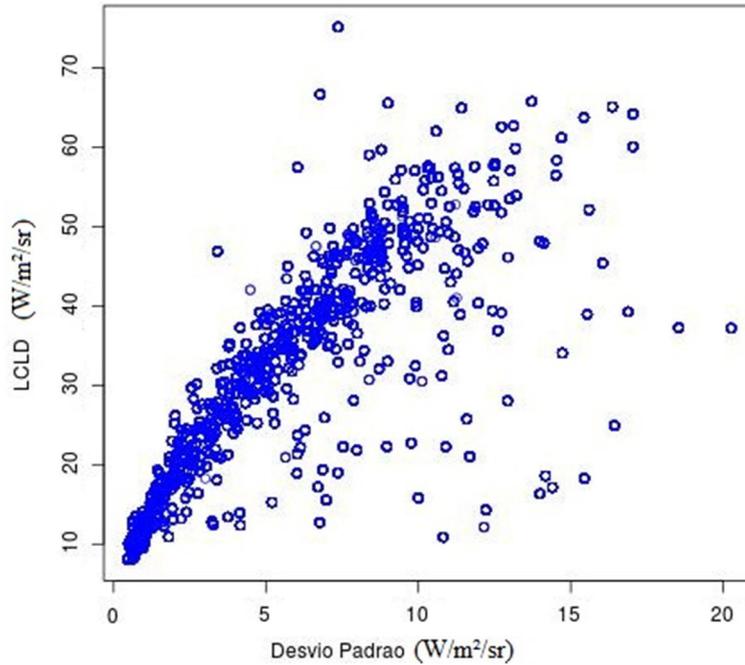


Figura 5.16 – Relação entre o desvio padrão da radiância visível dos grupos de píxeis centrados nas coordenadas das cinco estações SONDA utilizadas e o maior valor da radiância visível no grupo de píxeis com infravermelho superior a 280 K. O gráfico corresponde à geometria: ângulo zenital do Sol entre 5° e 10°, e ângulo zenital do satélite entre 40° e 45°.

Juntando uma amostra dos dados de todas as geometrias e estações, ajustou-se, através do método dos mínimos quadrados, a função dada pela Equação 5.1 aos dados, permitindo assim a estimativa da radiância de céu encoberto (L_{cld}) a partir de informações sobre a geometria Sol-píxel-satélite (ângulo zenital do Sol, representado por θ_{Sol} , e ângulo zenital do satélite, representado por θ_{sat}) e da complexidade do topo da nuvem (desvio padrão da radiância visível, representado por σ_{vis}). Os valores dos coeficientes ajustados são apresentados na Tabela 5.4.

$$L_{cld} = A \cos(\theta_{Sol}) + B \cos(\theta_{sat}) + C \sigma_{vis} + D \sigma_{vis}^2 \quad (5.1)$$

Tabela 5.4 – Coeficientes do ajuste da Equação (5.1) à amostra de dados contemplando todas as geometrias das cinco estações SONDA selecionadas para o estudo.

<i>Coeficiente</i>	<i>Termo associado</i>	<i>Valor</i>	<i>Erro padrão</i> [$\times 10^{-2}$]
<i>A</i>	$\cos(\theta_{sol})$	12,86709	64,707
<i>B</i>	$\cos(\theta_{sat})$	-6,93778	59,685
<i>C</i>	σ_{vis}	$6,651 \times 10^{-2}$	0,139
<i>D</i>	σ_{vis}^2	-2×10^{-5}	0,0001

A qualidade do ajuste, por sua vez, foi avaliada através do cálculo dos coeficientes de correlação (R) e determinação (R^2) entre as estimativas da Equação 5.1 e os valores esperados.

O coeficiente de correlação (R), Equação 5.2, fornece uma medida da associação linear entre estimativas e observações, sendo adimensional e variando de -1 a 1, em que o valor 1 indica uma estimativa perfeita.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} \quad (5.2)$$

O coeficiente de determinação (R^2), Equação 5.3, é uma medida da proporção da variabilidade de uma variável que é explicada pela variabilidade de outra. Trata-se de um valor adimensional, variando de 0 a 1, em que 1 representa uma correlação perfeita entre as variáveis.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (5.3)$$

Com todos os dados utilizados no ajuste, os parâmetros de avaliação da confiabilidade das estimativas obtidas pela Equação 5.1 foram os seguintes: coeficiente de correlação de 0,955 e coeficiente de determinação de 0,912, que demonstram um bom ajuste da equação aos dados.

Os valores resultantes da Equação 5.1, no entanto, exigem a aplicação de uma correção quando o desvio padrão da radiancia visível na área considerada é baixo, visto que

valores baixos do desvio padrão podem não corresponder a uma área encoberta, ou seja, caso o valor do desvio padrão seja inferior a um dado limiar, substitui-se este valor pelo limiar citado. No entanto, a escolha deste limiar é difícil de ser realizada. Para este estudo, optou-se por estabelecer um valor mínimo aceitável para o desvio padrão de 5 $W/m^2/sr$, de tal forma a garantir valores da radiância de céu encoberto superiores a, no mínimo, metade dos maiores valores de cada geometria utilizados no ajuste da função. Desta forma, corrige-se o problema de determinação da radiância de céu encoberto sobre as regiões áridas do país enfrentado pela atual metodologia empregada no modelo BRASIL-SR.

A radiância de céu encoberto determinada por esta nova metodologia desenvolvida, para o mês de Janeiro do ano de 2002, às 1445 GMT, é exemplificada através da Figura 5.17.

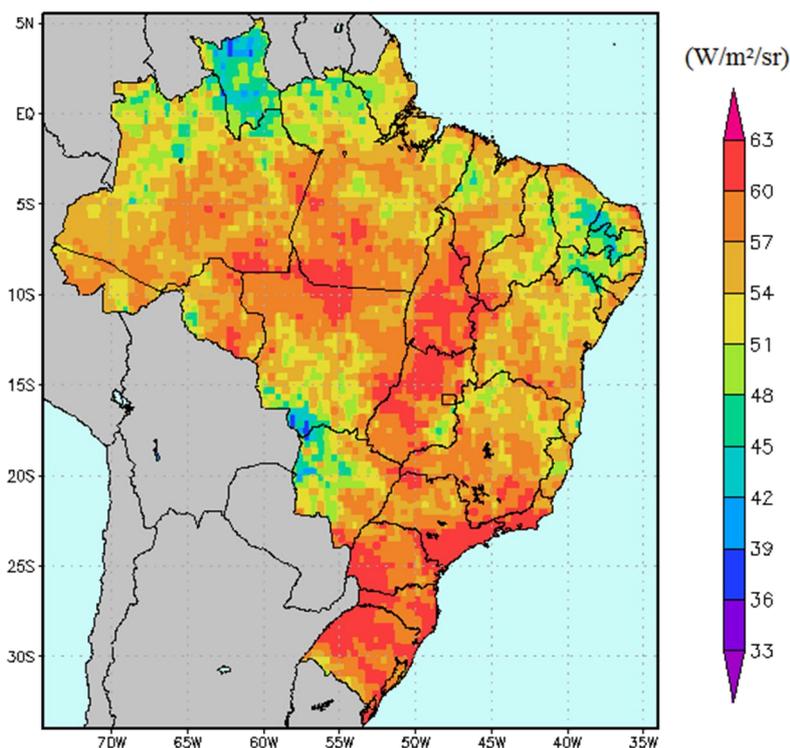


Figura 5.17 – Radiância de céu encoberto para o mês de Janeiro de 2002, às 1445 GMT.

5.6 Análise de Tendências - Teste de Mann-Kendall

A tendência de uma série temporal é definida como uma mudança sistemática e contínua em qualquer parâmetro de uma amostra, com exceção das mudanças periódicas

e quase-periódicas (YEVJEVICH, 1972; citado por BACK, 2001, p. 718). Avalia-se a presença de tendências em séries temporais a partir da aplicação de testes estatísticos, cujo propósito é verificar se, em geral, a variável aleatória aumenta ou diminui ao longo do tempo. Os testes estatísticos aplicados podem ser paramétricos ou não-paramétricos, sendo a diferença entre eles a exigência de que, para o primeiro, deva-se admitir que a variável aleatória siga a distribuição normal e seja homocedástica, ou seja, possua variância homogênea (ÖNÖZ, 2003, p. 248).

Em inferência estatística, define-se por hipótese uma previsão acerca de uma população ou entre uma ou mais populações, que é avaliada com o emprego de dados amostrais através de procedimentos conhecidos como testes de hipótese. A hipótese sob investigação neste estudo é a existência ou não de tendência na série temporal do coeficiente de cobertura de nuvens. Para tanto, definem-se duas hipóteses estatísticas: a hipótese nula, representada pela notação H_0 , e a hipótese alternativa, representada pela notação H_1 . A hipótese nula refere-se à inexistência de tendência, e a hipótese alternativa o seu contrário (SHESKIN, 2000, p. 55).

Definidas as hipóteses de estudo, o teste estatístico é interpretado comparando-se seu valor com tabelas específicas associadas à distribuição esperada do teste. Estas tabelas contêm valores extremos do teste estatístico, conhecidos como valores críticos, que são altamente improváveis de se obter caso a hipótese nula seja verdadeira, a um nível de significância escolhido. Por convenção científica, costuma-se utilizar níveis de significância inferiores a 5 % em testes de hipótese (SHESKIN, 2000, p. 57; WILKS, 2006, p. 133).

Os testes estatísticos estão sujeitos a dois tipos de erros: a rejeição da hipótese nula quando esta é verdadeira (erro do tipo I) e a não rejeição da hipótese nula quando esta é falsa (erro do tipo II). O poder de um teste é definido como a diferença entre a unidade e a probabilidade do erro do tipo II, de tal forma que um teste confiável rejeitaria a hipótese falsa com alta probabilidade (ÖNÖZ, 2003, p. 248).

A análise das tendências do coeficiente de cobertura de nuvens, neste trabalho, foi realizada com o emprego do teste não-paramétrico de Mann-Kendall, que, segundo

Goossens e Berger (1986), é o método mais indicado para analisar mudanças climáticas em séries climatológicas (PES, 2011, p. 34).

O teste de Mann-Kendall, proposto inicialmente por Sneyers (1975), considera que a sucessão de valores ocorre de forma independente na hipótese de estabilidade de uma série temporal, mantendo sempre a mesma distribuição de probabilidade (BACK, 2001, p. 3). Longobardi (2001) descreve o método considerando uma série temporal X_i de N termos ($1 \leq i \leq N$), definindo-se a estatística S (Equação 5.4), que, sob a hipótese das variáveis serem aleatória e independentemente distribuídas, com $N \geq 8$, segue aproximadamente a distribuição normal, com média zero e variância determinada pela Equação 5.5.

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i}^N \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (5.4)$$

$$\sigma^2 = \frac{N(N-1)(2N+5)}{18} \quad (5.5)$$

A estatística Z padronizada, Equação (5.6), segue então uma distribuição normal. A hipótese de que não exista tendência (hipótese nula) deve ser rejeitada quando o valor de Z é maior, em valor absoluto, do que um valor crítico Z_α , a um nível de significância α escolhido.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (5.6)$$

O teste não-paramétrico de Mann-Kendall, no entanto, não fornece uma medida da inclinação da tendência em uma série temporal. Para tanto, foi empregado neste estudo o estimador de tendência de Theil-Sen, que é uma melhor alternativa ao uso de uma regressão linear para este fim, conforme se pode visualizar na Figura 5.18, já que a regressão linear sofre influência significativa de pontos afastados da tendência principal.

O estimador de tendência de Theil-Sen, Equação 5.7, inicialmente definido por Theil (1950) e posteriormente expandido por Sen (1968), seleciona, entre todas as linhas de inclinação formadas por cada par de pontos da amostra, aquela correspondente à inclinação mediana.

$$\beta_{TS} = \underset{i < k}{\text{mediana}} \left(\frac{x_k - x_i}{k - i} \right) \quad (5.7)$$

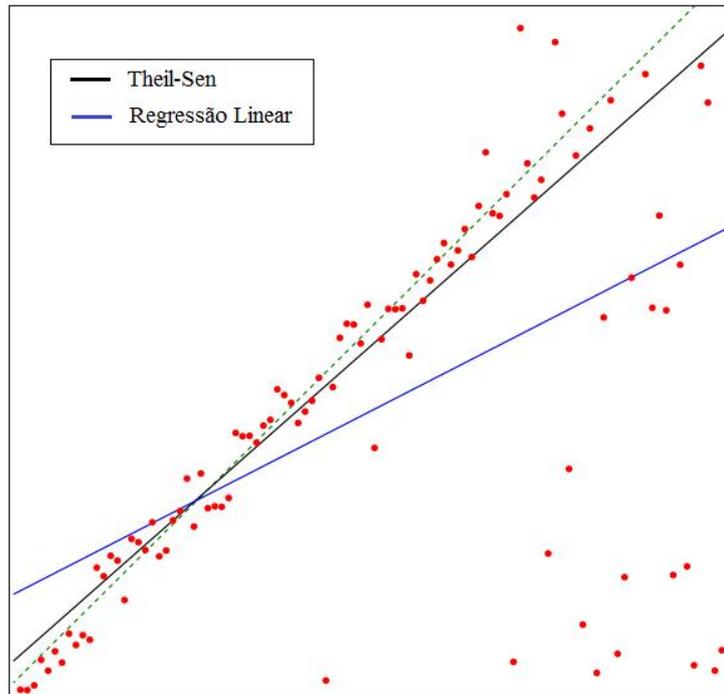


Figura 5.18 – Exemplo de avaliação da inclinação da tendência em uma série hipotética de dados mostrando o melhor comportamento do estimador de Theil-Sen (linha preta) em comparação com uma regressão linear (linha azul). A linha verde tracejada indica a tendência original utilizada na geração da série de dados.

Fonte: Adaptado de <http://en.wikipedia.org/wiki/File:Thiel-Sen_estimator.svg>.

5.7 Análise de Componentes Principais

A análise de componentes principais (PCA) é uma das técnicas de análise estatística multivariada mais utilizadas e melhor entendida, devido a se tratar de um método não-paramétrico simples de extração de informações relevantes de conjuntos de dados complexos (SHLENS, 2003, p. 1; WILKS, 2009, p. 463).

A técnica permite reduzir um conjunto de dados que contém várias variáveis a um novo conjunto com menor dimensionalidade, revelando, muitas vezes, a dinâmica associada aos mesmos (SHLENS, 2003, p. 1). Esse novo conjunto de variáveis, por sua vez, é resultado de combinações lineares das variáveis originais, escolhidas de tal forma a

maximizar a fração de representação da variabilidade das variáveis originais (WILKS, 2009, p. 463).

Dado um conjunto de variáveis disposto em uma matriz X com m linhas e n colunas, sendo n o número de variáveis presentes no conjunto e m o número de observações destas variáveis, a análise de componentes principais objetiva expressar esse conjunto de dados original em um novo conjunto Y , sendo este uma combinação linear dos dados originais, através de uma transformação linear P , conforme indicado na Equação 5.8.

$$Y = PX \quad (5.8)$$

A Equação 5.8 representa, portanto, uma mudança de base que transforma a matriz X na matriz Y , ou seja, as linhas de P (p_1, \dots, p_m) correspondem aos vetores da base associados à transformação das colunas de X (x_1, \dots, x_n) em Y .

As novas variáveis, ou componentes principais, são definidas pelos autovetores da matriz de covariância de X , Equação 5.9. Desta forma, o i -ésimo componente principal é obtido pela projeção do vetor de dados sobre o i -ésimo autovetor da matriz de covariância. Como resultado, todos os componentes principais são mutuamente não correlacionados (WILKS, 2009, p. 464).

$$S_X \equiv \frac{1}{n-1} XX^T \quad (5.9)$$

A matriz de covariância S_X é uma matriz quadrada simétrica $m \times m$, em que as diagonais da mesma correspondem à variância particular de cada variável, e os termos não diagonais são as covariâncias entre cada par de variáveis.

À fim de reduzir a redundância do novo conjunto de dados Y , deve-se diagonalizar a matriz de covariância S_Y associada aos mesmo, ou seja, deseja-se que as covariâncias entre cada par de variáveis de Y sejam nulas.

A análise de componentes principais assume que todos os vetores da base $\{p_1, \dots, p_m\}$ são ortonormais, e seleciona como p_1 uma direção normalizada no espaço m -dimensional ao longo da qual a variância de X é maximizada. Em sequência, seleciona como p_2 uma nova direção ao longo da qual se maximiza a variância de X , com a

restrição de que esta direção seja perpendicular à primeira, e assim sucessivamente (SHLENS, 2003, p. 6).

Em resumo, a análise de componentes principais visa encontrar uma matriz ortonormal P , em que $Y = PX$, tal que a matriz de covariância $S_Y \equiv \frac{1}{n-1}YY^T$ é diagonalizada (SHLENS, 2003, p. 7).

6 RESULTADOS

6.1 Variabilidade Média Mensal do Coeficiente de Cobertura de Nuvens

Para dar suporte às discussões deste tópico, apresentam-se, no Anexo A, os mapas com os valores médios mensais do coeficiente de cobertura de nuvens determinadas sobre o Brasil no período de 1999 a 2012.

Existem vantagens e desvantagens do uso de médias mensais no estudo da variabilidade de uma variável meteorológica. Apesar de se obter uma sintetização da exposição dos resultados, acaba-se por mascarar fenômenos de baixa escala temporal. Um exemplo da perda de informação decorrente do uso da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens é apresentado na Figura 6.1. Neste exemplo, pode-se visualizar a presença de uma frente fria sobre o Nordeste do país na Figura 6.1 (a) e (b). No entanto, a mesma região possui uma média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens baixa em comparação com suas áreas circundantes, conforme se visualiza na Figura 6.1 (c). Nota-se, portanto, que somente fenômenos meteorológicos persistentes durante um maior número de dias sobre um determinado pixel podem ser encontrados na análise das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens.

Embora fenômenos de menor escala temporal tenham grande relevância em Meteorologia, torna-se inviável sua análise e apresentação devido ao longo período de imagens de satélite utilizadas neste estudo e a grande extensão do território nacional, que contempla grande diversidade de fatores climáticos e antrópicos característicos de cada região do país. Com isso, a suavização gerada pelo uso da média mensal diminui consideravelmente a complexidade do estudo da variabilidade espaço-temporal do coeficiente de cobertura de nuvens.

Torna-se difícil, no entanto, uma comparação das médias mensais da cobertura de nuvens com medidas de outras variáveis observadas em superfície. Conforme discutido no Capítulo 2, medidas de nebulosidade a partir da superfície podem ser obtidas por observação visual, que apresenta grande subjetividade associada à experiência de cada observador, ou por sistemas automáticos que, devido ao seu alto custo, são inviáveis de se empregar em larga escala em estações em superfície.

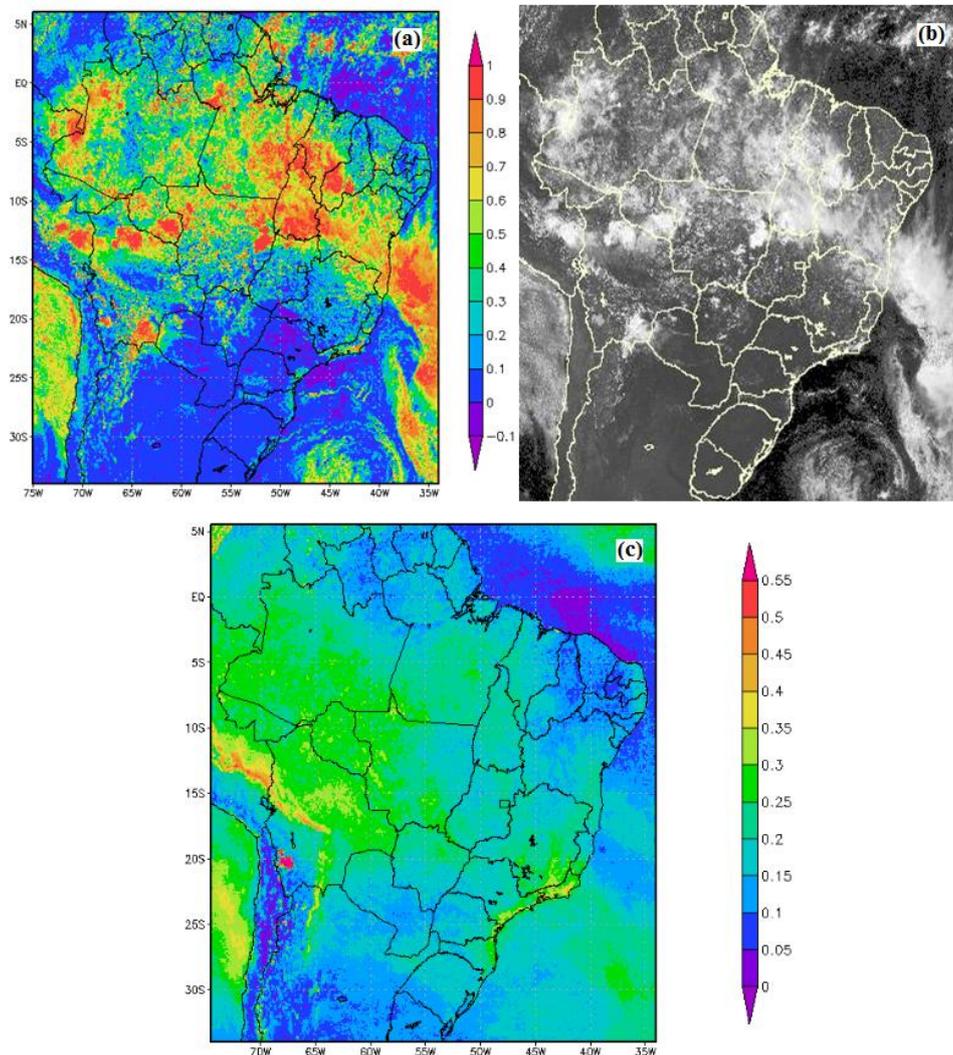


Figura 6.1 – (a) Coeficiente de cobertura de nuvens para o dia 28 de Novembro de 2007, às 15:00 GMT. (b) Imagem correspondente à mesma data do canal visível do satélite GOES-10. (c) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Novembro de 2007.

Uma das variáveis observadas em várias estações meteorológicas distribuídas pelo país é a precipitação, no entanto, apesar de eventos de precipitação normalmente estarem associados a maiores valores do coeficiente de cobertura de nuvens, a inversa desta relação não é necessariamente verdadeira, ou seja, regiões com altos valores de cobertura de nuvens não correspondem necessariamente a regiões com eventos de precipitação. Além disso, algumas regiões do país sofrem, ocasionalmente, com eventos

de precipitação abundante em curtos períodos de tempo, em que muitas vezes registram-se valores de precipitação próximos ao que seria esperado para a média acumulada do mês. Nestes casos, apesar dos altos valores de precipitação observados no mês, a média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens somente seria alta se houvesse predominância de nebulosidade sobre a região por um maior número de dias, ou seja, é possível que altos valores de precipitação não estejam associados a altos valores da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens.

Na região Norte do país, ocorre um clima equatorial úmido, praticamente desprovido de uma estação seca observada em outras regiões do país. No entanto, apesar de registrar os maiores totais pluviométricos do Brasil, esta região possui significativa heterogeneidade espacial e sazonal da pluviometria. Os maiores índices pluviométricos são observados no litoral do Amapá, na foz do rio Amazonas e no setor ocidental da região (~ 5000 mm/ano). Além disso, observam-se outros núcleos de precipitação: um no noroeste da Amazônia (~ 3000 mm/ano, principalmente no trimestre Abril/Maio/Junho), um na parte central da mesma (~ 2500 mm/ano, com predominância no trimestre Março/Abril/Maio), um na parte sul (máximo no trimestre Janeiro/Fevereiro/Março) e outro na parte leste da bacia Amazônica, próximo a Belém (~ 4000 mm/ano, com máximo no trimestre Fevereiro/Março/Abril) (MARENGO; NOBRE, 2009, p. 200-202).

Em comparação, a observação das figuras do Anexo A revela significativas diferenças no posicionamento dos máximos de nebulosidade sobre a região Amazônica. A primeira área destacável por seus altos valores corresponde ao litoral do Amapá, em especial nos meses de Fevereiro, Março, Abril e Maio, no entanto, a mesma região apresenta valores significativamente menores de nebulosidade nos meses de Julho, Agosto, Setembro, Outubro e Novembro. Nas áreas central e oeste da Amazônia, observam-se maiores valores do coeficiente de cobertura de nuvens nos meses de Janeiro, Fevereiro, Março, Abril e Dezembro. A parte mais ao norte da região, especialmente o noroeste, registra maiores valores em Abril e Maio. Valores baixos de nebulosidade foram observados no sul da Amazônia em Junho, no centro-sul em Julho e Agosto e no norte em Setembro, Outubro e Novembro. Em geral, encontrou-se uma boa associação entre as

variabilidades do coeficiente de cobertura de nuvens e da precipitação para a região Amazônica.

A região Nordeste apresenta três principais tipos de clima: clima litorâneo úmido (litoral da Bahia até Rio Grande do Norte), clima tropical (áreas da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí) e clima tropical semiárido (sertão nordestino), com grande variabilidade da precipitação entre os anos, havendo períodos secos e chuvosos (KAYANO; ANDREOLI, 2009, p. 213). Uma grande porcentagem da precipitação anual concentra-se normalmente em apenas três meses do ano, de Novembro a Janeiro no alto e médio São Francisco, de Fevereiro a Abril no Maranhão, Piauí, Ceará e região semiárida, e de Maio a Julho na costa leste do Nordeste (STRANG, 1972; apud KAYANO; ANDREOLI, 2009, p. 215).

Na região que compreende o norte do Nordeste, em especial entre os estados do Maranhão, Piauí e Ceará, observam-se máximos de nebulosidade nos meses de Janeiro, Fevereiro, Março, Abril, Novembro e Dezembro, e significativa redução do coeficiente de cobertura de nuvens nos meses de Junho a Outubro. A região costeira, estendendo-se do Rio Grande do Norte até a Bahia, apresenta os maiores valores do coeficiente de cobertura de nuvens entre os meses de Maio a Setembro, sendo que a costa da Bahia também possui valores altos nos meses de Outubro e Novembro. Notam-se valores baixos de nebulosidade sobre a região sudoeste do Nordeste entre os meses de Maio e Setembro. Com isso, é possível verificar uma associação entre as variabilidades da precipitação e do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Nordeste. No entanto, conforme se visualiza nas figuras do Anexo A, a variabilidade interanual do coeficiente de cobertura de nuvens no Nordeste é relativamente acentuada em comparação com as outras regiões do país.

Na região Centro-Oeste do Brasil, destacam-se um verão essencialmente chuvoso e um inverno seco. A região possui uma média de precipitação em torno de 1500 mm/ano, sendo que o norte de Mato Grosso pode apresentar precipitação anual acumulada superior a 1800 mm/ano. Há duas estações bem definidas: um inverno excessivamente seco (Junho-Julho-Agosto) com cerca de 5% do total de precipitação, e um verão chuvoso (Dezembro-Janeiro-Fevereiro) com cerca de 70% do total de precipitação. No

entanto, existe também concentração de precipitação ao sul da região durante o inverno (ALVES, 2009, p.235-237).

Nota-se uma boa correspondência entre o regime de precipitação e a variabilidade do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Centro-Oeste brasileiro. Os máximos de cobertura de nuvens são observados nos meses de Janeiro, Outubro, Novembro e Dezembro, porém o norte de Mato Grosso também apresenta valores altos de nebulosidade nos meses de Fevereiro e Março. Em contrapartida, a partir de Março observa-se uma redução da nebulosidade, com valores excessivamente baixos de Julho a Agosto, à exceção do sul de Mato Grosso do Sul, que apresenta valores relativamente maiores do coeficiente de cobertura de nuvens.

Podem-se destacar quatro zonas de totais pluviométricos com características distintas sobre o Sudeste do país: no litoral paulista estão os maiores índices pluviométricos, com médias superiores a 2000 mm; numa faixa estendendo-se no sentido sudeste-noroeste entre o Rio de Janeiro e o oeste de Minas Gerais os totais pluviométricos são em torno de 1500 mm a 1700 mm; no Planalto Ocidental de São Paulo, centro-norte mineiro, norte do Rio de Janeiro e Espírito Santo a pluviosidade é um pouco mais reduzida (entre 1250 mm e 1400 mm); e no norte de Minas Gerais estão os menores índices de pluviometria, abaixo de 1000 mm anuais. Em geral, a sazonalidade de precipitação apresenta dois períodos bem caracterizados, um com grandes níveis pluviométricos e outro com níveis mais reduzidos (Inverno), sendo que o período chuvoso inicia-se mais cedo ao sul da região. (NUNES et al., 2009, p. 248-250).

Os maiores valores do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Sudeste foram verificados nos mês de Janeiro (exceto norte da região), à exceção do sul da região nos meses de Fevereiro, Março, Outubro, Novembro e Dezembro, e na região litorânea especialmente nos meses de Janeiro, Março, Abril e Agosto a Dezembro. Uma redução significativa do coeficiente de cobertura de nuvens é observável principalmente a partir de Maio, estendendo-se até Setembro, porém a redução é menos acentuada na região litorânea. A variabilidade do coeficiente de cobertura de nuvens é, portanto, comparável à sazonalidade da precipitação da região Sudeste do Brasil.

Na região Sul do país, o norte apresenta regime pluviométrico típico de monção, ou seja, com uma estação chuvosa iniciando-se na Primavera e se encerrando no início do Outono, havendo variação significativa dos totais pluviométricos entre Verão e Inverno, e ao sul a distribuição da precipitação é aproximadamente uniforme, com chuvas relativamente mais intensas no Inverno (GRIMM, 2009, p. 259).

Observaram-se maiores valores do coeficiente de cobertura de nuvens na região Sul em Janeiro, Fevereiro, Abril e Setembro a Dezembro no norte da região, especialmente nas áreas litorâneas de Santa Catarina e Paraná. Ao norte do Paraná, verificam-se valores mais baixos de nebulosidade a partir de Maio, estendendo-se até Agosto. O Rio Grande do sul apresenta menor variabilidade durante o ano do coeficiente de cobertura de nuvens, com menores valores observados em alguns anos nos meses de Julho e Agosto, contrastando com os maiores índices pluviométricos que ocorrem normalmente no Inverno na região.

Em termos de variabilidade interanual, um dos principais causadores da mesma, em escala global, é o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), conforme destacado por Grimm (2009, p. 353). O fenômeno caracteriza-se por uma flutuação interanual acoplada oceano-atmosfera, provocando alterações na temperatura da superfície do mar, pressão atmosférica, circulação e precipitação, especialmente no Oceano Pacífico (GRIMM, 2009, p. 353).

Em episódios de El Niño, observam-se temperaturas da superfície do mar mais elevadas sobre o Pacífico Equatorial (central e leste), com conseqüente aumento da precipitação nestas regiões. Resumidamente, o aumento das temperaturas da superfície do mar tende a aumentar o fluxo de calor e umidade para a atmosfera, aumentando assim a convecção e formação de nuvens. Em decorrência do El Niño, esperam-se diminuição da precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, com secas severas no Nordeste, e precipitação abundante na região Sul (GRIMM, 2009, p. 354; INPE/CPTEC, 2013).

A fase oposta do El Niño, chamada de La Niña, caracteriza-se pelo esfriamento anormal das águas do Oceano Pacífico (tropical). Em períodos sob influência de La Niña, esperam-se aumento da precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil e secas severas no Sul (INPE/CPTEC, 2013).

Com o intuito de simplificar a apresentação dos padrões de variabilidade do coeficiente de cobertura de nuvens encontrados, calcularam-se as médias para cada mês utilizando todos os valores entre os anos de 1999 e 2012 para cada área definida, para então aplicar a técnica de análise multivariada conhecida como análise de componentes principais (PCA), que, além de encontrar os padrões de variabilidade, permite estudar sua variação temporal e fornece uma medida da importância de cada padrão.

A Figura 6.2 exibe um *scatterplot* organizado matricialmente em que se pode visualizar a dispersão das médias de cada mês quando comparadas umas com as outras. Como complemento, a Tabela 6.1 apresenta as covariâncias entre cada par de médias mensais, destacando em vermelho os pares com covariância mais elevada.

Nota-se, a partir da análise da Figura 6.2 e da Tabela 6.1, uma maior covariância entre as médias de meses próximos, em especial entre os meses de Inverno, e uma gradativa redução das covariâncias à medida que se aumenta a distância entre os meses.

Através da análise de componentes principais, cada elemento da série original das médias mensais pode ser expresso em termos de uma nova base ortogonal, em que cada um dos componentes da base explica uma parte da variância total dos dados originais, proporcional ao seu autovalor correspondente na matriz de covariância. Apresenta-se, na Figura 6.3 (a), a variância de cada componente principal, e na Figura 6.3 (b) e Tabela 6.2, o percentual da variância total explicado por cada componente principal.

Tabela 6.1 – Covariância entre as médias mensais de 1999 a 2012 do C_{eff} .

	<i>FEV</i>	<i>MAR</i>	<i>ABR</i>	<i>MAI</i>	<i>JUN</i>	<i>JUL</i>	<i>AGO</i>	<i>SET</i>	<i>OUT</i>	<i>NOV</i>	<i>DEZ</i>
<i>JAN</i>	0,817	0,638	0,273	0,123	-0,154	-0,142	-0,100	-0,302	0,481	0,664	0,901
<i>FEV</i>		0,865	0,589	0,286	-0,129	-0,179	-0,190	0,066	0,206	0,373	0,681
<i>MAR</i>			0,812	0,554	0,131	0,074	0,041	0,176	0,278	0,400	0,609
<i>ABR</i>				0,825	0,484	0,383	0,298	0,189	0,204	0,163	0,290
<i>MAI</i>					0,825	0,769	0,685	0,484	0,434	0,275	0,239
<i>JUN</i>						0,952	0,893	0,627	0,516	0,220	0,032
<i>JUL</i>							0,954	0,697	0,555	0,254	0,036
<i>AGO</i>								0,808	0,658	0,361	0,108
<i>SET</i>									0,926	0,730	0,512
<i>OUT</i>										0,868	0,690
<i>NOV</i>											0,877

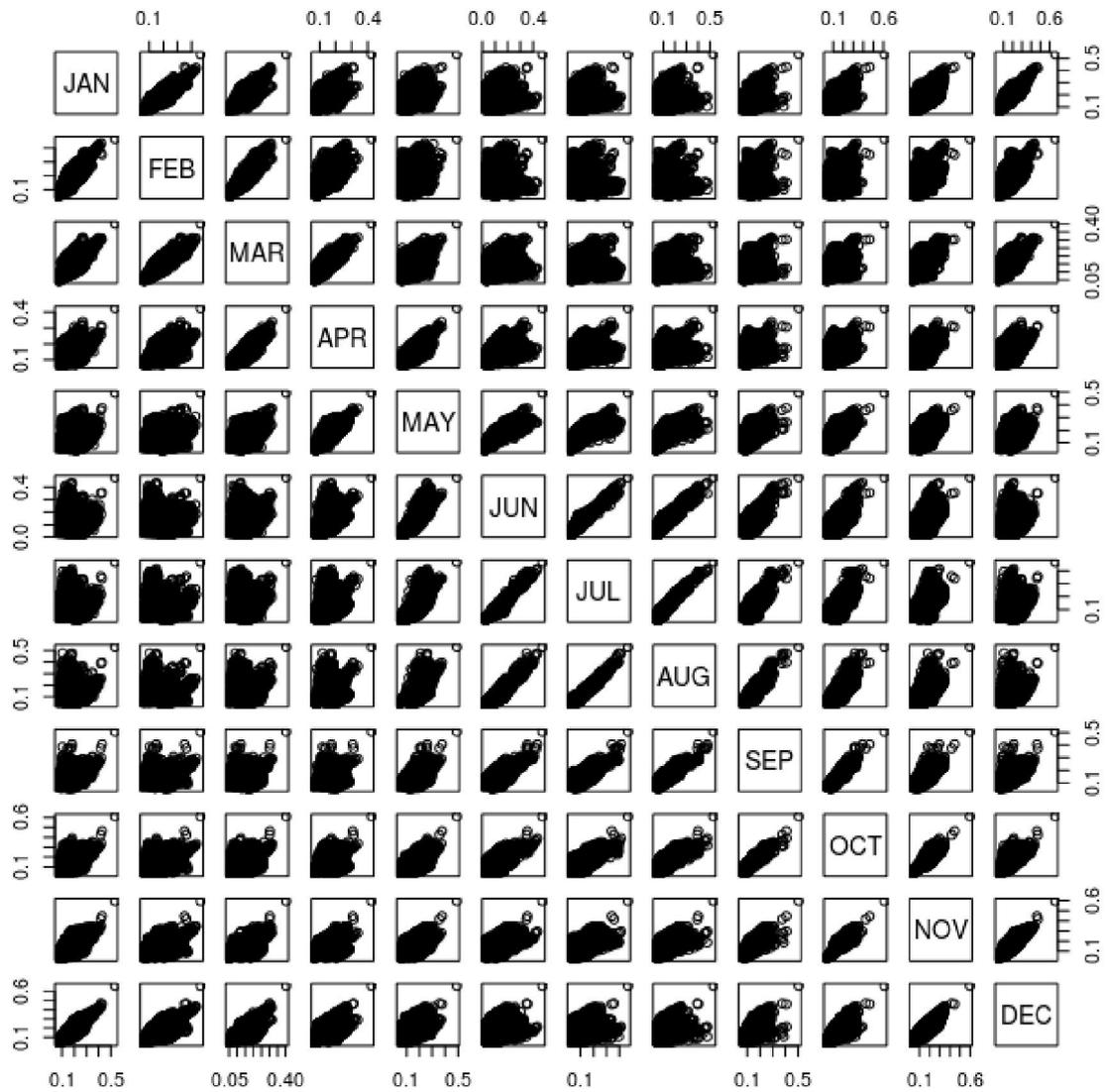


Figura 6.2 – *Scatterplot* matricial entre cada par de médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens calculadas a partir das médias de cada ano (Anexo A) entre 1999 e 2012.

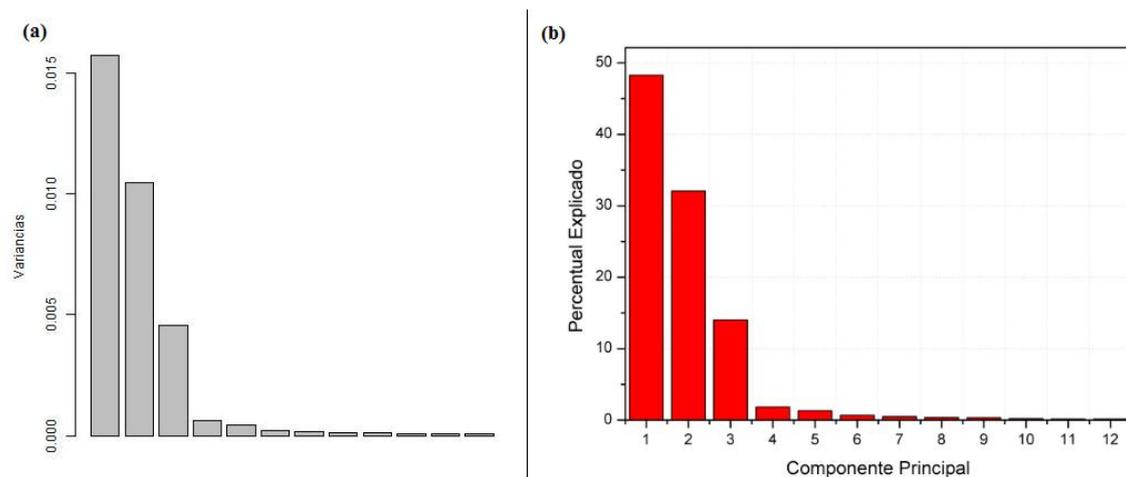


Figura 6.3 – (a) Variâncias dos componentes principais (equivalentes aos autovalores da matriz de covariância) e (b) percentual da variância total explicado por cada componente principal.

Tabela 6.2 – Percentual da variância total explicado por cada componente principal.

Componente Principal	Percentual Explicado	Percentual Acumulado
1	48,26	48,26
2	32,07	80,33
3	14,03	94,36
4	1,85	96,20
5	1,32	97,53
6	0,68	98,21
7	0,50	98,71
8	0,38	99,10
9	0,33	99,43
10	0,23	99,66
11	0,17	99,83
12	0,17	100,00

Com isso, percebe-se que se pode explicar 48,26% da variância total através do primeiro componente principal, 32,07% através do segundo componente principal, 14,03% através do terceiro componente principal e menos de 2%, individualmente, através de cada um dos demais componentes principais. Em resumo, pode-se compreender a maior parte da variabilidade das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens através dos três primeiros componentes principais, que, juntos, explicam 94,36% da variância total dos dados.

Os três primeiros componentes principais são apresentados, respectivamente, nas Figuras 6.4 a 6.6. Os demais componentes não são apresentados por representarem muito pouco da variância das médias de cobertura de nuvens.

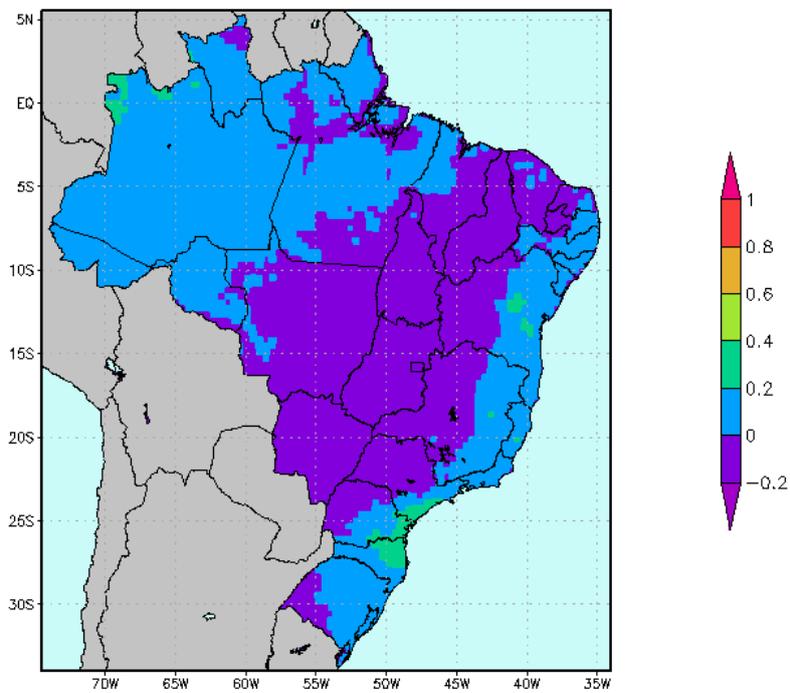


Figura 6.4 – Primeiro componente principal da média mensal do C_{eff} .

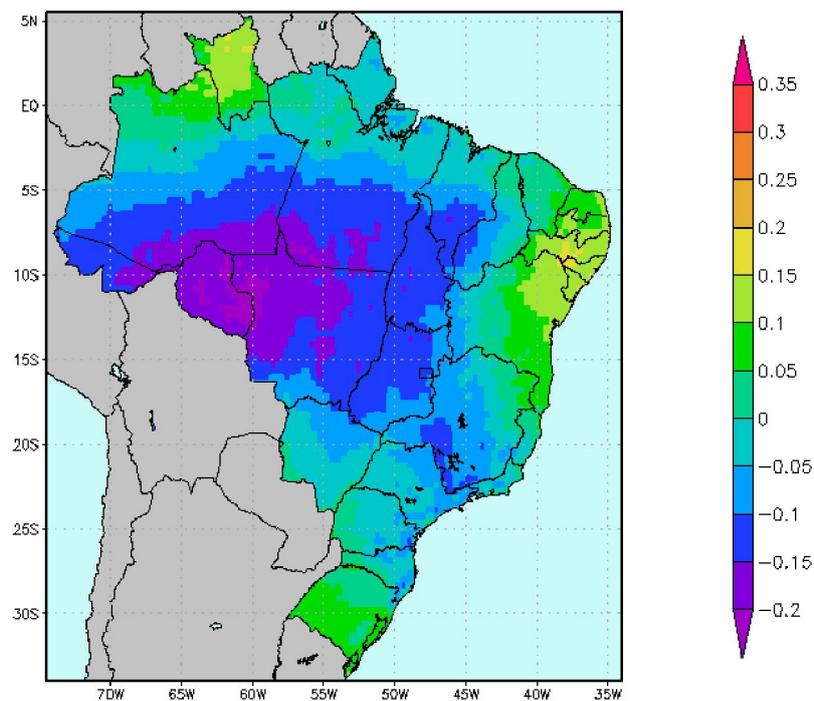


Figura 6.5 – Segundo componente principal da média mensal do C_{eff} .

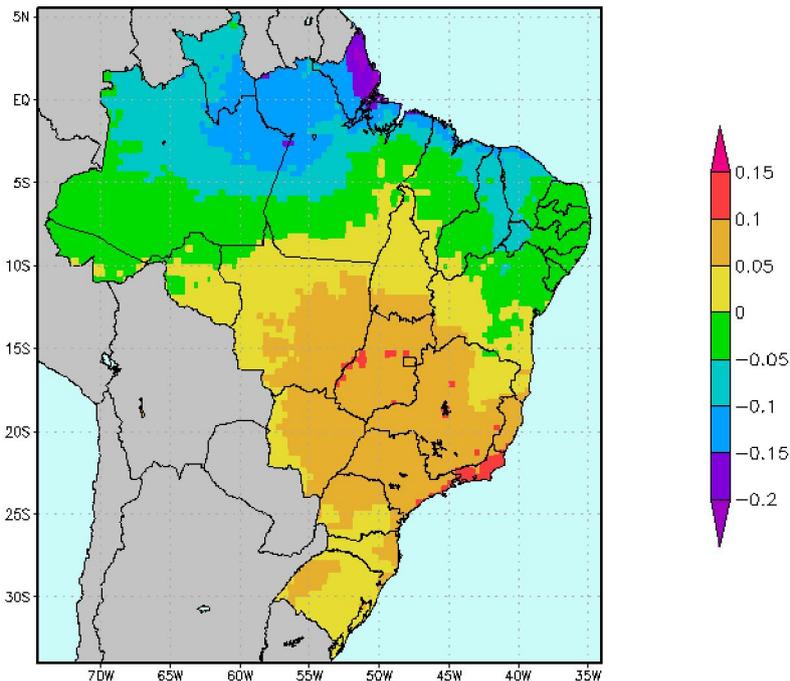


Figura 6.6 – Terceiro componente principal da média mensal do C_{eff} .

O primeiro componente principal aparenta forte correspondência com o padrão de umidade relativa do ar média, Figura 6.7 (a), e com o padrão de evaporação total média, Figura 6.7 (b), observados sobre o Brasil, ou seja, este componente pode estar associado à disponibilidade de vapor d'água para formação de nebulosidade. É especialmente notável nas Figuras 6.4 e 6.7 a influência da maritimidade (na costa leste) e da Amazônia como grandes fontes fornecedoras de umidade no país.

No segundo componente principal, nota-se uma faixa estendendo-se no sentido noroeste-sudeste que sugere fortemente a associação deste componente com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é um dos principais sistemas em larga escala responsáveis pelo regime de chuvas durante o verão austral (Outubro a Março) no Brasil, conforme se visualiza na Figura 6.8, que apresenta a climatologia da precipitação e dos ventos em 850 hPa durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro.

Não se conseguiu, entretanto, uma explicação que fornecesse um melhor entendimento do terceiro componente principal. No entanto, parece haver uma fraca relação com a latitude.

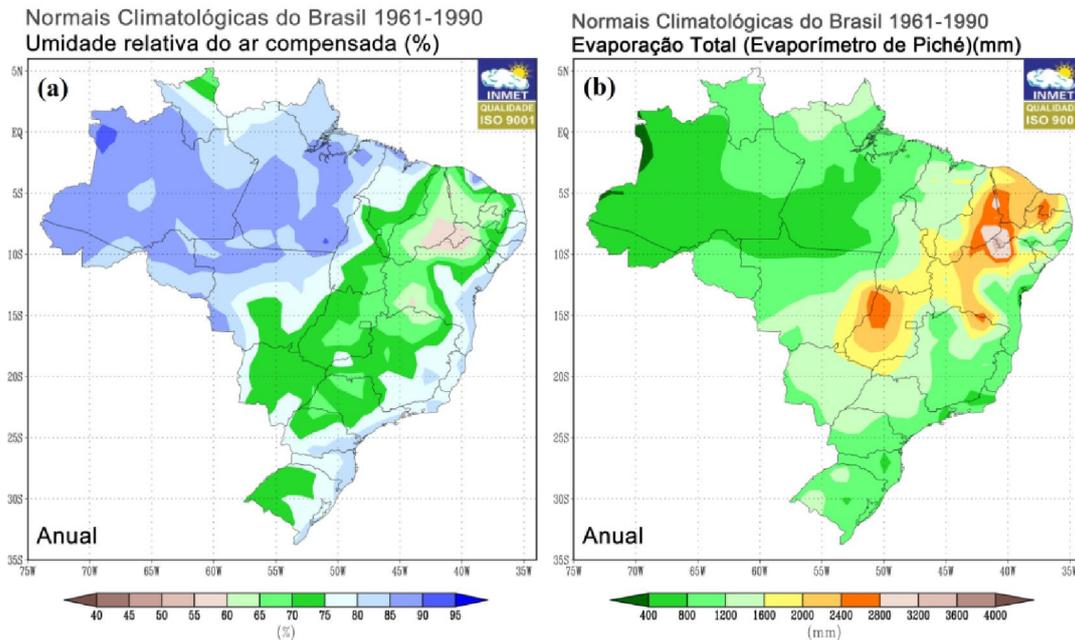


Figura 6.7 – (a) Normais climatológicas da umidade relativa do ar e (b) da evaporação total obtidas pelo INMET utilizando dados coletados entre 1961 e 1990.
Fonte: INMET (2013).

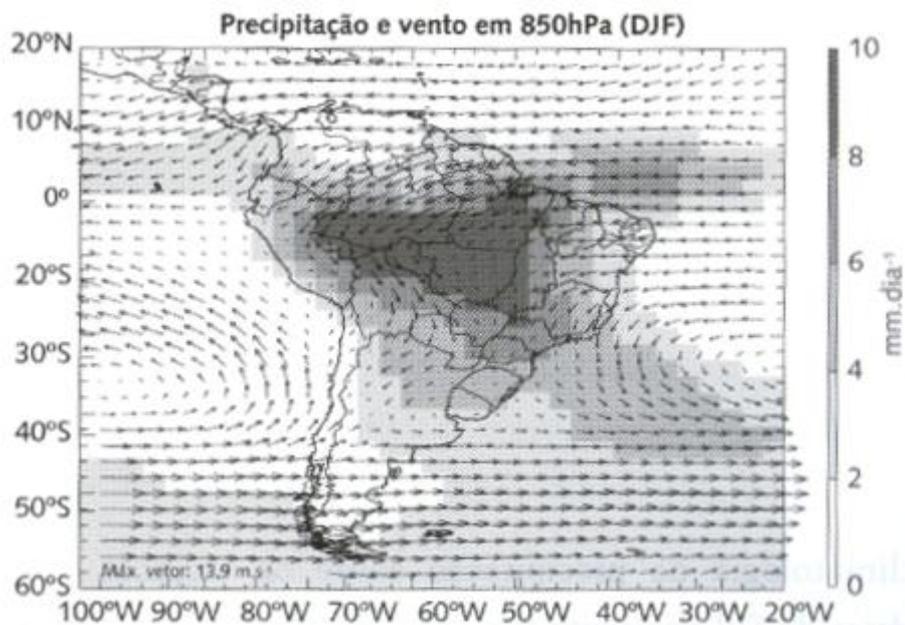


Figura 6.8 – Climatologia da precipitação (sombreado) e dos ventos em 850 hPa durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro, indicando a influência de ZCAS.
Fonte: Carvalho e Jones (2009).

Por fim, aplicou-se o teste não-paramétrico de Mann-Kendall, associado ao estimador de tendência de Theil-Sen, para avaliar as tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil. Na Figura 6.9, apresentam-se os valores Z padronizados da estatística de Mann-Kendall estimados para cada uma das áreas definidas.

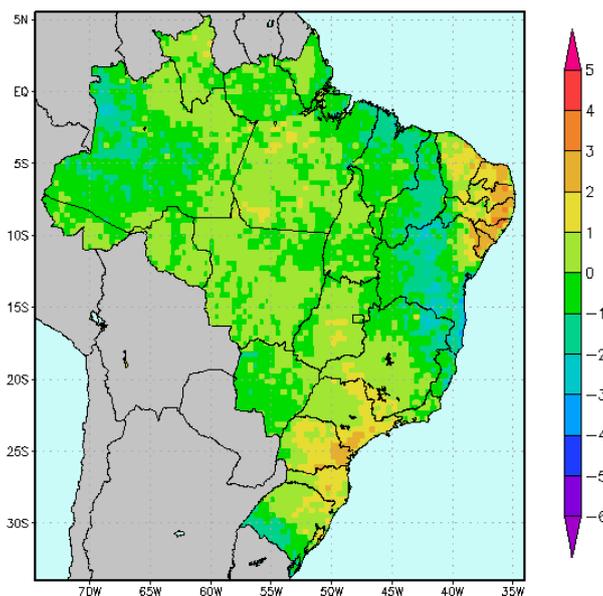


Figura 6.9 – Valor Z da estatística de Mann-Kendall padronizada das tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012.

Uma vez estimados os valores padronizados da estatística de Mann-Kendall, compara-se os mesmos com a distribuição normal ao nível de significância escolhido. Neste estudo, utiliza-se o nível de significância de 5%, o que, num teste de tendência bilateral, define como valores críticos 1,96 e -1,96, de tal forma que, dado um valor $Z > 1,96$ ou $Z < -1,96$, têm-se, respectivamente, tendências de aumento e redução estatisticamente significativas, ou seja, a hipótese nula é rejeitada. Em contrapartida, valores de Z não nulos entre -1,96 e 1,96 indicam tendências não significativas ao nível de significância de 5%, e valores nulos indicam ausência de tendência.

Para melhor interpretar os resultados do teste de Mann-Kendall, empreendeu-se uma classificação dos valores de Z comparando-se os mesmos com os valores críticos para o nível de significância de 5%, conforme apresentado na Figura 6.10.

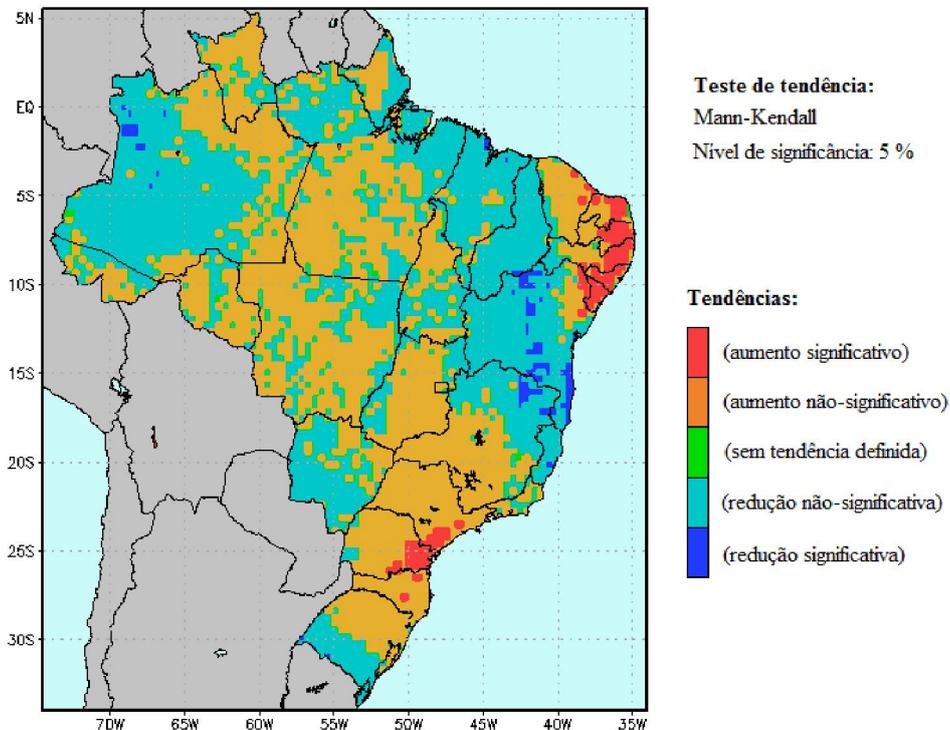


Figura 6.10 – Classificação de cada área do país realizada com o emprego do teste de Mann-Kendall ao nível de significância de 5% para as tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012.

No período analisado (1999 a 2012), observaram-se tendências significativas ($\alpha = 5\%$) de aumento das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens apenas sobre duas regiões do país: na costa leste do Nordeste e dos estados do Paraná e São Paulo (além de pequenas áreas em Santa Catarina). Por outro lado, tendências significativas de redução das médias de C_{eff} foram encontradas apenas em algumas áreas da Bahia, nordeste de Minas Gerais e noroeste da Amazônia.

À exceção das regiões supracitadas, em todas as demais regiões do país as tendências das médias mensais de C_{eff} não são significativas ao nível de significância de 5%. Esta é uma característica esperada na análise de tendências de médias mensais, visto que o cálculo das médias tende a suavizar variações de mais alta frequência, ou seja, espera-se

que as regiões em que se encontraram tendências significativas das médias mensais de C_{eff} possuam alguma particularidade que torne tais tendências mais intensas que as demais regiões.

As magnitudes das tendências avaliadas através do estimador de Theil-Sen utilizando as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre os anos de 1999 e 2012 são apresentadas na Figura 6.11.

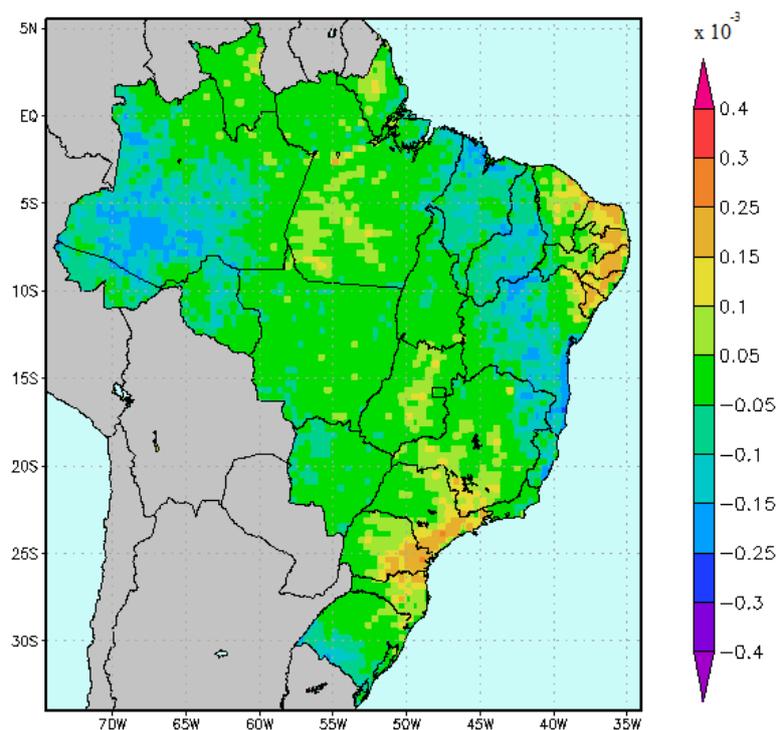


Figura 6.11 – Tendências avaliadas pelo estimador de Theil-Sen utilizando as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012. Os valores da escala estão multiplicados por mil e possuem unidade mês^{-1} .

6.2 Comparação entre as Médias Mensais do Coeficiente de Cobertura de Nuvens e as Normais Climatológicas de Nebulosidade do INMET

Com o objetivo de verificar a coerência das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens, apresenta-se, neste tópico, a comparação entre os mesmos e as normais climatológicas da nebulosidade média obtidas pelo INMET. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) define como normais climatológicas as médias de uma

variável calculadas para um período relativamente grande e uniforme, de no mínimo três décadas.

As normais climatológicas da nebulosidade apresentadas aqui correspondem às médias históricas do período de primeiro de Janeiro de 1961 a 31 de Dezembro de 1990 geradas pelo INMET a partir de 394 estações meteorológicas de superfície. As medidas de nebulosidade (em décimos) são resultado de observações subjetivas realizadas em cada uma das estações nos horários padrões de 12, 18 e 24 GMT. Posteriormente, calcula-se a média aritmética simples dos três horários e se obtêm as médias diárias, utilizadas então no cálculo das médias correspondentes a cada mês. Para maiores detalhes sobre as normais climatológicas da nebulosidade utilizadas neste estudo, sugere-se a leitura da publicação “Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990” elaborada pelo INMET.

Apresenta-se nas Figuras 6.12 a 6.23 a comparação entre as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens estimadas a partir de imagens de satélite de 1999 a 2012 com as normais climatológicas do período 1961-1990 da nebulosidade obtidas pelo INMET para cada mês.

Em geral, verificam-se padrões espaciais relativamente coerentes entre as médias mensais do C_{eff} e as normais climatológicas da nebulosidade. No entanto, as diferenças são explicadas levando em conta diversos fatores associados à obtenção de ambas as variáveis. O coeficiente de cobertura de nuvens é obtido a partir de imagens de satélite, em contrapartida, as normais climatológicas são obtidas em estações na superfície por observadores treinados, sofrendo, portanto, influência da subjetividade associada à sua estimativa. Além disso, devem ser considerados os diferentes períodos nos quais cada variável foi obtida, e o fato de as normais climatológicas serem decorrentes de técnicas de interpolação aplicadas a partir das médias de nebulosidade obtidas em estações distribuídas pelo país, distribuição esta não homogênea sobre todo o território nacional, especialmente nas regiões Norte e Centro-Oeste, que contém poucas estações em comparação com outras regiões do Brasil.

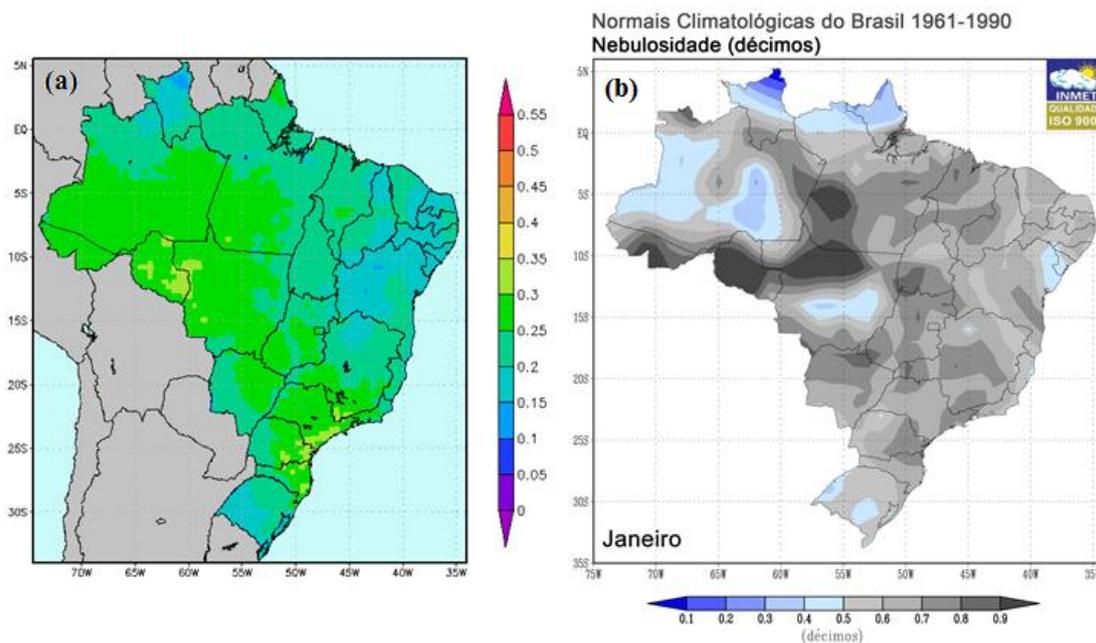


Figura 6.12 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Janeiro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

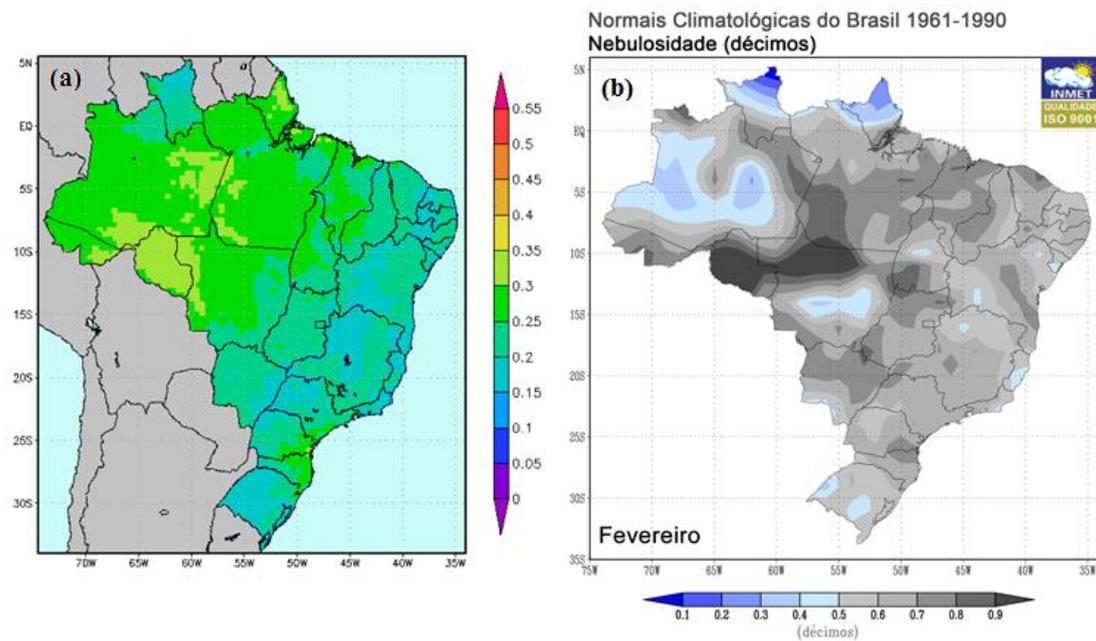


Figura 6.13 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Fevereiro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

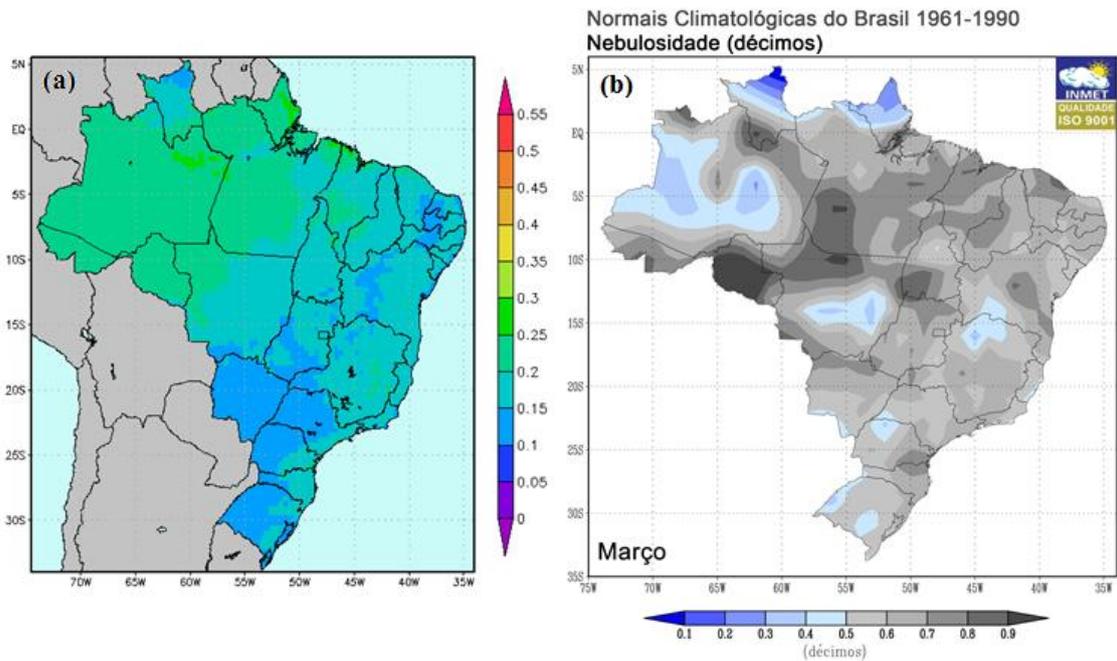


Figura 6.14 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Março entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

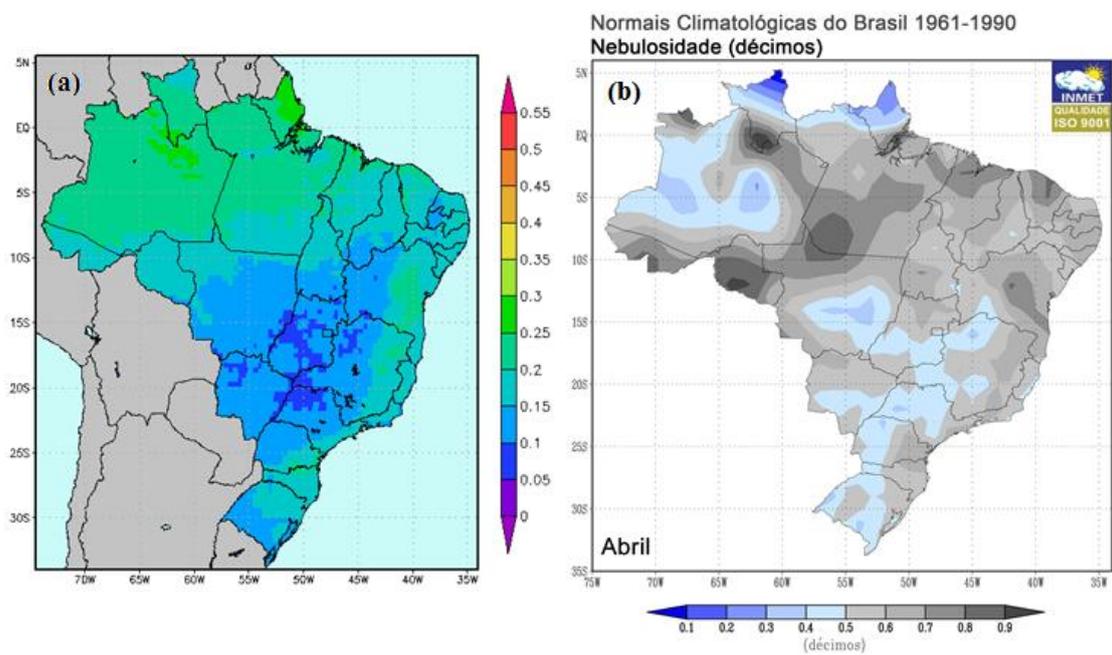


Figura 6.15 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Abril entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

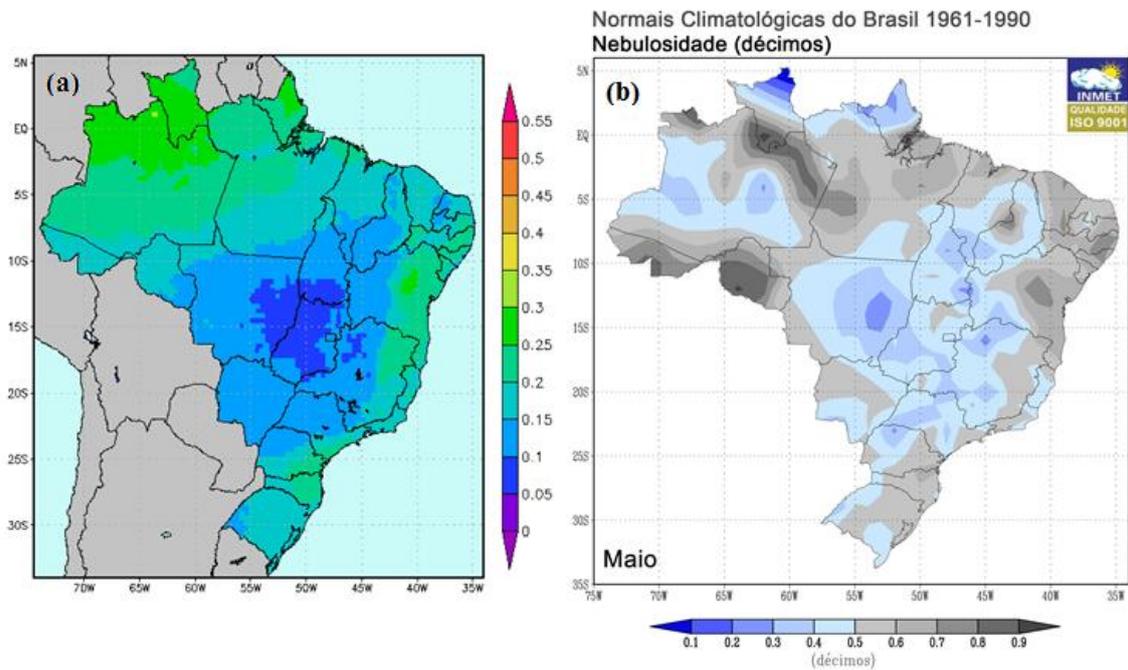


Figura 6.16 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Maio entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

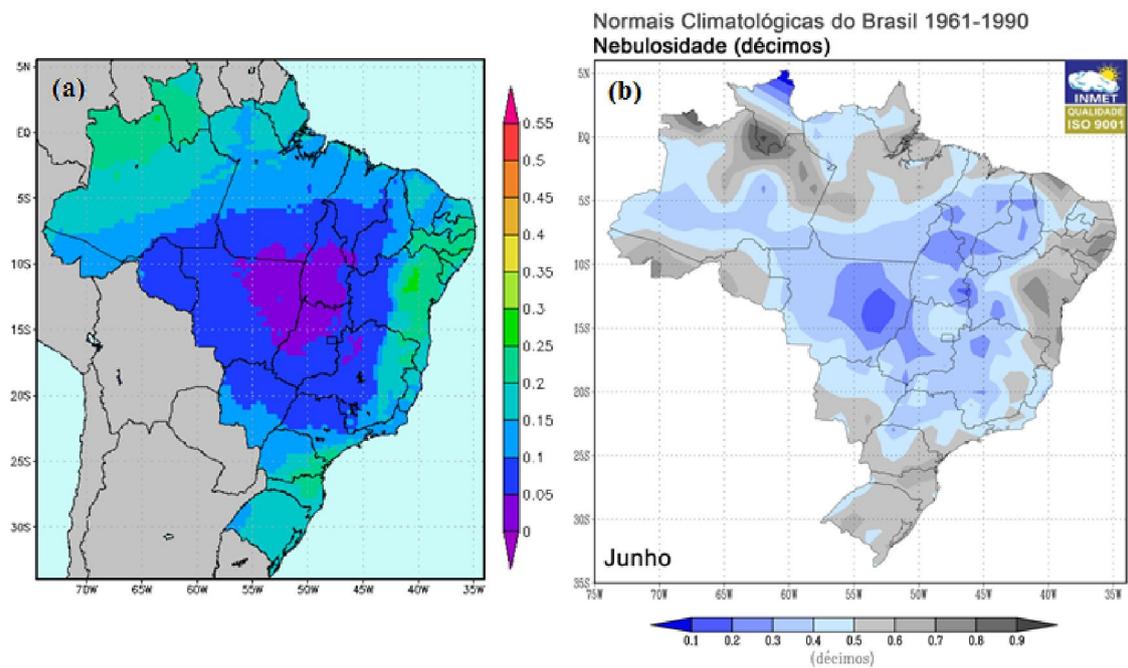


Figura 6.17 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Junho entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

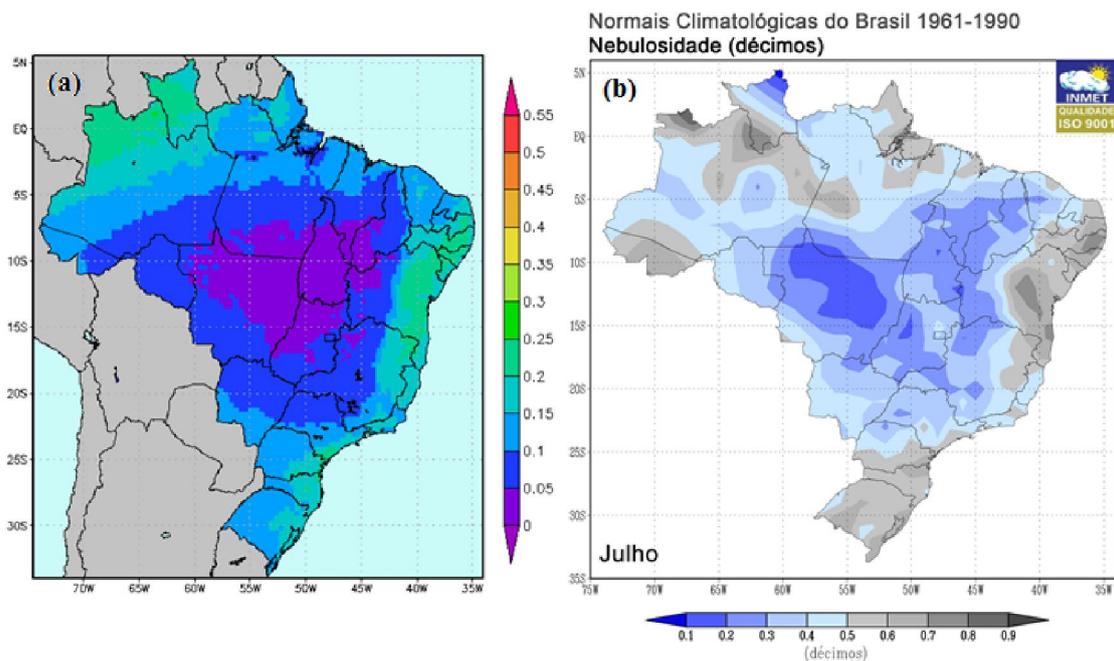


Figura 6.18 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Julho entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

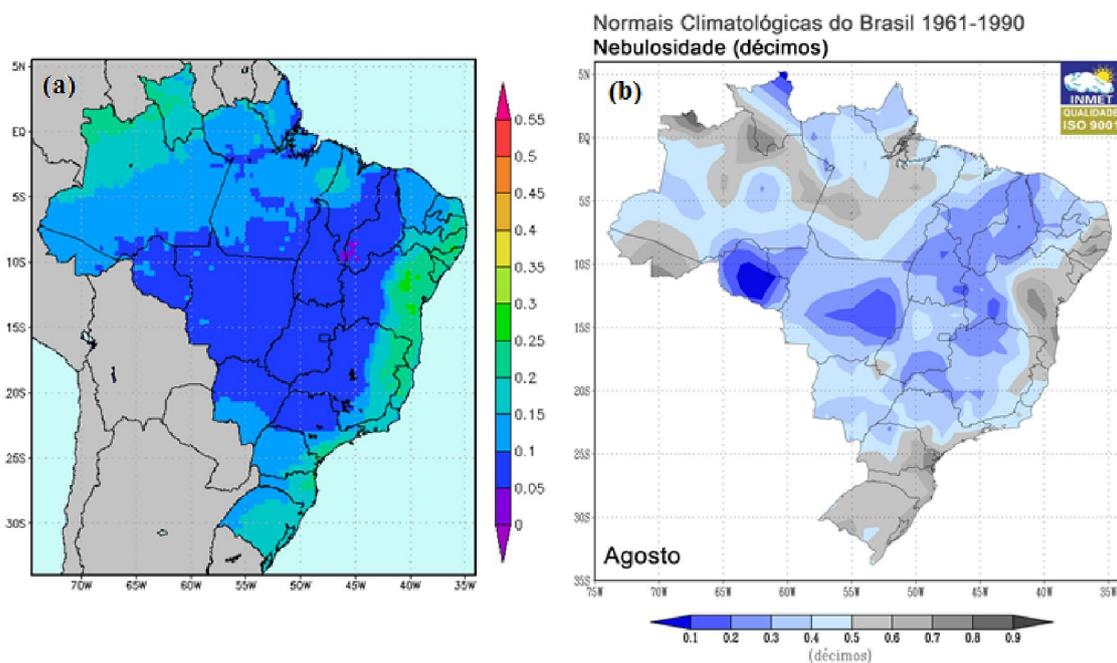


Figura 6.19 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Agosto entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

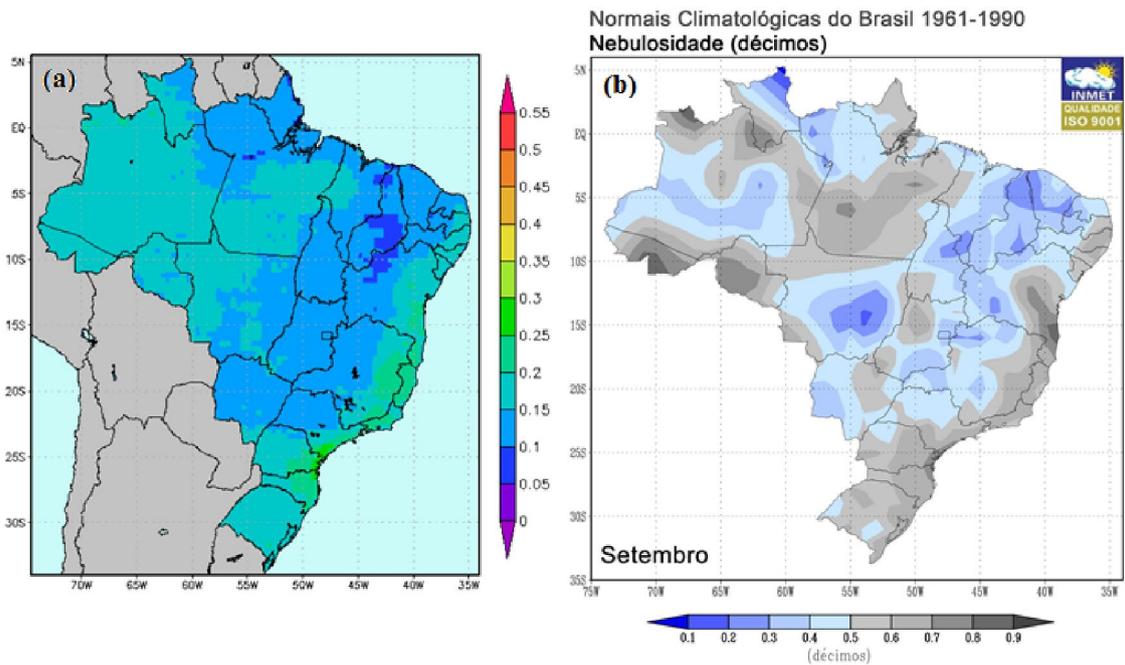


Figura 6.20 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Setembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

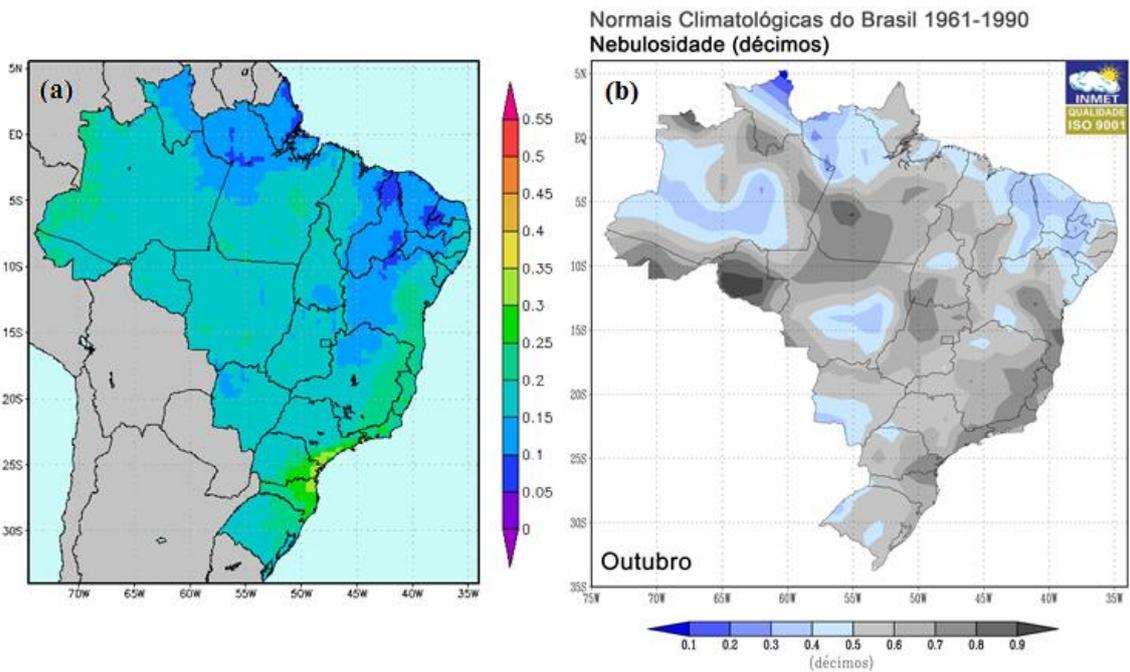


Figura 6.21 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Outubro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

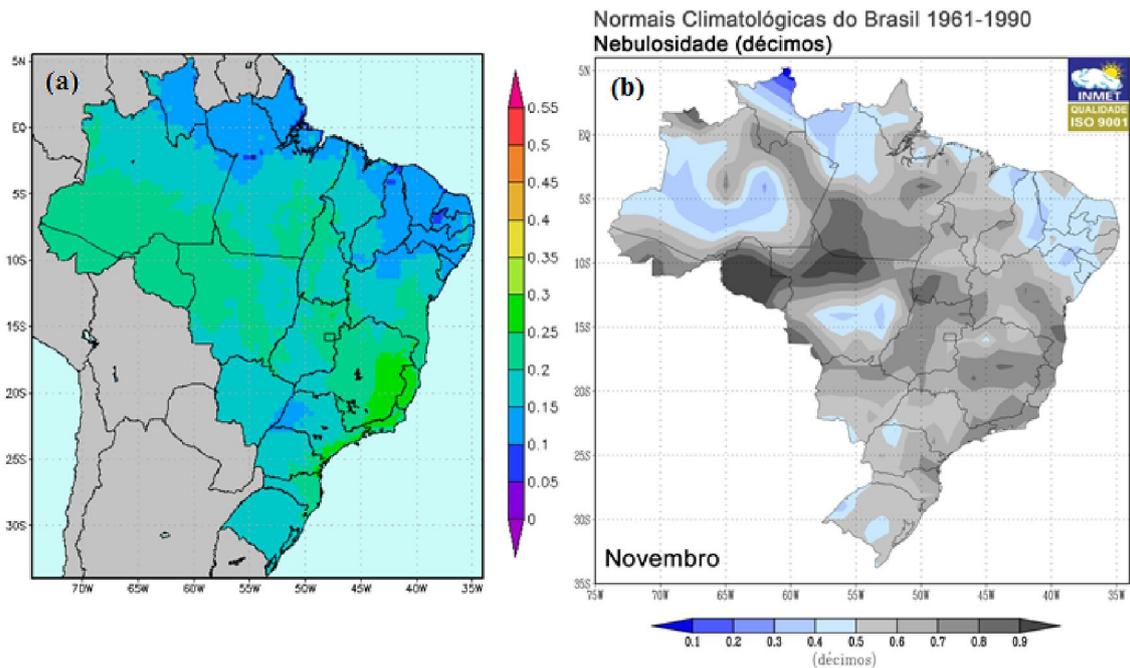


Figura 6.22 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Novembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

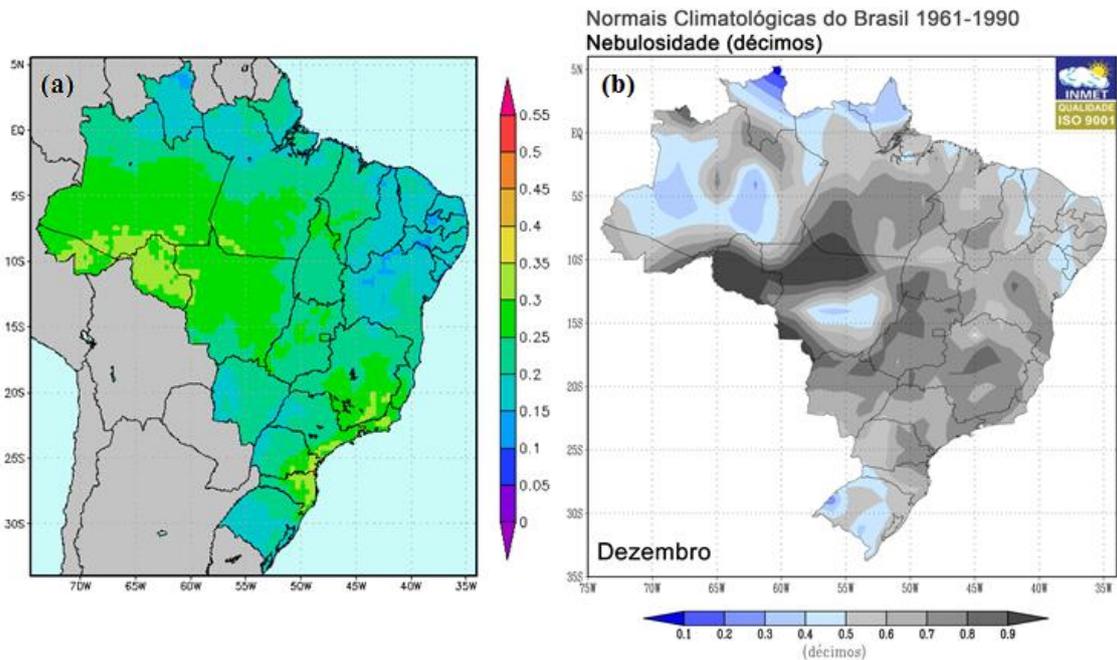


Figura 6.23 – (a) Média do coeficiente de cobertura de nuvens para o mês de Dezembro entre 1999 e 2012 e (b) normal climatológica da nebulosidade média do mesmo mês entre 1961 e 1990 obtida pelo INMET.

6.3 Comparação entre o Coeficiente de Cobertura de Nuvens e o Parâmetro Kt

O parâmetro Kt (Equação 6.1), também conhecido como índice de nebulosidade, é definido como a razão entre a integral diária da irradiância solar global (H) observada em superfície e a irradiação solar incidente no topo da atmosfera (H_0), determinada através da Equação 6.2, em que $(d_m/d)^2$ é o fator de correção de excentricidade da órbita da Terra (Equação 6.3), sendo d_m a distância média entre a Terra e o Sol e d a distância para o dia juliano d_j , cujo ângulo diário Γ é determinado através da Equação 6.4, h_0 é o ângulo horário do nascer e pôr do Sol (Equação 6.5), δ é o ângulo de declinação solar (Equação 6.6) e ϕ é a latitude da estação.

$$Kt = \frac{H}{H_0} \quad (6.1)$$

$$H_0 = \frac{13\ 68}{\pi} \left(\frac{d_m}{d}\right)^2 [h_0 \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h_0] \quad (6.2)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{d_m}{d}\right)^2 = & 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + \\ & + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \end{aligned} \quad (6.3)$$

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_j-1)}{3\ 65} \quad (6.4)$$

$$\cos h_0 = -\tan \phi \tan \delta \quad (6.5)$$

$$\begin{aligned} \delta = & 0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \sin \Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma + \\ & 0,000907 \sin 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,00148 \sin 3\Gamma \end{aligned} \quad (6.6)$$

Ao contrário do coeficiente de cobertura de nuvens, valores próximos da unidade do parâmetro Kt indicam condições de céu claro. Usualmente, considera-se um dia como de céu claro quando este possui valor de $Kt > 0,7$ (IQBAL, 1983).

Compararam-se as médias diárias do coeficiente de cobertura de nuvens com os valores do parâmetro Kt calculados com medidas de irradiância solar global obtidas por piranômetros instalados nas estações da rede SONDA de Brasília, Cuiabá, Campo Grande, Florianópolis, Palmas, Petrolina e São Martinho da Serra, utilizando todo o período de dados disponíveis em cada estação, conforme apresentado nas Figuras 6.24 a 6.30.

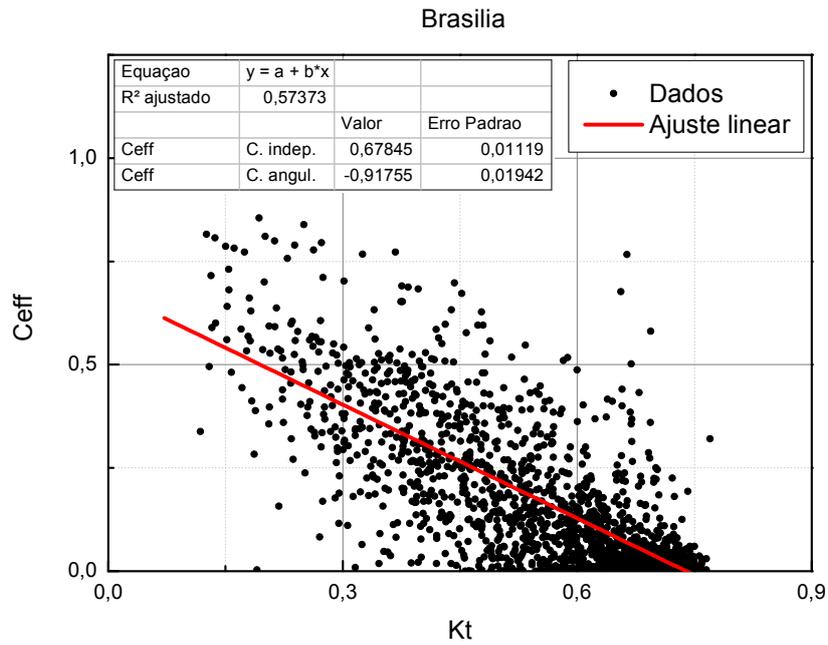


Figura 6.24 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Brasília, utilizando medidas de 2005 a 2012.

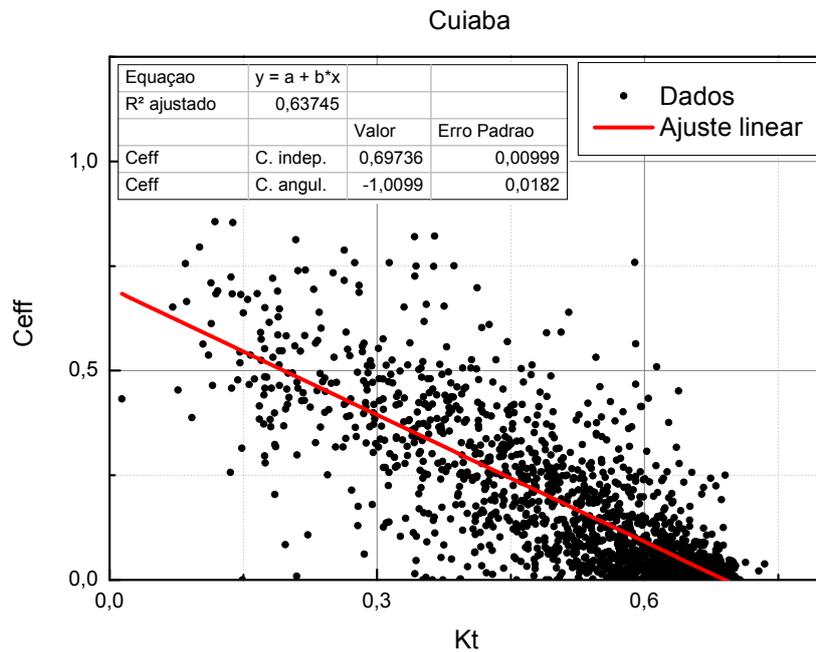


Figura 6.25 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Cuiabá, utilizando medidas de 2006 a 2012.

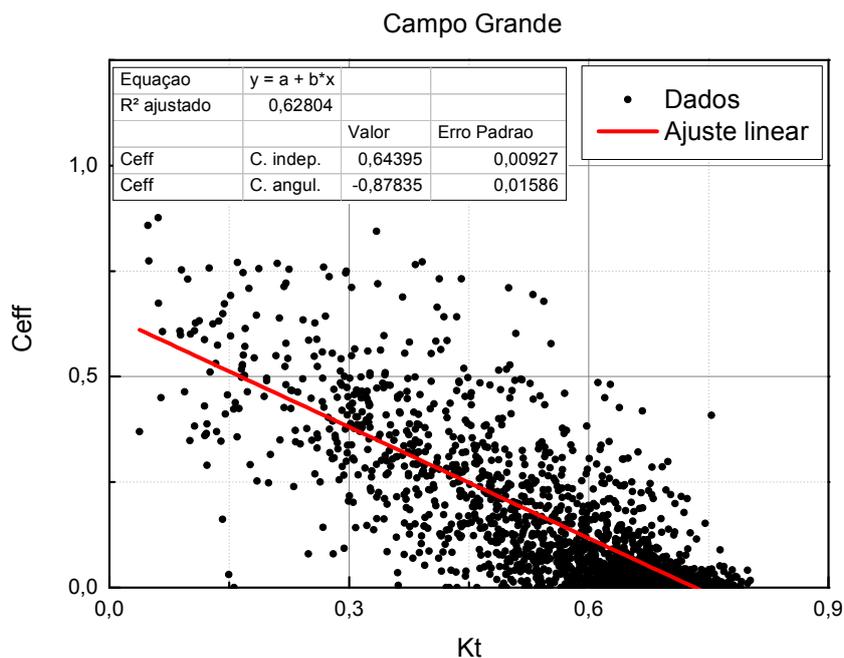


Figura 6.26 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Campo Grande, utilizando medidas de 2007 a 2012.

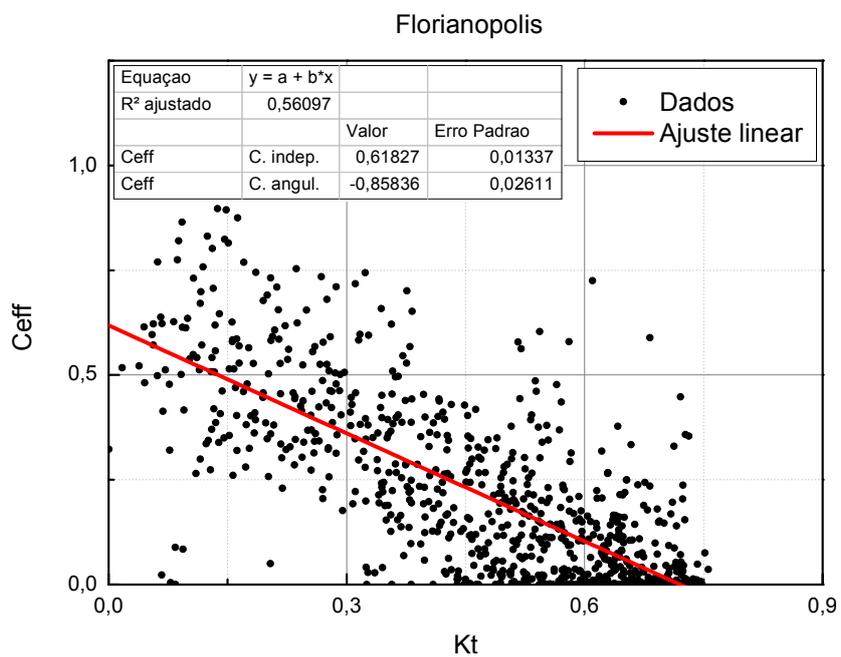


Figura 6.27 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Florianópolis, utilizando medidas de 2004 a 2012.

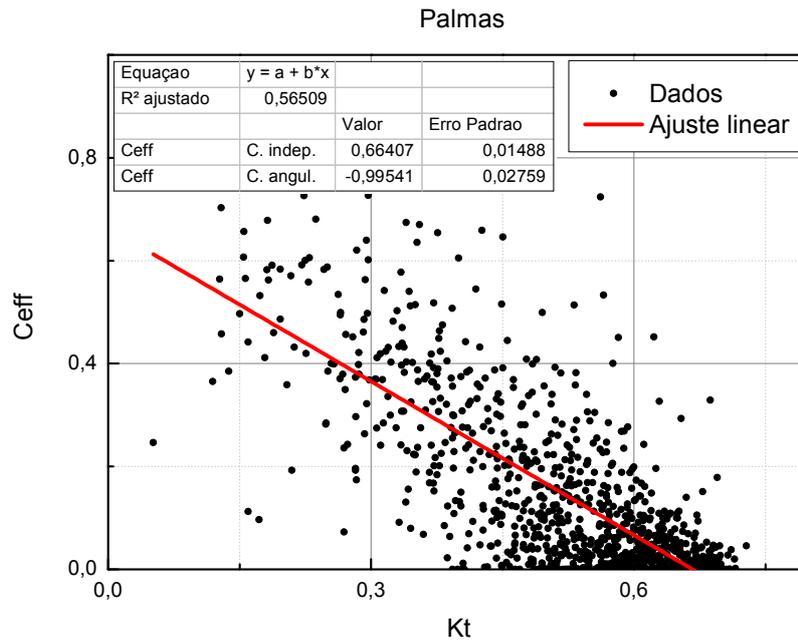


Figura 6.28 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Palmas, utilizando medidas de 2006 a 2012.

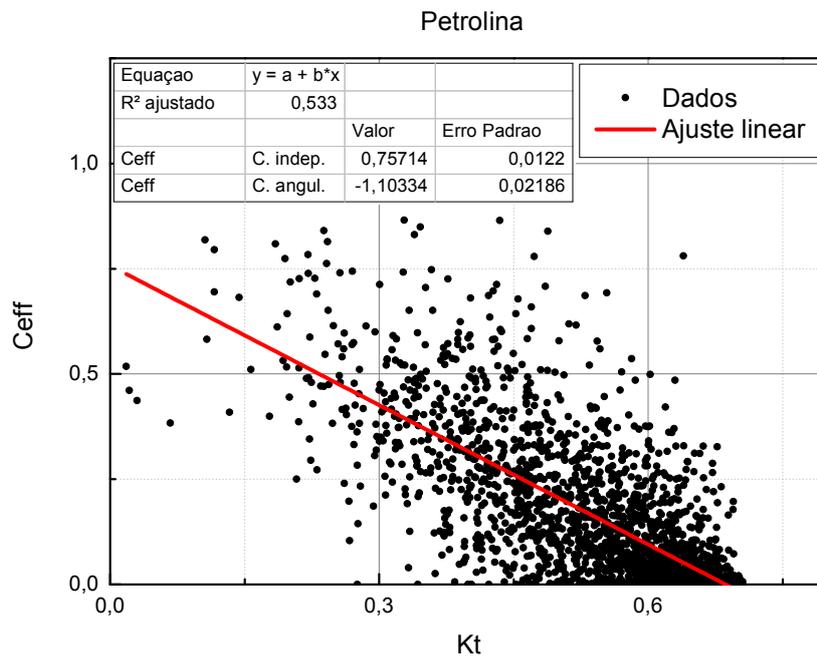


Figura 6.29 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de Petrolina, utilizando medidas de 2005 a 2012.

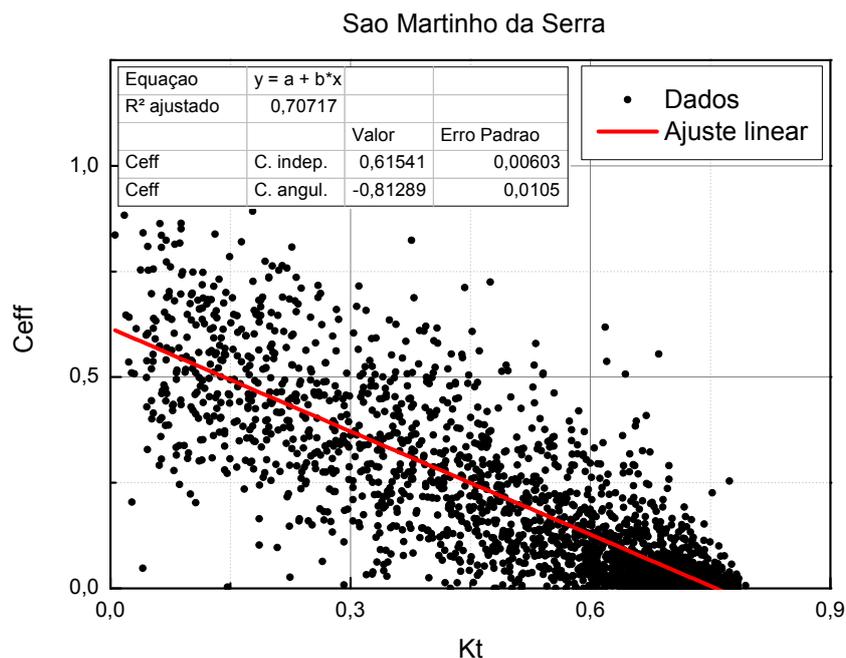


Figura 6.30 – Média diária do coeficiente de cobertura de nuvens em comparação com o parâmetro Kt para a estação de São Martinho da Serra, utilizando medidas de 2005 a 2012.

Em geral, observa-se consistência entre as médias diárias do coeficiente de cobertura de nuvens e o parâmetro Kt para as estações SONDA analisadas. A dispersão dos pontos é explicada levando em conta a complexidade associada a cada uma das variáveis. O coeficiente de cobertura de nuvens é obtido a partir de observações feitas por satélites, e sofre a influência da imprecisão dos métodos de determinação das radiancias de céu claro e encoberto. O parâmetro Kt , por sua vez, é obtido a partir de medidas radiométricas realizadas em superfície. Além disso, a “área” observada pelos sensores do satélite e pelos radiômetros é diferente, isto é, as informações fornecidas pelo satélite são obtidas com a resolução de cada pixel, enquanto os radiômetros medem a irradiância observada em um hemisfério definido a partir de sua localização.

Os coeficientes de correlação resultantes da regressão linear entre a média diária do coeficiente de cobertura de nuvens e o parâmetro Kt são apresentados na Figura 6.31. Nota-se que todas as estações apresentaram correlação forte entre as variáveis, com especial destaque para São Martinho da Serra, cujo valor superior do coeficiente de

correlação pode estar associado à melhor qualidade de suas medidas em comparação com as outras estações.

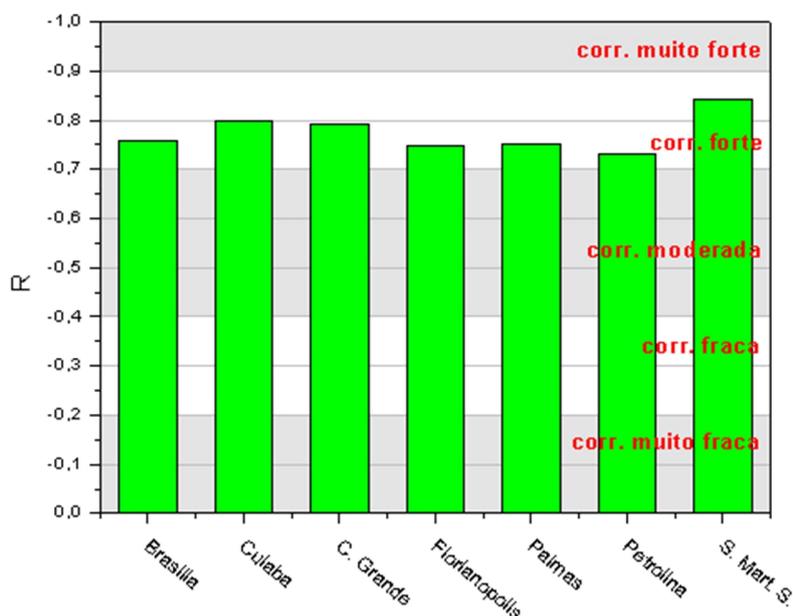


Figura 6.31 – Coeficiente R obtido da regressão linear entre a média diária do coeficiente de cobertura de nuvens e o parâmetro Kt para as estações SONDA utilizadas.

6.4 Tendências do C_{eff} e da Radiação Solar para Algumas Estações SONDA

Por ser inviável a discussão das tendências do coeficiente de cobertura de nuvens sobre cada uma das regiões do Brasil detalhadamente, apresentam-se, neste tópico, as tendências encontradas para algumas estações da rede SONDA, selecionadas por possuírem um período razoável de dados de radiação solar, e, no tópico seguinte, discutem-se as tendências sobre todo o país, porém com menos detalhes do que os apresentados para estas estações. Todas as tendências foram avaliadas através do teste não-paramétrico de Mann-Kendall com nível de confiança de 95% (o que corresponde a um nível de significância de 5%).

A tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens, avaliada pelo estimador de Theil-Sen entre os anos de 1999 e 2012 (linha azul) sobre a estação de Brasília, é apresentada na Figura 6.32, juntamente com a regressão linear dos dados (linha vermelha). A tendência geral, entre 1999 e 2012, é de redução da média mensal

do C_{eff} ($\beta_{TS} = -4,6 \times 10^{-5}$), contudo, conforme se visualiza na Figura 6.32, trata-se de uma tendência insignificante em relação à variabilidade característica do coeficiente de cobertura de nuvens, o que é confirmado através do teste não-paramétrico de Mann-Kendall, cujo valor $Z = -1,364$, ao nível de significância de 5%, indica tendência não significativa de queda.

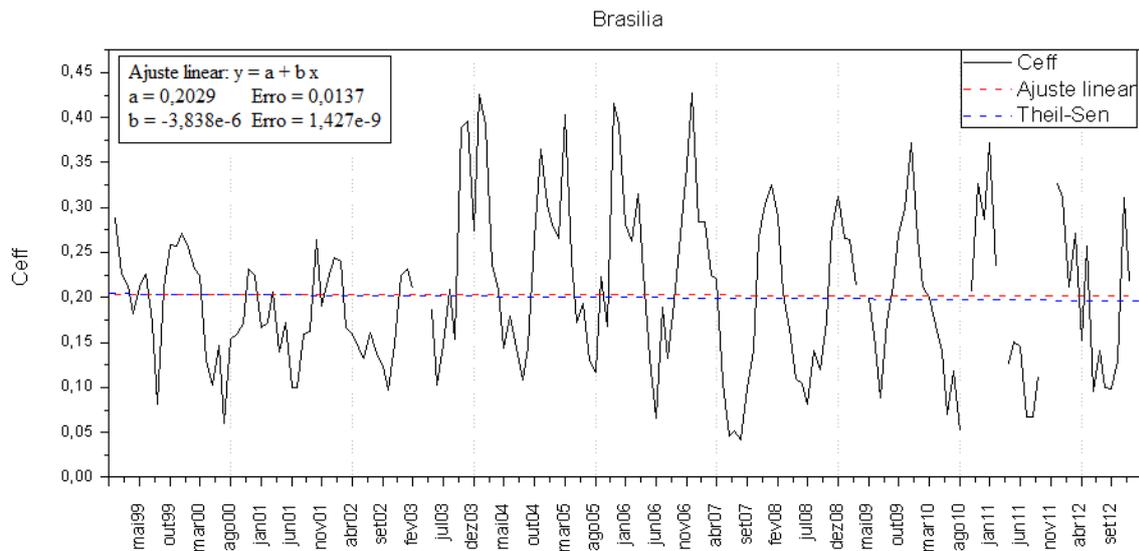


Figura 6.32 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Brasília avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).

Nota-se, na Figura 6.32, que as tendências das médias mensais do C_{eff} , tomadas em períodos curtos de tempo, são variáveis. De Janeiro de 1999 a Setembro de 2003 tem-se uma tendência estatisticamente significativa ($\alpha = 5\%$) de redução das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens ($Z = -9,825$ e $\beta_{TS} = -0,00096$). Entre Outubro de 2003 e Setembro de 2007 têm-se valores médios do C_{eff} com flutuações entre máximos e mínimos mais acentuadas que o período anterior, contudo prevalece ainda uma tendência estatisticamente significativa de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -10,294$ e $\beta_{TS} = -0,003$). No período restante (Outubro de 2007 a Dezembro de 2012), também se encontra uma tendência estatisticamente significativa de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -4,411$ e $\beta_{TS} = -0,00076$).

Adicionalmente, avaliou-se a tendência da integral diária da irradiância solar global sobre Brasília com o emprego do teste não-paramétrico de Mann-Kendall, associado ao estimador de Theil-Sen, conforme se apresenta na Figura 6.33. Com medidas obtidas entre os anos de 2005 e 2012, encontra-se uma tendência estatisticamente não significativa, ao nível de significância de 5%, de redução da irradiação solar global sobre a estação de Brasília ($Z = -1,557$ e $\beta_{TS} = -52,552$), ou seja, apesar da tendência de decréscimo da irradiação solar global, não se pode afirmar que houve *solar dimming* em Brasília, já que a hipótese nula não pode ser refutada.

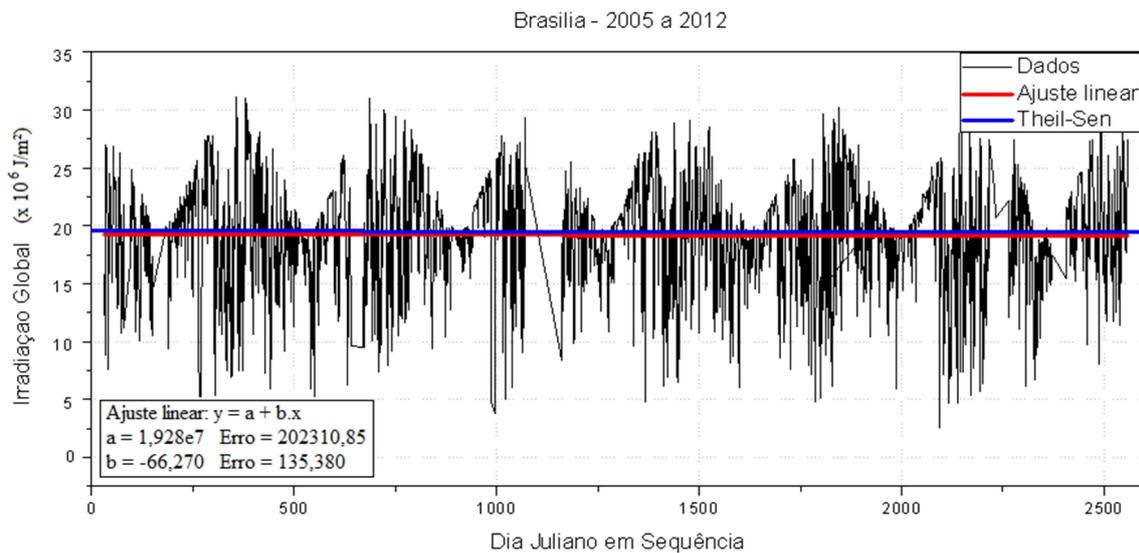


Figura 6.33 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Brasília, durante o período de 2005 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).

A Figura 6.34 apresenta a tendência das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Cuiabá, avaliada entre 1999 e 2012 com o emprego do estimador de Theil-Sen. No período total, tem-se uma tendência estatisticamente não significativa, ao nível de significância de 5%, de aumento das médias mensais do C_{eff} ($Z = 0,465$ e $\beta_{TS} = 1,25 \times 10^{-5}$).

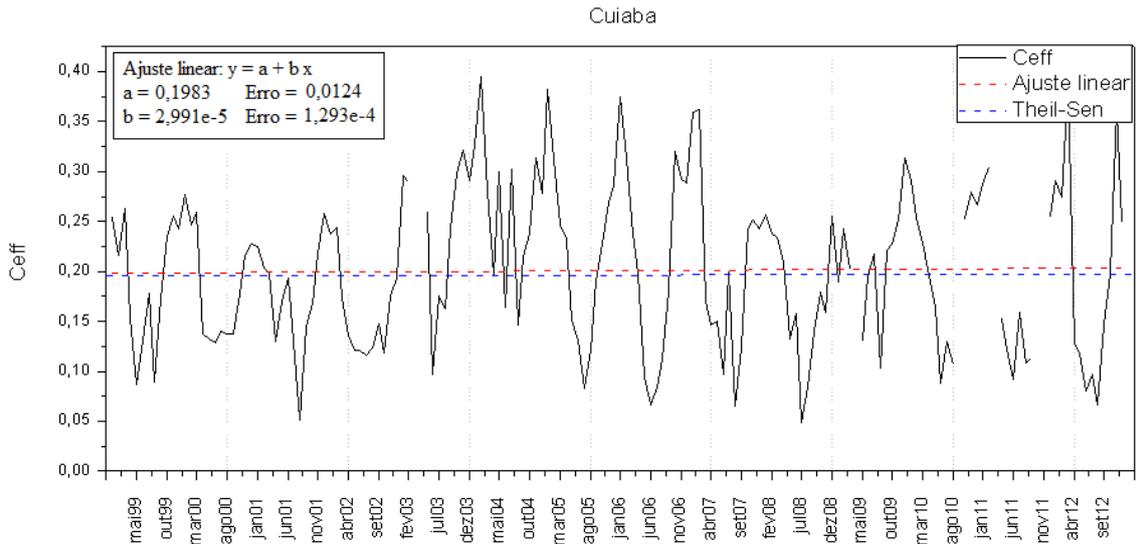


Figura 6.34 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Cuiabá avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).

Assim como o que se verifica para Brasília, notam-se tendências locais variáveis das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens quando se utilizam períodos menores de análise. Entre Janeiro de 1999 e Junho de 2003, tem-se uma tendência estatisticamente significativa de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -3,783$ e $\beta_{TS} = -0,00053$). De Julho de 2003 a Junho de 2008 nota-se uma tendência mais acentuada de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -8,578$ e $\beta_{TS} = -0,00135$). Em contrapartida, entre Julho de 2008 e Dezembro de 2012, prevalece uma tendência estatisticamente significativa de aumento ($Z = 2,158$ e $\beta_{TS} = 0,00048$) do coeficiente de cobertura de nuvens, o que sugere a alternância entre um período anterior de *solar brightening* para *dimming*.

Com medidas de irradiância solar global medidas na estação SONDA de Cuiabá, e integradas no período de um dia, obtidas entre os anos de 2006 e 2012, encontra-se uma tendência estatisticamente significativa, sob o nível de significância de 5%, de aumento da irradiação solar global ($Z = 6,606$ e $\beta_{TS} = 245,104$), indicando, portanto, a ocorrência de *solar brightening* sobre a estação no período considerado.

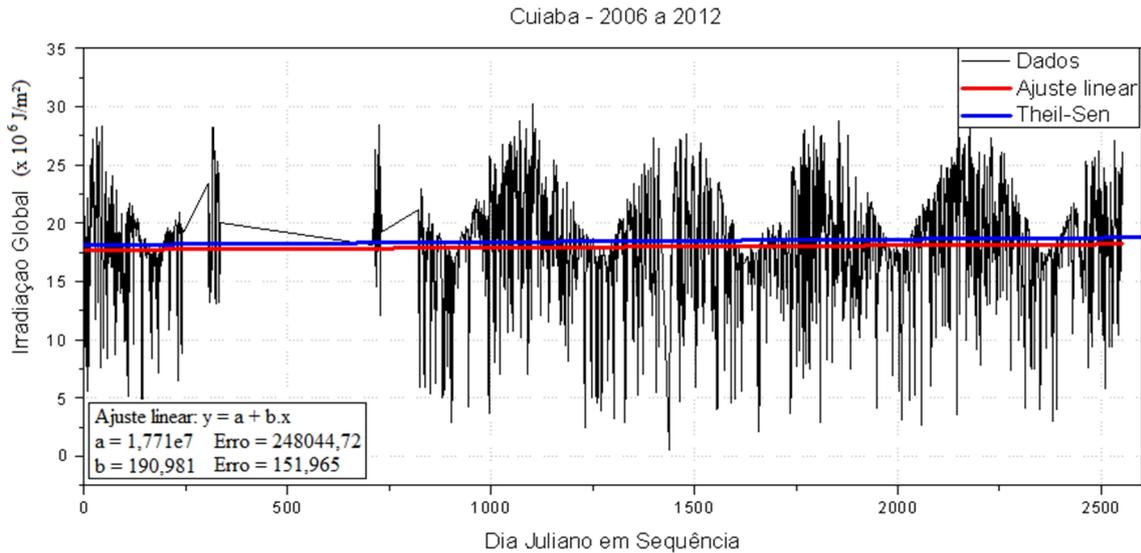


Figura 6.35 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Cuiabá, durante o período de 2006 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).

A tendência geral das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens entre 1999 e 2012, observada sobre a estação de Campo Grande, é estatisticamente significativa de redução ($Z = -3,696$ e $\beta_{TS} = -0,0001$), conforme se visualiza na Figura 6.36.

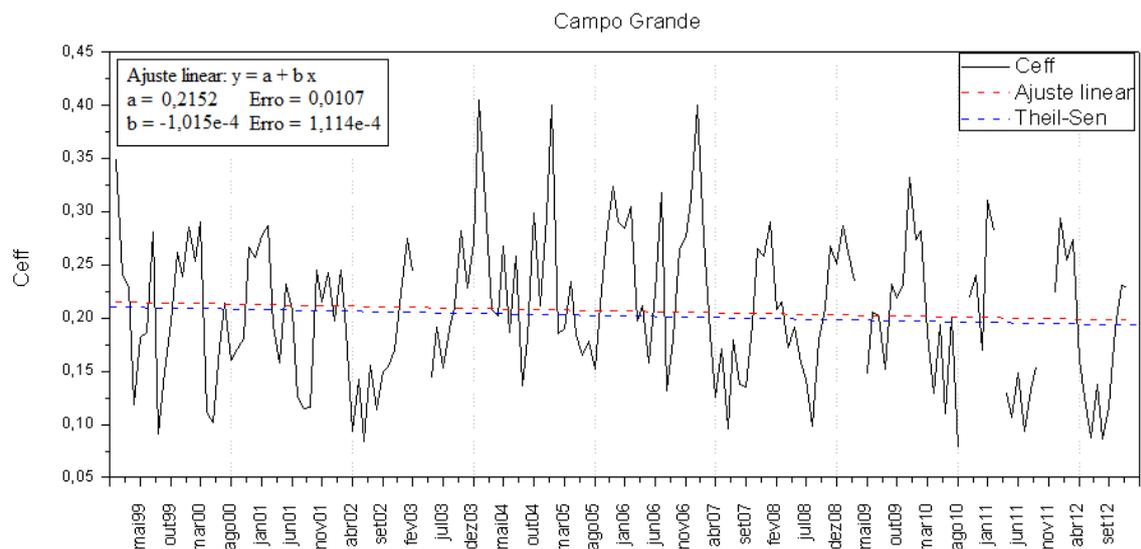


Figura 6.36 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Campo Grande avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).

Observa-se, na Figura 6.36, a possibilidade de divisão do período de dados em duas tendências principais sobre Campo Grande. De Janeiro de 1999 a Fevereiro de 2003 existe uma tendência estatisticamente significativa de redução do coeficiente de cobertura de nuvens ($Z = -5,749$ e $\beta_{TS} = -0,00088$). No período seguinte, iniciando-se em Maio de 2003 e se estendendo até Dezembro de 2012, existe outra tendência estatisticamente significativa de redução do C_{eff} ao nível de significância de 5%, porém com inclinação diferente ($Z = -10,909$ e $\beta_{TS} = -0,00054$).

Em relação à radiação solar, observa-se uma tendência estatisticamente significativa de aumento da integral diária da irradiância solar global sobre a estação de Campo Grande ($Z = 13,813$ e $\beta_{TS} = 653,158$), utilizando um nível de significância de 5% no teste de Mann-Kendall, conforme apresentado na Figura 6.37. Esta tendência indica, portanto, a ocorrência de *solar brightening* sobre Campo Grande durante o período de análise correspondente aos anos de 2007 a 2012.

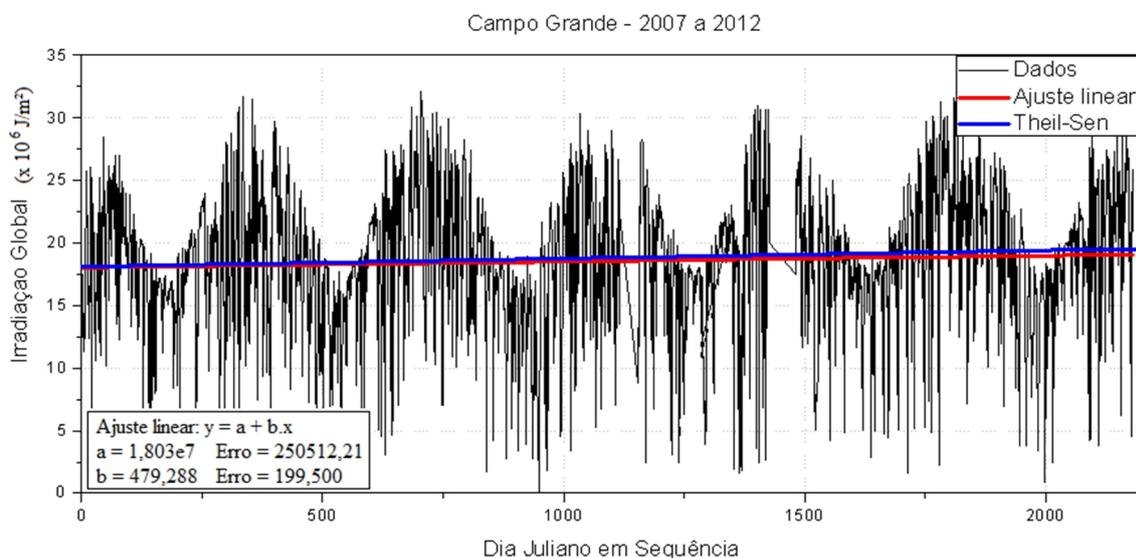


Figura 6.37 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Campo Grande, durante o período de 2007 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).

Sobre a estação SONDA de Petrolina, tem-se uma tendência geral entre 1999 e 2012 das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens nula ($\beta_{TS} = 0$) avaliada pelo estimador de Theil-Sen, sendo, portanto, válida a hipótese nula num teste de Mann-Kendall ao nível de significância de 5% ($Z = 0$), conforme se apresenta na Figura 6.38.

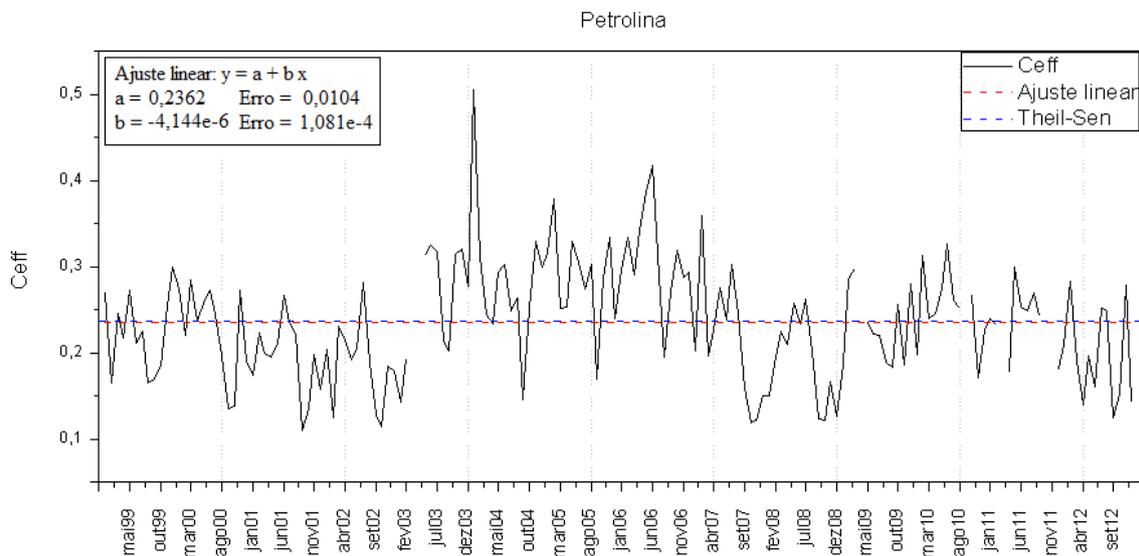


Figura 6.38 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre Petrolina avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).

Contudo, é possível notar algumas tendências locais na série de médias mensais do C_{eff} sobre Petrolina. A primeira delas entre Janeiro de 1999 e Fevereiro de 2003, predominando uma tendência estatisticamente significativa de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -11,747$ e $\beta_{TS} = -0,00142$). Entre Maio de 2003 e Setembro de 2007 há outra tendência estatisticamente significativa de redução do C_{eff} ($Z = -4,361$ e $\beta_{TS} = -0,00053$), porém menos intensa que a primeira. Nota-se uma inversão na tendência entre Outubro de 2007 e Agosto de 2010, tendência esta estatisticamente significativa quando avaliada com o teste de Mann-Kendall ao nível de significância de 5% ($Z = 14,592$ e $\beta_{TS} = 0,00345$). Entretanto, há uma nova inversão da tendência a partir de Setembro de 2010, estendendo-se até Dezembro de 2012, sendo também estatisticamente significativa ($Z = -5,578$ e $\beta_{TS} = -0,00295$).

A tendência da integral diária da irradiância solar global sobre a estação SONDA de Petrolina (Figura 6.39), avaliada com o emprego do teste não-paramétrico de Mann-Kendall ao nível de significância de 5%, é de redução estatisticamente significativa da mesma ($Z = -2,727$ e $\beta_{TS} = -78,338$), ou seja, houve predomínio do fenômeno de *solar dimming* sobre a estação no período de 2004 a 2012.

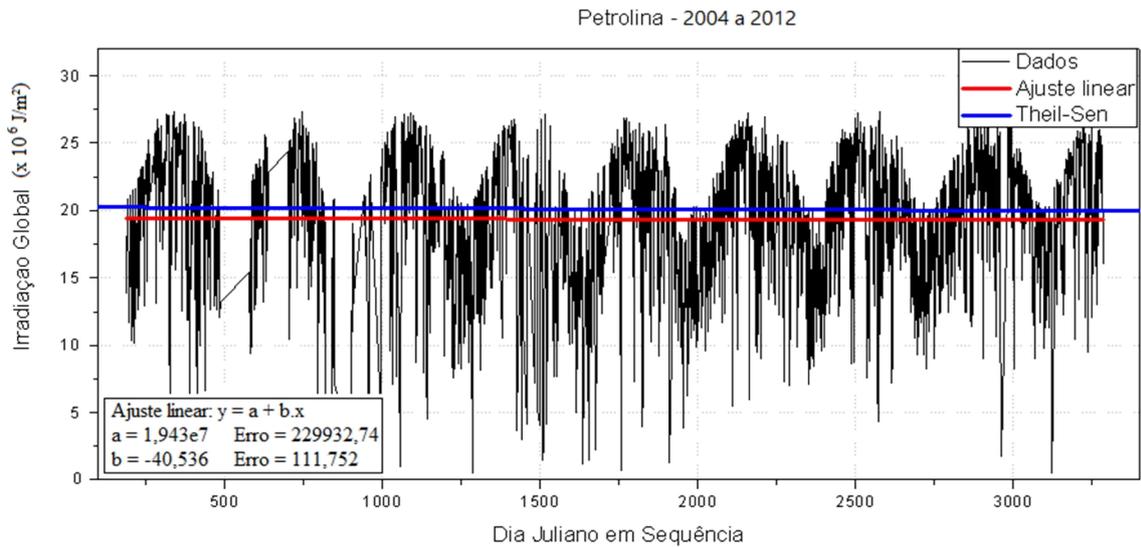


Figura 6.39 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de Petrolina, durante o período de 2004 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).

A tendência das médias mensais do C_{eff} sobre São Martinho da Serra, entre 1999 e 2012, conforme apresentado na Figura 6.40, é estatisticamente não significativa de redução ($Z = -0,298$ e $\beta_{TS} = -7,5 \times 10^{-6}$).

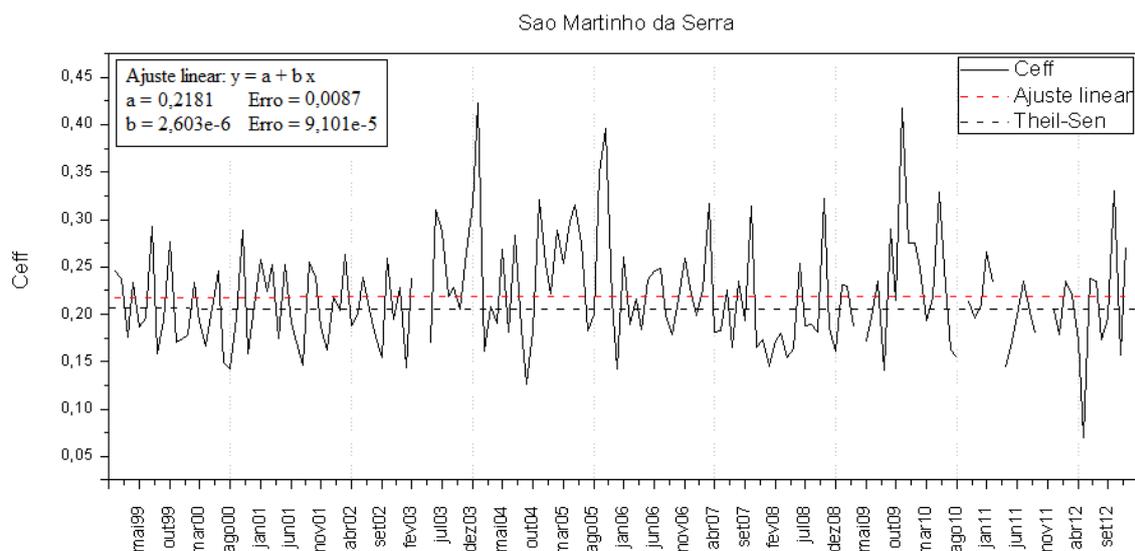


Figura 6.40 – Tendência da média mensal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre São Martinho da Serra avaliada pelo estimador de Theil-Sen (linha azul) entre 1999 e 2012, juntamente com a regressão linear e seus parâmetros (linha vermelha).

Em comparação com as outras estações, as tendências locais das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens sobre São Martinho da Serra não são muito evidentes. Entre Janeiro de 1999 e Fevereiro de 2003 tem-se uma tendência não significativa de redução das médias mensais do C_{eff} ($Z = -0,355$ e $\beta_{TS} = -5 \times 10^{-5}$). De Maio de 2003 a Dezembro de 2007, observa-se uma tendência estatisticamente significativa de redução do C_{eff} ($Z = -6,417$ e $\beta_{TS} = -0,00073$). Entre Janeiro de 2008 e Dezembro de 2012 tem-se uma tendência significativa de aumento do C_{eff} ($Z = 4,158$ e $\beta_{TS} = 0,00035$).

No tocante à radiação solar, observa-se uma tendência estatisticamente significativa de aumento da integral diária de irradiância solar sobre a estação SONDA de São Martinho da Serra ($Z = 4,658$ e $\beta_{TS} = 227,891$), avaliada com o emprego do teste de Mann-Kendall ao nível de significância de 5% durante o período de 2005 a 2012, indicando, portanto, a ocorrência de *solar brightening* sobre São Martinho da Serra no período de estudo, conforme se visualiza na Figura 6.41.

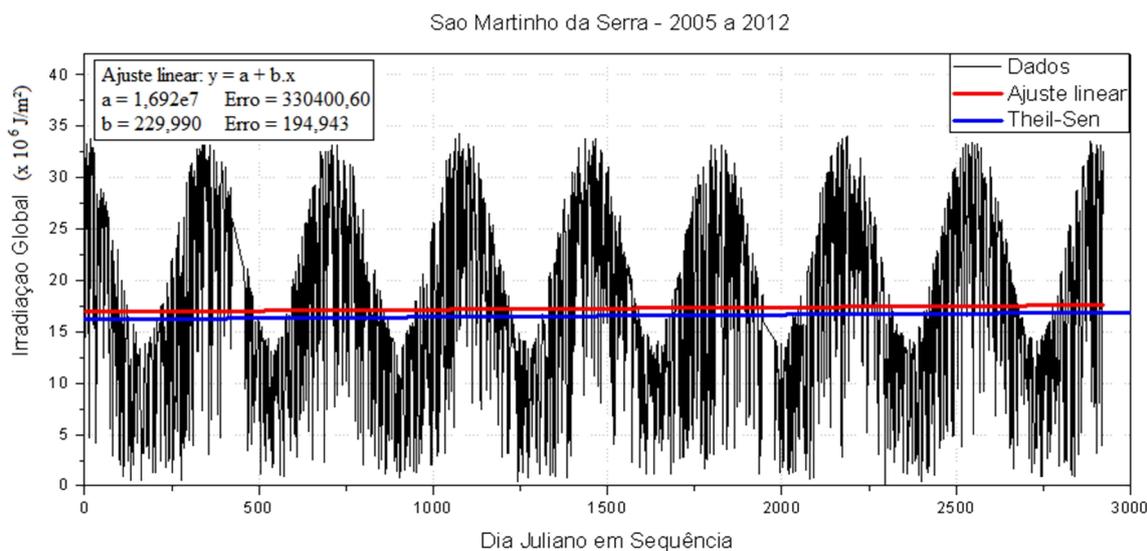


Figura 6.41 – Tendência da integral diária da irradiância solar global medida na estação SONDA de São Martinho da Serra, durante o período de 2004 a 2012, empregando o estimador de Theil-Sen (linha azul).

Tabela 6.4 – Parâmetros de avaliação de tendência para as médias mensais da irradiação solar global sobre algumas estações SONDA.

<i>Estação</i>	β_{TS}	Z	Hipótese válida ($\alpha = 5\%$)
<i>Brasília (2005-2012)</i>	5854,5	2,096	alternativa
<i>Cuiabá (2006-2012)</i>	7517	2,571	alternativa
<i>Campo Grande (2007-2012)</i>	17637	4,801	alternativa
<i>Petrolina (2004-2012)</i>	3892	1,610	nula
<i>São Martinho S. (2005-2012)</i>	6310	1,358	nula

As tendências das médias mensais da irradiação solar global, sobre cada uma das estações utilizadas no estudo, são apresentadas na Tabela 6.4. Sobre as estações de Brasília, Cuiabá e Campo Grande, encontraram-se tendências estatisticamente significativas de aumento da média mensal de irradiação solar, durante os períodos indicados na Tabela 6.4, com um nível de significância de 5%. Em contrapartida, observam-se tendências não significativas de aumento das mesmas sobre as estações de Petrolina e São Martinho da Serra. Em geral, observa-se consistência entre as tendências de aumento da irradiação solar global média mensal com as tendências de redução do coeficiente de cobertura de nuvens médio mensal sobre as estações consideradas. As duas estações que não apresentaram tendências significativas de aumento da média

mensal da irradiação solar global (Petrolina e São Martinho da Serra) tiveram alteração da tendência das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens a partir de 2007.

6.5 Tendências do C_{eff} sobre Todo o Brasil

Avaliaram-se as tendências do coeficiente de cobertura de nuvens sobre pequenas áreas definidas sobre o Brasil, para as quais se calcularam as médias do C_{eff} referentes a cada uma das imagens de satélite dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre os anos de 1999 e 2012, empregando o teste não-paramétrico de Mann-Kendall ao nível de significância de 5%, associado ao estimador de tendência de Theil-Sen. Apresenta-se, na Figura 6.42, o valor Z associado à estatística padronizada de Mann-Kendall da análise supracitada.

A partir dos valores de Z apresentados na Figura 6.42, aplicou-se uma classificação de cada área sobre o Brasil considerando o nível de significância de 5%, de tal forma que se devam comparar os valores de Z com os valores críticos da distribuição normal associados a um teste bilateral (-1,96 e 1,96). Apresenta-se a referida classificação na Figura 6.43.

As áreas de cor azul escuro na Figura 6.43 indicam tendências estatisticamente significativas de redução dos valores do coeficiente de cobertura de nuvens, ao nível de significância de 5%. As áreas em vermelho, por sua vez, indicam regiões com tendências estatisticamente significativas de aumento do C_{eff} . As demais cores referem-se a tendências não significativas sob um teste com 5% de significância.

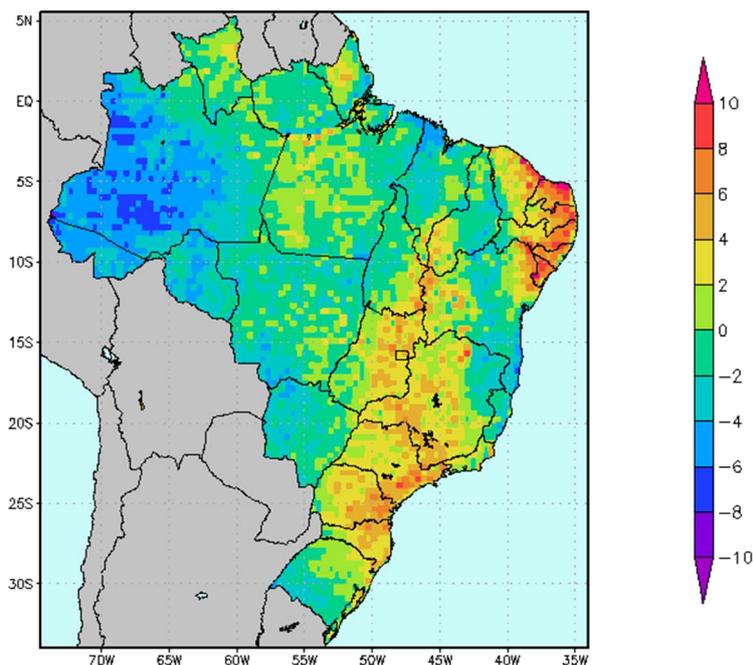


Figura 6.42 – Valor Z do teste não-paramétrico de Mann-Kendall calculado utilizando todos os valores do coeficiente de cobertura de nuvens (médias de pequenas áreas) dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre os anos de 1999 e 2012.

Notam-se, portanto, tendências estatisticamente significativas de aumento dos valores do C_{eff} no leste da região Nordeste, estendendo-se desde o norte da Bahia até o Ceará, e numa faixa estendendo-se desde Santa Catarina até o sul do Piauí, passando pela metade oeste de Minas Gerais, metade leste de Goiás, Distrito Federal, extremo oeste da Bahia e sudeste de Tocantins. Além disso, destacam-se algumas pequenas áreas nos estados do Rio Grande do Sul, Mato Grosso, Maranhão, Pará, Amapá e Roraima.

No oeste da região Amazônica, numa faixa estendendo-se do Espírito Santo até o Maranhão, passando pela área central da Bahia e nordeste de Minas Gerais, e em algumas áreas do Centro-Oeste e sudoeste gaúcho, encontram-se tendências estatisticamente significativas de redução dos valores do coeficiente de cobertura de nuvens.

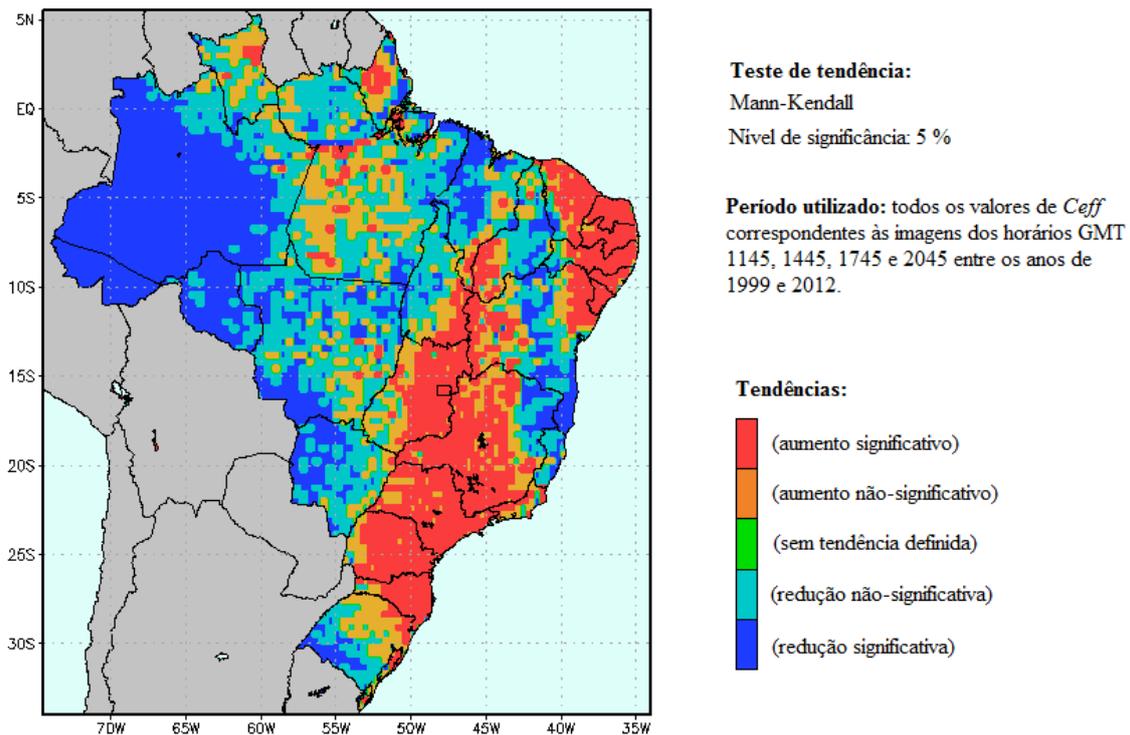


Figura 6.43 – Classificação dos valores de Z do teste de Mann-Kendall quando utilizado o nível de significância de 5%, calculado utilizando todos os valores do coeficiente de cobertura de nuvens (médias de pequenas áreas) dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre os anos de 1999 e 2012.

Embora a Figura 6.43 permita verificar as tendências do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil no período de 1999 a 2012, não se podem analisar as alterações de tendências ao longo deste período através da mesma. Para tanto, pode-se empregar a mesma análise através do teste não-paramétrico de Mann-Kendall para períodos de tempo menores. Contudo, devido à grande área do território brasileiro, não é viável a verificação individual de cada área sobre o país para encontrar o período exato de alteração de tendência, caso esta ocorra. Por isso, dividiram-se os dados de C_{eff} em dois períodos, um estendendo-se de 1999 a 2005, e outro seguindo de 2006 a 2012.

Os valores de Z da estatística padronizada do teste de Mann-Kendall, referentes aos períodos de 1999 a 2005 e 2006 a 2012, são apresentados, respectivamente, nas Figuras 6.44 e 6.45. Adicionalmente, suas classificações de acordo com o nível de significância de 5% são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 6.46 e 6.47.

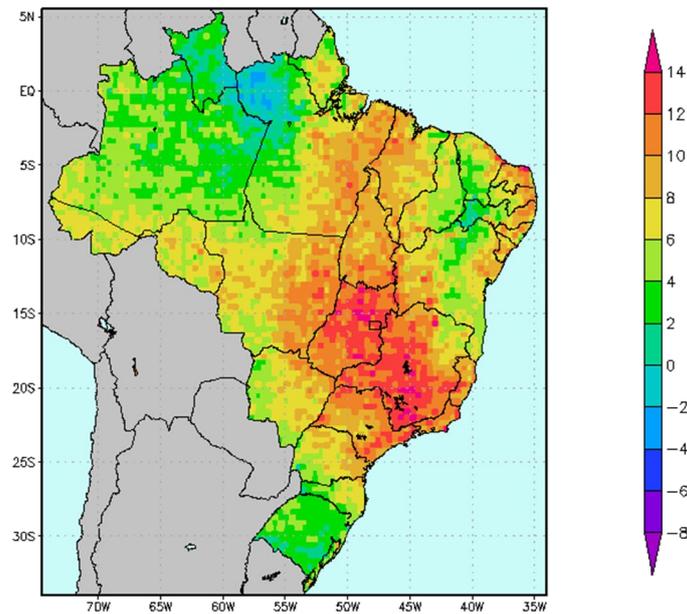


Figura 6.44 – Valores de Z do teste de Mann-Kendall estimados para a análise das tendências dos valores de C_{eff} dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT referentes ao período de 1999 a 2005.

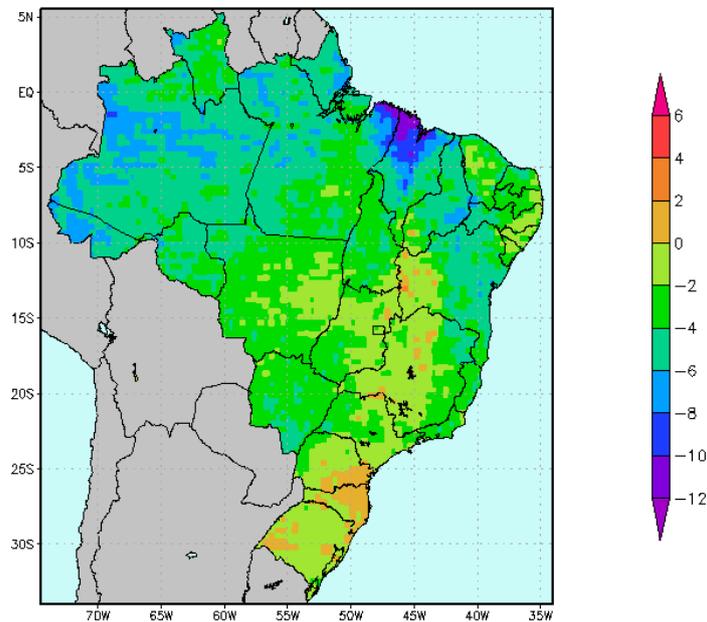


Figura 6.45 – Valores de Z do teste de Mann-Kendall estimados para a análise das tendências dos valores de C_{eff} dos horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT referentes ao período de 2006 a 2012.

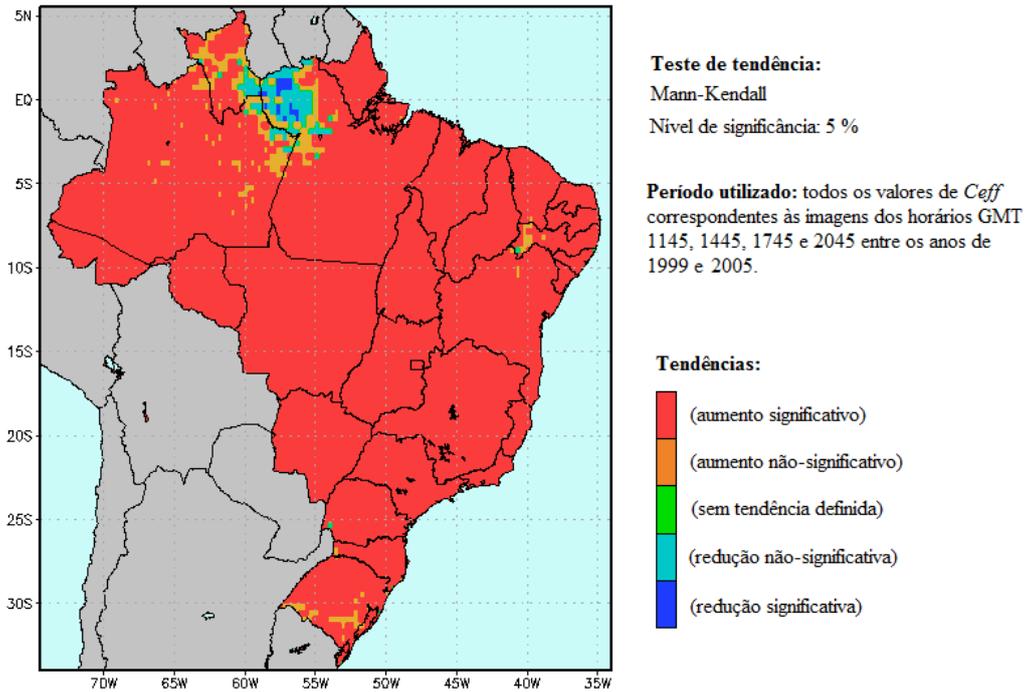


Figura 6.46 – Classificação do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2005, utilizando o nível de significância de 5%.

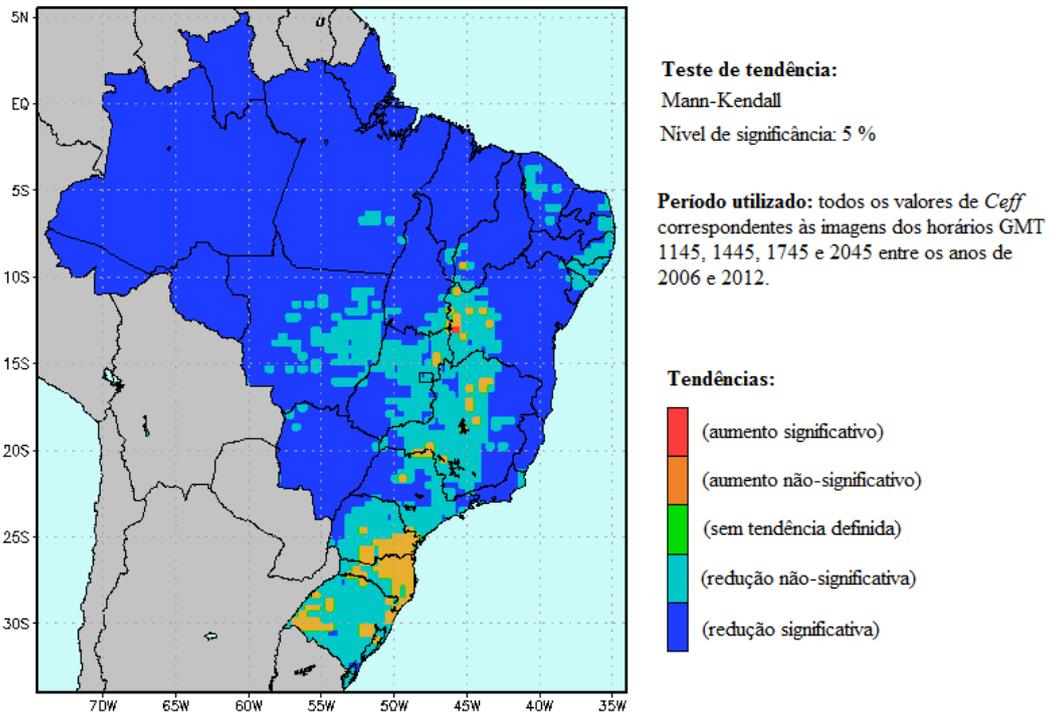


Figura 6.47 – Classificação do teste de Mann-Kendall para o período de 2006 a 2012, utilizando o nível de significância de 5%.

A partir das análises realizadas, nota-se distintamente que houve alteração de tendência do coeficiente de cobertura de nuvens na maior parte do Brasil entre os períodos de 1999 a 2005 e 2006 a 2012.

Entre 1999 e 2005, conforme se visualiza na Figura 6.46, prevaleceram tendências estatisticamente significativas de aumento do C_{eff} sobre praticamente todo o país, à exceção de uma área no centro-norte da região Amazônica, em que se observam tendências não significativas em sua maior parte e uma pequena área com tendência significativa de redução dos valores do C_{eff} , e de algumas áreas no Nordeste e Rio Grande do Sul, onde se encontram tendências não significativas ao nível de significância de 5%.

No período posterior, entre 2006 e 2012, a maior parte do país apresenta tendência estatisticamente significativa de redução do coeficiente de cobertura de nuvens, exceto por algumas áreas no Nordeste, Centro-Oeste, sudeste do Pará e numa faixa estendendo-se desde a região Sul até o sul do Piauí, passando pelo centro-leste de São Paulo, centro-oeste de Minas Gerais e oeste da Bahia.

A comparação das tendências nestes dois períodos com as tendências gerais entre 1999 e 2012 permite entender melhor os padrões encontrados na Figura 6.43. As regiões com tendências estatisticamente significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens da Figura 6.43 correspondem às regiões em que, no período de 1999 a 2005, notavam-se tendências de aumento do C_{eff} , porém, no período de 2006 a 2012, não possuem, em geral, tendências definidas.

As tendências não significativas sobre o centro-norte da região Norte do Brasil, na Figura 6.43, por sua vez, podem ser decorrentes das tendências estatisticamente significativas de redução do C_{eff} encontradas no período de 1999 a 2005.

Além dessas análises, as tendências do coeficiente de cobertura de nuvens foram avaliadas isoladamente para cada um dos horários utilizados no estudo, compreendendo um período matinal (1145 GMT), um horário próximo ao meio-dia local (1445 GMT), um horário vespertino (1745 GMT) e um horário no fim da tarde (2045 GMT).

As tendências do C_{eff} entre 1999 e 2012 para os horários 1145 GMT, 1445 GMT, 1745 GMT e 2045 GMT são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 6.49 a 6.52.

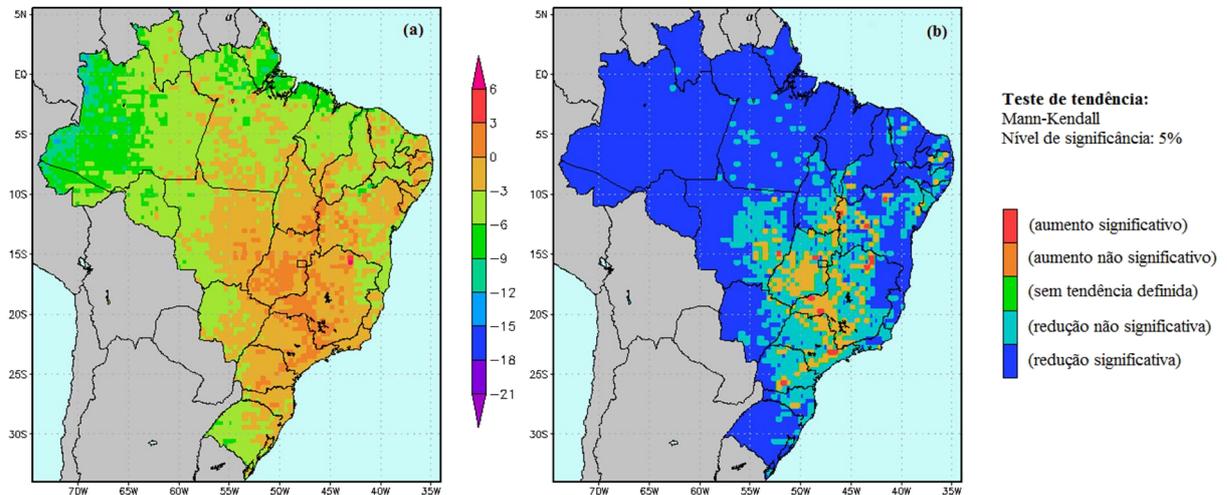


Figura 6.49 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1145 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.

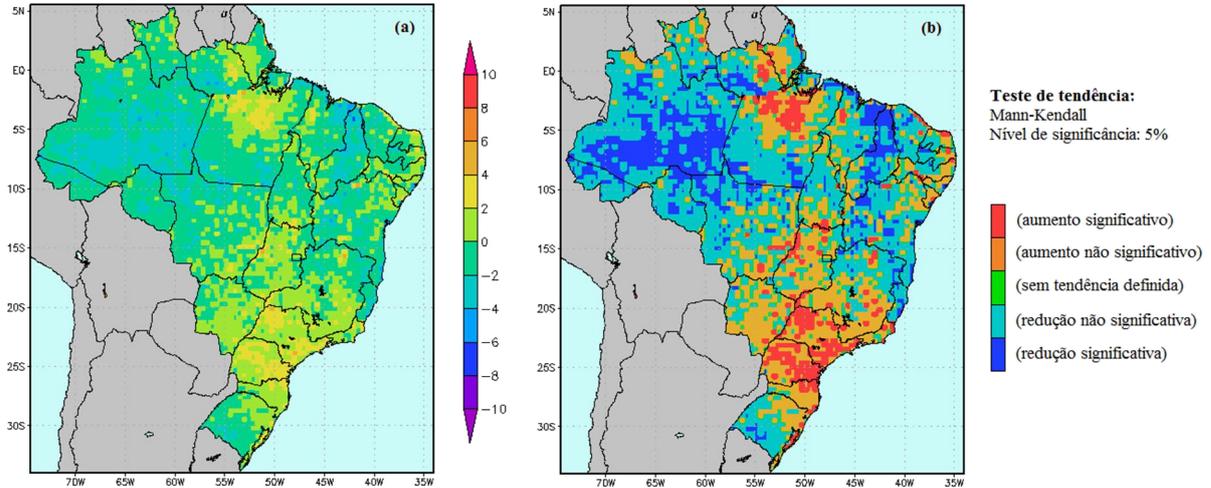


Figura 6.50 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1445 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.

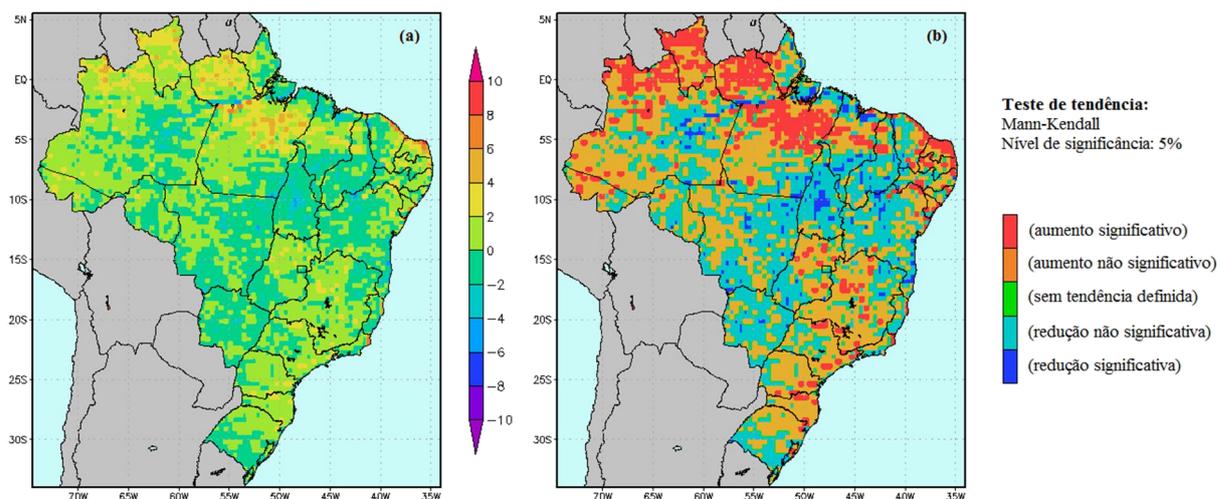


Figura 6.51 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 1745 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.

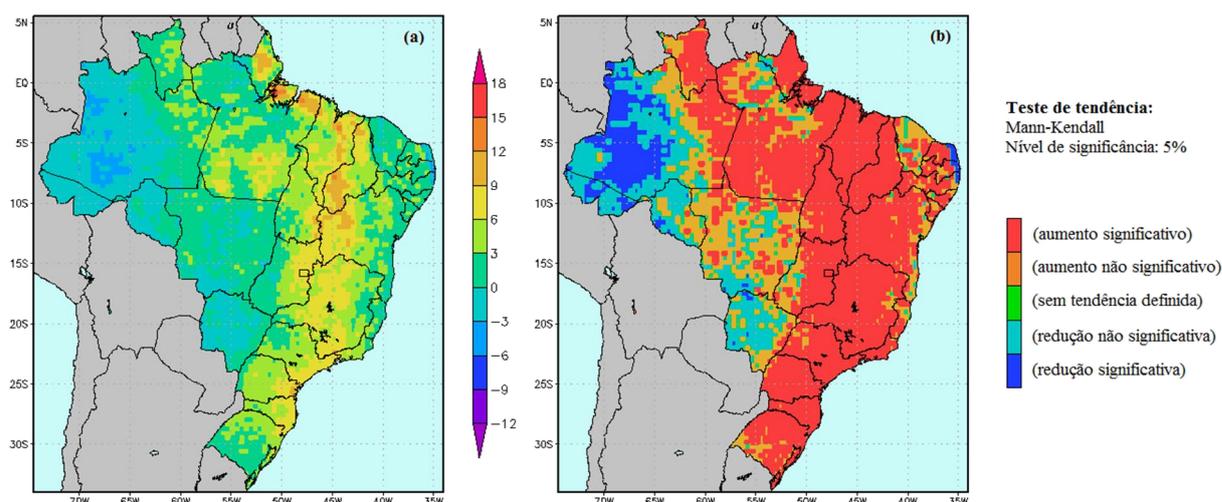


Figura 6.52 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall associados às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 2045 GMT entre 1999 a 2012 e (b) classificação dos mesmos de acordo com o nível de significância de 5%.

Notam-se, portanto, no período de 1999 a 2012, tendências estatisticamente significativas ($\alpha = 5\%$) de redução do coeficiente de cobertura de nuvens predominantes para o horário 1145 GMT sobre a maior parte do país, com exceção de uma área que cobre parte das regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e algumas áreas isoladas na região Norte, onde se encontram tendências não significativas.

Em contrapartida, as tendências observadas nos outros horários diferem do que foi encontrado para 1145 GMT. Para 1445 GMT, existem tendências significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens principalmente ao norte do Pará, sudeste do Centro-Oeste, sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e extremo norte catarinense. Tendências significativas de redução do C_{eff} , por sua vez, são encontradas predominantemente no centro-leste da região Norte e norte do Nordeste.

Para o horário das 1745 GMT, existem apenas algumas pequenas áreas com tendências significativas de redução do C_{eff} distribuídas pela parte centro-norte do Brasil, e tendências significativas de aumento do C_{eff} presentes principalmente na faixa norte do país, além de algumas áreas dispersas pelas regiões Sul, Sudeste e no estado de Goiás.

No horário das 2045 GMT, no entanto, observam-se tendências de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens sobre a maior parte do país, com exceção de algumas áreas no leste do Centro-Oeste, onde há tendências não significativas, no leste da região Norte, onde se encontram também tendências significativas de redução do C_{eff} , e numa faixa litorânea da região Nordeste, onde existem tendências significativas de redução do coeficiente de cobertura de nuvens.

As Figuras 6.53 e 6.54 apresentam, respectivamente, as tendências do coeficiente de cobertura de nuvens avaliadas para o horário 1145 GMT nos períodos de 1999 a 2005 e de 2006 a 2012. Torna-se claramente visível a alteração da tendência entre os dois períodos: na Figura 6.53, observam-se tendências predominantemente significativas de aumento do C_{eff} correspondente ao horário de 1145 GMT, com algumas áreas nas regiões Norte, Nordeste e Sul com tendências significativas de redução do C_{eff} , ao passo que, na Figura 6.54, em quase a totalidade do Brasil notam-se tendências significativas de redução do C_{eff} .

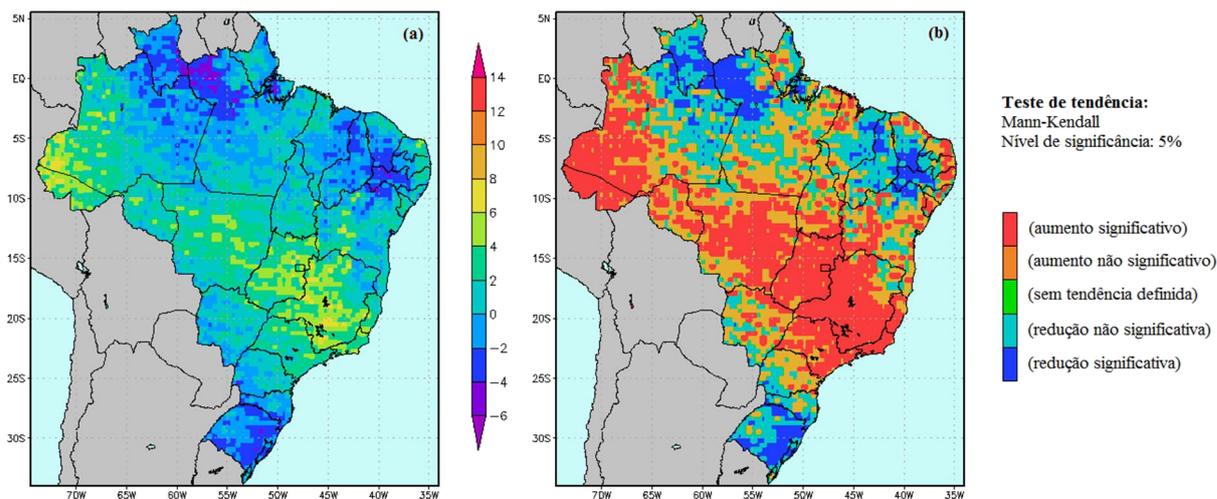


Figura 6.53 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1145 GMT entre 1999 e 2005.

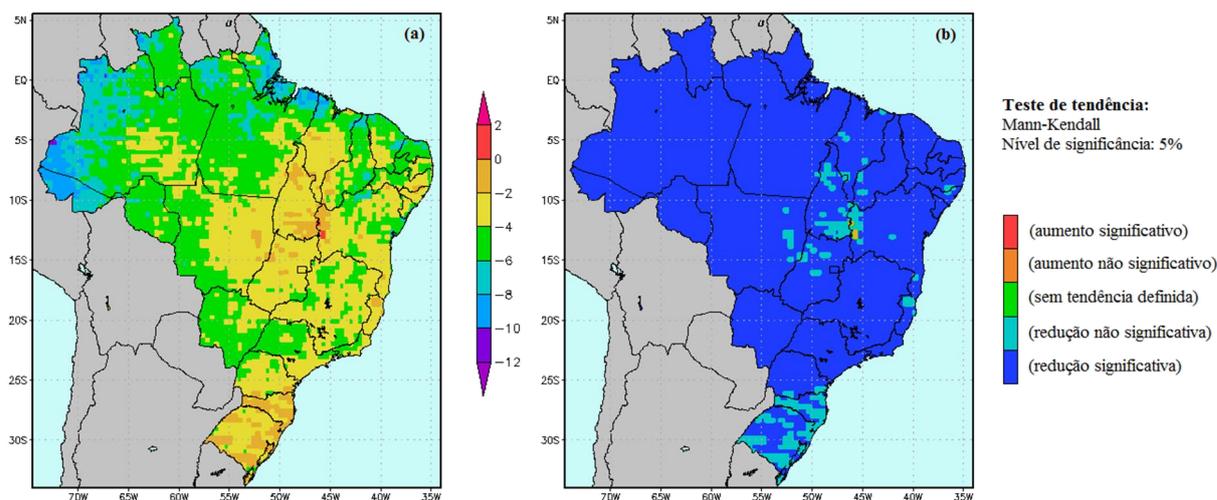


Figura 6.54 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1145 GMT entre 2006 e 2012.

As tendências do coeficiente de cobertura de nuvens, para o horário 1445 GMT, divididas nos períodos de 1999 a 2005 e 2006 a 2012 são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 6.55 e 6.56. No primeiro período, 1999 a 2005, observam-se tendências significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens para o horário 1445 GMT na maior parte do país. Em seguida, entre 2006 e 2012, tem-se uma

alteração da tendência especialmente na parte norte do Brasil, acima da latitude de -15° , nas partes central e sul, contudo, observam-se tendências não significativas de redução e aumento do coeficiente de cobertura de nuvens, respectivamente.

Para o horário das 1745 GMT, as tendências correspondentes aos períodos de 1999 a 2005 e 2006 a 2012 são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 6.57 e 6.58. As tendências do coeficiente de cobertura de nuvens para o primeiro período do horário 1745 GMT são muito similares às observadas no horário das 1445 GMT, com predominância de aumento estatisticamente significativo do C_{eff} . No período de 2006 a 2012, contudo, observam-se tendências significativas de redução do C_{eff} apenas em algumas áreas do extremo norte do país, entre a região Amazônica e o Nordeste, enquanto no restante do país têm-se tendências não significativas.

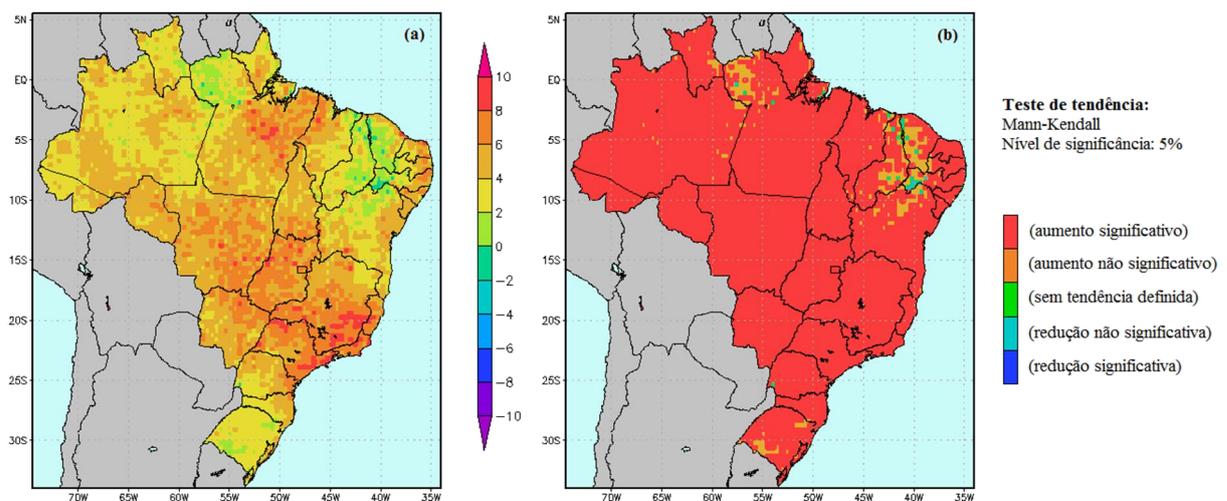


Figura 6.55 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1445 GMT entre 1999 e 2005.

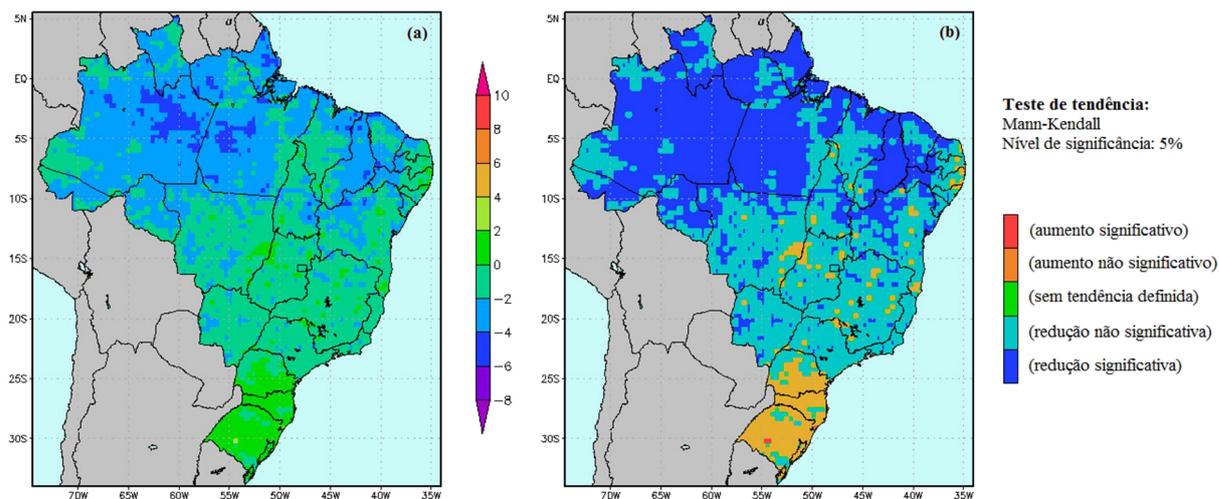


Figura 6.56 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1445 GMT entre 2006 e 2012.

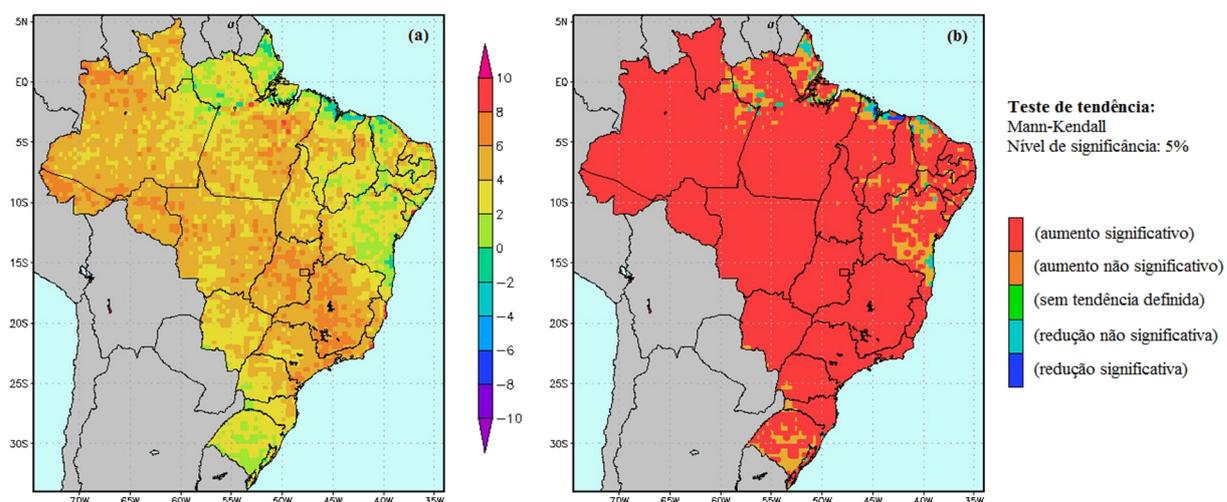


Figura 6.57 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1745 GMT entre 1999 e 2005.

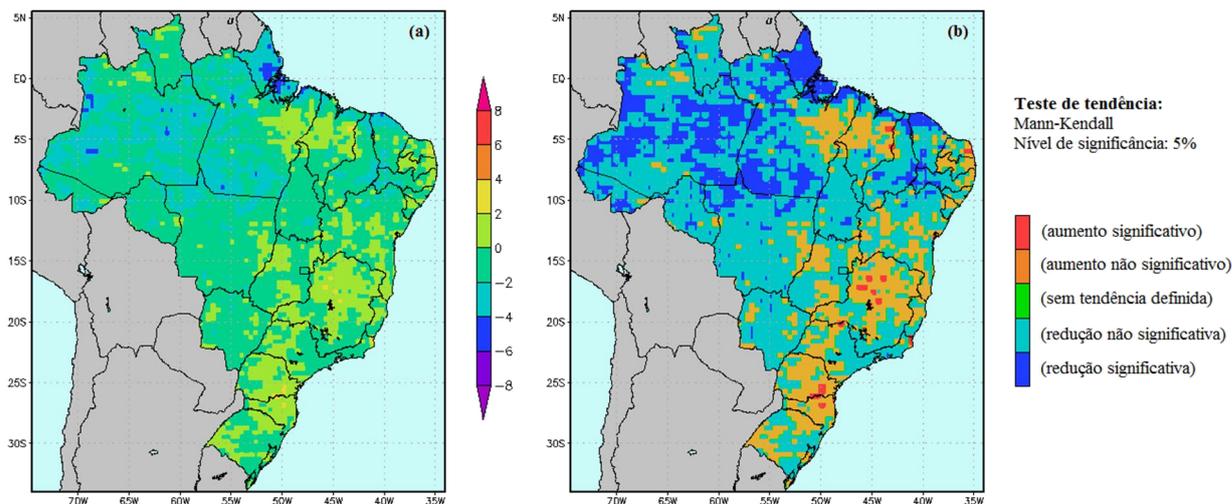


Figura 6.58 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 1745 GMT entre 2006 e 2012.

Por fim, as tendências do coeficiente de cobertura de nuvens do horário 2045 GMT, entre os anos de 1999 a 2005 e 2006 a 2012 são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 6.59 e 6.60. Com exceção de parte da região Amazônica, encontram-se tendências estatisticamente significativas de aumento do C_{eff} em todo o restante do Brasil no período de 1999 a 2005 para o horário das 2045 GMT. No período seguinte, 2006 a 2012, as tendências do C_{eff} continuam significativas de aumento do mesmo majoritariamente em toda a faixa leste do país, além de algumas áreas no centro-norte.

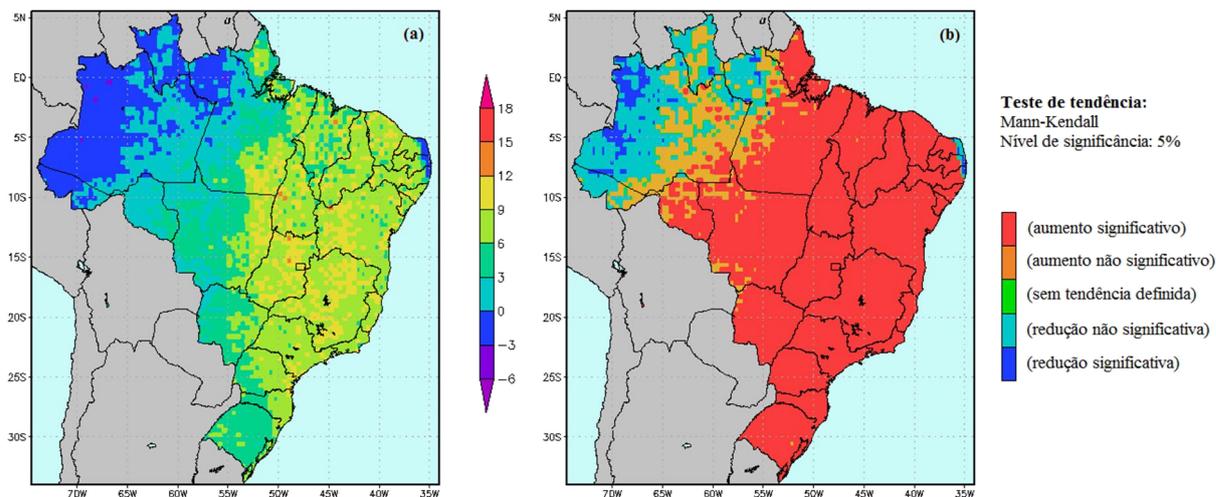


Figura 6.59 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 2045 GMT entre 1999 e 2005.

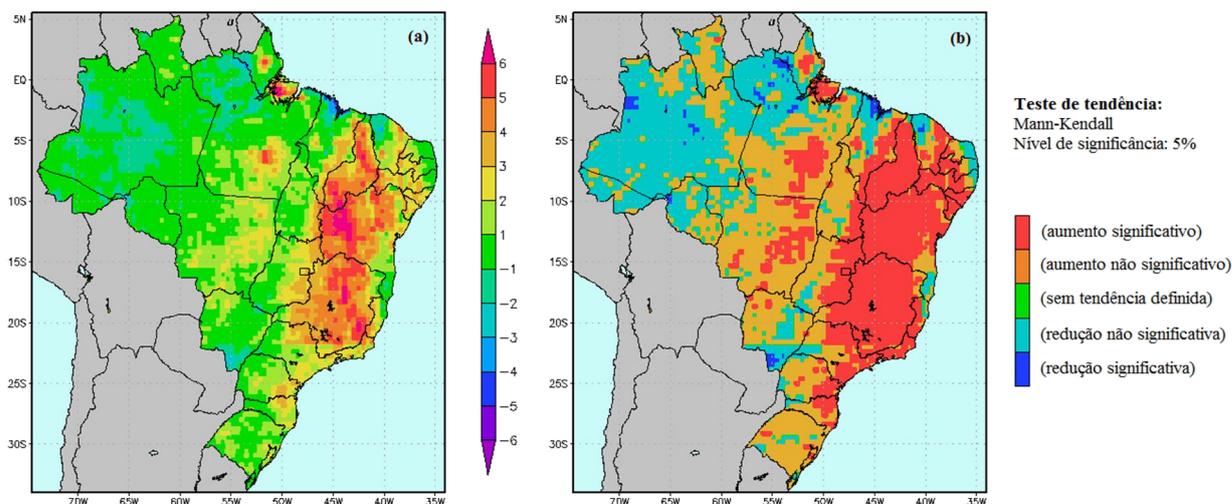


Figura 6.60 – (a) Valores de Z do teste de Mann-Kendall e (b) classificação dos mesmos segundo o nível de significância de 5% para as tendências do C_{eff} do horário 2045 GMT entre 2006 e 2012.

6.6 Discussões Adicionais sobre as Tendências do C_{eff}

As nuvens podem afetar o fluxo de radiação solar de diversas maneiras, de acordo com suas propriedades microfísicas como conteúdo de água (líquida, assim como gelo para

nuvens altas), raio e forma das gotas (ou cristais de gelo) e sua concentração, por exemplo (JOHANSEN, 2005, p. 8). O coeficiente de cobertura de nuvens, por sua vez, consegue representar a distribuição espacial e a profundidade ótica das nuvens.

Apesar disso, notou-se uma relação de coerência no que se refere às tendências do coeficiente de cobertura de nuvens médio mensal e da irradiação solar global média mensal em superfície, conforme discutido na seção 6.4 deste texto. Isso sugere que uma tendência de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens esteja associada a uma tendência de redução da irradiação solar global em superfície.

Diante disso, espera-se que as Figuras 6.43, 6.46 e 6.47 correspondam, aproximadamente, aos padrões inversos das tendências da irradiação solar global em superfície. Portanto, este estudo fornece uma indicação de que, no período de dados correspondente a cada uma das figuras supracitadas, o Brasil sofreu a influência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening*.

Embora não seja viável uma análise visual das tendências sobre cada uma das áreas em que foi dividido o Brasil neste estudo, estes resultados sugerem que houve alteração da tendência que seria esperada para a irradiação solar global em superfície, ou seja, existe uma boa probabilidade de que, no período de 1999 a 2005, a tendência predominante da irradiação global seja de redução (devido ao aumento do C_{eff}), o que corresponde ao fenômeno de *solar dimming*. Em contrapartida, no período de 2006 a 2012, esperam-se tendências de aumento da irradiação solar global (redução do C_{eff}), prevalecendo assim o fenômeno de *solar brightening*.

Deve-se considerar, no entanto, que as alterações na cobertura de nuvens não são o único fator responsável pela ocorrência de *dimming* e *brightening*, já que as variações na concentração dos aerossóis também exercem influência significativa. Além disso, existe um acoplamento entre as alterações na cobertura de nuvens e na concentração de aerossóis, o que pode ser notado no trabalho de Kaufmann e Freedman (1999), no qual os autores observaram que nuvens próximas a áreas urbanas, onde a emissão antrópica de aerossóis é mais intensa, são formadas por gotas d'água menores e têm sua refletividade aumentada.

Além das emissões antrópicas de aerossóis nos centros urbanos e áreas industriais, o Brasil apresenta grande número de focos de queimadas em seu território, visando fins essencialmente agrícolas e ocorrendo especialmente em áreas já desmatadas, porém ocorrem também incêndios florestais, decorrentes tanto de causas naturais quanto provocados.

7 CONCLUSÕES

Os fenômenos de *solar dimming* e *brightening* têm recebido cada vez mais atenção da mídia e da comunidade científica em geral, refletindo sua importância no contexto das mudanças climáticas que possuem impacto significativo no futuro do planeta. Este estudo resumiu os principais aspectos relacionados a esses fenômenos, destacando os fatores responsáveis por sua ocorrência e apresentando algumas das referências que os comprovam através de estudos que empregam dados coletados em superfície e informações fornecidas por satélites, associadas a modelos físicos de radiação.

Os diversos estudos apresentados demonstram a ocorrência dos fenômenos de *dimming* e *brightening* em vários países do mundo, no entanto, ainda são escassas as informações sobre sua ocorrência no Brasil, principalmente devido à ausência de uma base de dados de radiação solar em superfície que contemple um grande período de tempo, associada a uma distribuição espacial razoável das estações em território brasileiro.

Com o intuito de suprir essa demanda de informações, empregam-se, na literatura científica, outras variáveis como nebulosidade, evaporação e espessura ótica de aerossóis, por exemplo. Este estudo encaixa-se neste contexto, em que se utilizaram imagens dos satélites GOES-8, GOES-10 e GOES-12 para avaliar a variabilidade espaço-temporal do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil, fornecendo assim informações que sugerem a ocorrência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening* no país.

Apresentam-se também, neste estudo, as metodologias desenvolvidas com o objetivo de estimar as radiâncias de céu claro e encoberto a partir das imagens de satélite, necessárias ao cálculo do coeficiente de cobertura de nuvens.

A radiância de céu claro é estimada a partir do histograma de frequências da radiância visível medida pelos satélites, atribuindo-se a mesma o valor mais frequente observado em uma determinada área no período de um trimestre.

Em relação à radiância de céu encoberto, procurou-se uma forma de estimá-la de tal forma que, dada uma geometria Sol-pixel-satélite fixa, a radiância deveria ser a mesma independente da região do país. Por fim, conseguiu-se ajustar uma função para sua

estimativa levando em conta a geometria Sol-pixel-satélite (ângulos zenitais do Sol e do satélite) e a textura do topo das nuvens, representada através do desvio padrão da radiância visível observado em uma pequena área nas imagens.

Para avaliar a coerência das estimativas do coeficiente de cobertura de nuvens, comparou-se o mesmo com a razão entre a integral diária da irradiância solar global, medida em algumas estações solarimétricas da rede SONDA, e a irradiação solar incidente no topo da atmosfera, conhecida como parâmetro Kt . Nas estações utilizadas na análise, o coeficiente de determinação ajustado entre o coeficiente de cobertura de nuvens e o parâmetro Kt apresentou os valores: 0,57 para Brasília, 0,64 para Cuiabá, 0,63 para Campo Grande, 0,56 para Florianópolis, 0,56 para Palmas, 0,53 para Petrolina e 0,71 para São Martinho da Serra. Além disso, verificaram-se consistentes padrões espaciais entre as médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens e as normais climatológicas de nebulosidades publicadas pelo INMET.

Avaliaram-se as tendências da integral diária da irradiância solar global medida em algumas estações da rede SONDA, assim como as tendências das médias mensais da mesma, através do teste não-paramétrico de Mann-Kendall sob nível de significância de 5% e do estimador de Theil-Sen. A estação de Brasília apresentou tendência não significativa de redução da integral diária entre 2005 e 2012 ($Z = -1,557$ e $\beta_{TS} = -52,552$), e tendência significativa de aumento das médias mensais da irradiação global ($Z = 2,096$ e $\beta_{TS} = 5854,5$). Em Cuiabá encontraram-se tendências significativas de aumento da integral diária ($Z = 6,606$ e $\beta_{TS} = 245,104$) e da média mensal ($Z = 2,571$ e $\beta_{TS} = 7517$) da irradiação global entre 2006 e 2012. O mesmo foi encontrado para Campo Grande para a integral diária ($Z = 13,813$ e $\beta_{TS} = 653,158$) e a média mensal ($Z = 4,801$ e $\beta_{TS} = 17637$) entre 2007 a 2012. Sobre a estação de Petrolina, contudo, encontraram-se tendência de redução significativa da integral diária ($Z = -2,727$ e $\beta_{TS} = -78,338$) e tendência não significativa da média mensal ($Z = 1,610$ e $\beta_{TS} = 3892$) entre 2004 e 2012. Por fim, verificaram-se tendências significativa de aumento da integral diária ($Z = 4,658$ e $\beta_{TS} = 227,891$) e não significativa da média mensal ($Z = 1,358$ e $\beta_{TS} = 6310$) para São Martinho da Serra entre 2005 e 2012.

Em relação às tendências das médias mensais do coeficiente de cobertura de nuvens sobre essas estações, encontraram-se comportamentos próximos ao esperado, ou seja, tendências de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens geralmente associadas a tendências de redução da radiação solar. Entretanto, também foram verificadas alterações das tendências entre 1999 e 2012, e mesmo nos períodos posteriores ao ano de 2004, a partir do qual existem dados de radiação solar global sobre as estações.

Além disso, este estudo apresenta uma análise mais detalhada das tendências do coeficiente de cobertura de nuvens, calculado para os horários 1145, 1445, 1745 e 2045 GMT entre 1999 e 2012, e dividindo o período em dois: 1999 e 2005 e 2006 a 2012. Entre 1999 e 2005, notaram-se tendências predominantes de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil, com posterior inversão das tendências na maior parte do país entre 2006 e 2012, com exceção de uma área estendendo-se desde o Sul do Brasil até o oeste da Bahia, incluindo áreas do Nordeste e Centro-Oeste, em que não existem tendências significativas. Essas regiões, por sua vez, correspondem aproximadamente às mesmas regiões em que prevalecem tendências significativas de aumento do coeficiente de cobertura de nuvens quando avaliadas durante todo o período de 1999 a 2012.

Com base no que foi exposto acima, os objetivos deste trabalho foram atingidos, tendo-se demonstrado a ocorrência de tendências estatisticamente significativas de alteração do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil. Este estudo permite verificar, ainda, a presença de mudança das tendências do coeficiente de cobertura de nuvens. Diante disso, sugere-se a influência dos fenômenos de *solar dimming* e *brightening* no Brasil no período de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABAKUMOVA, G. M.; FEIGELSON, E. M.; RUSSAK, V.; STADNIK, V. V. Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union. **J. Climate**, v. 9, p. 1319-1327, 1996. doi: 10.1175/1520-0442/009<1319:EOLTCI>2.0.CO;2.

AHRENS, C. D. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. Estados Unidos: Brooks/Cole, 2009. 621 p.

AKSOY, B. Variations and trends in global solar radiation for Turkey. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 58, p. 71–77, 1997, doi:10.1007/BF00867433.

ALPERT, P.; KISHCHA, P.; KAUFMAN, Y. J.; SCHWARZBARD, R. Global dimming or local dimming?: Effect of urbanization on sunlight availability. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, L17802, 2005. doi:10.1029/2005GL023320.

ALPERT, P.; KISHCHA, P. Quantification of the effect of urbanization on solar dimming. **Geophys. Res. Lett.**, v. 35, L08801, 2008. doi:10.1029/2007GL033012.

ALVES, L. M. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 15, p. 235-241.

BACK, A. J. Aplicação de análise estatística para identificação de tendências climáticas. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 36, n. 5, p. 717-726, 2001.

BBC (Reino Unido). **Global Dimming**. Programme transcript. 2005. Disponível em: <http://www.bbc.co.uk/sn/tvradio/programmes/horizon/dimming_trans.shtml>. Acesso em: 13 mar. 2012.

BRASSEUR, G.; SOLOMON, S. **Aeronomy of the middle atmosphere**. Dordrecht, Holanda: D. Reidel Publishing Company, 1986. 452 p.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 6, p. 95-109.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 13, p. 197-212.

CAVALCANTI, I. F. A. ; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 9, p. 135-147.

CHEN, X.; WEI, H.; YANG, P.; JIN, Z.; BAUM, B. An efficient method for computing atmospheric radiances in clear-sky and cloudy conditions. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, v. 112, p. 109-118, 2011.

COULSON, K. L. **Solar and terrestrial radiation: methods and measurements**. New York: Academic Press, 1975. 322 p.

DUTTON, E. G.; STONE, R. S.; NELSON, D. W.; MENDONÇA, B. G. Recent interannual variations in solar radiation, cloudiness, and surface temperature at the South Pole. **J. Climate**, v. 4, p. 848–858, 1991. doi: 10.1175/1520-0442(1991)004<0848:RIVISR>2.0.CO;2.

ECHER, M. P. S. **Desenvolvimento de um sistema de mapeamento automático de fração de cobertura de nuvens**. 2004. 187 p. (INPE-12562-TDI/1003). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/07.08.16.19>>.

ECHER, M. P. S.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 3, p. 341-352, 2006.

ECHER, M. P. S.; PEREIRA, E. B.; BINS, L. S.; Andrade, M. A. R. Simple method for the assessment of the cloud cover state in high latitude regions by a ground based digital camera. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 23, p. 437-447, 2006.

EMBRAPA. Sistemas Orbitais de Monitoramento e Gestão Territorial. GOES - Geoestacionary Operational Environmental Satellite. Disponível em: <<http://www.sat.cnpem.embrapa.br/conteudo/goes.htm>>. Acesso em: 23 abr. 2012.

ENGLAND, C. F.; HUNT, G. A. A bispectral method for the automatic determination of parameters for use in imaginf satellite cloud retrievals. **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 9, p. 1545-1553, 1985. doi: 10.1080/01431168508948300.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS/CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (INPE/CPTEC). **El Niño e La Niña**. São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 6 ago. 2013.

FIORIN, D. V. **Emprego de redes neurais artificiais na análise de parâmetros de radiação solar**. Santa Maria: Relatório de Estágio Supervisionado em Engenharia Química – Universidade Federal de Santa Maria, 2009. 105 p.

FRÖHLICH, C.; LEAN, J. The Sun's total irradiance: cycles and trends in the past two decades and associated climate change uncertainties. **Geophys. Res. Lett.**, v. 25, p. 4377–4380, 1998. doi:10.1029/1998GL900157.

GAMBI, W. **Avaliação de um modelo físico estimador de irradiância solar baseado em satélites geostacionários**. 1998. 140 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 1998.

GILGEN, H.; WILD, M.; OHMURA, A. Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance (GEBA) data. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2042–2061, 1998.

GILGEN, H.; ROESCH A.; WILD M.; OHMURA, A. Decadal changes in shortwave irradiance at the surface in the period from 1960 to 2000 estimated from Global Energy Balance Archive Data. **J. Geophys. Res.**, v. 114, D00D08, 2009, doi: 10.1029/2008JD011383.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the Northern Hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**, v. 4, n. B4, p. 384-400, 1986.

GRIMM, A. M. **Meteorologia básica** - notas de aula. Universidade Federal do Paraná. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br.grimm/aposmeteo>>. Acesso em: 24 abr. 2012.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 17, p 259-275.

GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 22, p. 333-374.

GUARNIERI, R. A. **Planejamento e instalação da estação de referência SONDA no Observatório Espacial do Sul**. Santa Maria: Relatório de Estágio Supervisionado em Engenharia Química - Universidade Federal de Santa Maria, 2004. 105 p.

GUARNIERI, R. A. **Emprego de redes neurais artificiais e regressão linear múltipla no refinamento das previsões de radiação solar do modelo ETA**. 2006. 171 p. (INPE-14172-TDI/1089). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/05.30.18.50>>.

GUTMAN, G.; TARPLEY, D.; OHRING, G. Cloud screening for determination of land surface characteristics in a reduced resolution satellite data set. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, p. 859-870, 1987.

HATZIANASTASSIOU, N.; MATSOUKAS, C.; FOTIADI, A.; PAVLAKIS, K. G.; DRAKAKIS, E.; HATZIDIMITRIOU, D.; VARDAVAS, I. Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 5, p. 2847–2867, 2005. doi: 10.5194/acp-5-2847-2005.

HELSEL, D. R.; HIRSCH, R. M. **Statistical methods in water resources**. Estados Unidos: US Geological Survey, 2002. 522 p.

HINKELMAN, L. M.; STACKHOUSE JR., P. W.; WIELICKI, B. A.;ZHANG, T.; WILSON, S. R. Surface insolation trends from satellite and ground measurements: comparisons and challenges. **J. Geophys. Res.**, 2009. doi:10.1029/2008JD011004, in press.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990. Disponível em: < <http://www.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 18 ago. 2013.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Londres: Academic Press, 1983. 390 p.

JOHANSEN, C. W. **Global dimming - a regional perspective**. 84 p. Dissertação de Mestrado (Master Thesis) – University of Oslo, Institute of Geophysics, Oslo, Noruega, 2005.

KVALEVAG, M. M.; MYHRE, G., Human impact on direct and diffuse solar radiation during the industrial era. **J. Clim.**, 2007, v. 20, p. 4874–4883. doi:10.1175/JCLI4277.1.

KAUFMANN, W. J.; FREEDMAN, R. **Universe**. W. H. Freedman & Company, 1999. 823 p.

KAISER, D. P. Decreasing cloudiness over China: an updated analysis examining additional variables. **Geophys. Res. Lett.**, v. 27, p. 2193–2196, 2000. doi:10.1029/2000GL011358.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 14, p. 213-233.

KIDDER, S. Q.; VONDER HAAR, T. H. **Satellite meteorology: an introduction**. San Diego: Academic Press, 1995. 466 p.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Montly Weather Review**, v. 107, p. 1140-1153, 1979. doi: 10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2.

KVALEVAG, M. M.; MYHRE, G. Human impact on direct and diffuse solar radiation during the industrial era. **Journal of Climate**, v. 20, p. 4874-4883, 2007. doi: 10.1175/JCLI4277.1.

LENOBLE, J. **Atmospheric radiative transfer**. Hampton, USA: A. DEEPAK Publishing, 1993. 532 p.

LIEPERT, B. G. Recent changes in solar radiation under cloudy conditions in Germany, **Int. J. Climatol.**, v. 17, p. 1581 – 1593, 1997. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(19971130)17:14<1581::AID-JOC214>3.0.CO;2-H.

- LIEPERT, B. G.; TEGEN, I. Multidecadal solar radiation trends in the United States and Germany and direct tropospheric aerosol forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 107(D12): 4153, 2002. doi: 10.1029/2001JD000760.
- LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. New York: Academic Press Inc., 2002. 583 p.
- LONGOBARDI, A.; VILLANI, P. Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. **International Journal of Climatology**, 2009. doi: 10.1002/joc.2001.
- MANTELLI NETO, S. L.; WANGENHEIM, A.; PEREIRA, E. B.; COMUNELLO, E. The use of Euclidean geometric distance on RGB color space for the classification of sky and cloud patterns. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 27, p. 1504–1517, 2010. doi: 10.1175/2010JTECHA1353.1.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da Região Amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 13, p. 197-212.
- MARTINS, F. R. **Influência do processo de determinação da cobertura de nuvens e dos aerossóis de queimada no modelo físico de radiação BRASIL-SR**. 2001. 331 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; ECHER, M. P. S. Levantamento dos recursos de energia solar no Brasil com o emprego de satélite geoestacionário - o Projeto Swera. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 2, p. 145-159, 2004. doi: 10.1590/S0102-47442004000200010.
- MARTINS, F. R.; SILVA, S. A. B.; PEREIRA, E. B.; ABREU, S. L. The influence of cloud cover index on the accuracy of solar irradiance model estimates. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 99(3-4), p. 169-180, 2008. doi: 10.1007/s00703-007-0272-5.
- MATTHEWS, E.; ROSSOW, W. B. Regional and seasonal variations of surface reflectance from satellite observations at 0,6 μm . **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26(1), p. 170-202, 1987. doi: 10.1175/1520-0450(1987)026<0170:RASVOS>2.0.CO;2.
- MENEGHETTI, G. T.; FERREIRA, N. J. Variabilidade sazonal e interanual da precipitação no Nordeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 1685-1689. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15939-PRE/10549). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.14.19.34>>. Acesso em: 20 abr. 2012.

MINNIS, P.; HARRISON, E. F. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from GOES data. Part I: Analysis method. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23(7), p. 993-1011, 1984.

MINNIS, P.; HARRISON, E. F. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 Cloud Distributions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23(7), p. 1012-1031, 1984.

MINNIS, P.; HARRISON, E. F. Diurnal variability of regional cloud and clear sky radiative parameters derived from GOES data. Part III: November 1978 Radiative Parameters. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23(7), p. 1032-1051, 1984.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MORAES, J. M.; PELLEGRINO, G.; BALLESTER, M. V.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Estudo preliminar da evolução temporal dos componentes do ciclo hidrológico da bacia do Rio Piracicaba. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 11.; SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 2., 1995, Recife. **Anais...** Recife : Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1995. p. 27-32.

MOUSSU, G.; DIABATE, L.; OBRECHET, D.; WALD, L. A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10(7), p. 1207-1225, 1989.

NORRIS, J. R.; WILD, M. Trends in aerosol radiative effects over Europe inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening”. **J. Geophys. Res.**, v. 112, D08214, 2007. doi:10.1029/2006JD007794.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 16, p. 243-258.

OHMURA, A.; LANG, H. Secular variation of global radiation over Europe. **Current Problems in Atmospheric Radiation**, edited by J. Lenoble and J. F. Geleyn, pp. 98–301, Deepak, Hampton, Va, 1989.

OHVRIL, H.; TERAL, H.; NEIMAN, L.; KANNEL, M.; UUSTARE, M.; TEE, M.; RUSSAK, V.; OKULOV, O.; JÕEVEER, A.; KALLIS, A.; OHVRIL, T.; TEREZ, E. I.; TEREZ, G. A.; GUSHCHIN, G. K.; ABAKUMOVA, G. M.; GORBARENKO, E. V.; TSVETKOV, A. V.; LAULAINEN, N. Global dimming/brightening versus atmospheric column transparency and volcanic activity. **J. Geophys. Res.**, v. 114, D00D12, 2009. doi:10.1029/2008JD010644.

OMM. **International Cloud Atlas**: Manual on the Observation of Clouds and other Meteors. Vol. I, 1975.

ÖNÖZ, B.; BAYAZIT, M. The power of statistical tests for trend detection. **Turkish J. Eng. Env. Sci.**, v. 27, p. 247-251, 2003.

PANCHER, F. S. **Desenvolvimento de um sistema computacional para tratamento de dados climáticos coletados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. 2005. 257 p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Mecânica) – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2005.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics (AIP) Press, 1992. 520 p.

PEREIRA, E. B., MARTINS, F. R., ABREU, S. L., RÜTHER, R. **Atlas brasileiro de energia solar**. São José dos Campos: INPE, 2006. 60 p. ISBN(85-17-00030-7).

PES, M. P. **Impactos das variações e mudanças climáticas sobre o regime de ventos extremos e seus efeitos no setor energético brasileiro**. 2011. 65 p. Proposta de Pesquisa (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

PINKER, R. T.; ZHANG, B.; DUTTON, E. G. Do satellites detect trends in surface solar radiation?. **Science**, 308, p. 850–854, 2005, doi:10.1126/science.1103159.

QIAN, Y.; KAISER, D. P.; LEUNG, L. R.; XU, M. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, L01812, 2006. doi:10.1029/2005GL024586.

QIAN, Y.; WANG, W.; LEUNG, L. R.; KAISER, D. P. Variability of solar radiation under cloud-free skies in China: the role of aerosols. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L12804, 2007. doi:10.1029/2006GL028800.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; OLIVEIRA, G. S. Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática: Edição Especial Comemorativa de 10 Anos**. 2011. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/chuesp.html>>. Acesso em: 23 abr. 2012.

ROBINSON, N. **Solar radiation**. Amsterdam: Elsevier Publishing Co., 1966. 347 p.

ROSSOW, W. B.; BREST, C. L.; GARDER, L. C. Global, seasonal surface variations from satellite radiance measurements. **Journal of Climate**, v. 2(3), p. 214-247, 1989.

ROSSOW, W. B.; GARDER, L. C.; LACIS, A. L. Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: Sensitivity of Analysis. **Journal of Climate**, v. 2(5), p. 419-457, 1989.

RUSSAK, V. Trends of solar radiation, cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia. **Tellus Ser. B**, v. 42, p. 206-210, 1990.

SAUNDERS, R. W. An automated scheme for the removal of cloud contamination from AVHRR radiances over western Europe. **International Journal Remote Sensing**, v. 7, p. 867-886, 1986.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, p. 1379-1386, 1968.

SEZE, G.; DESBOIS, M. Cloud cover analysis from satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 287-303, 1987. doi: 10.1175/1520-0450(1987)026<0287:CCAFSI>2.0.CO;2.

SHESKIN, D. J. **Handbook of parametric and nonparametric statistical procedures**. 2. ed. Estados Unidos: Chapman & Hall/CRC, 2000. 972 p.

SHLENS, J. **A tutorial on principal component analysis**: derivation, discussion and singular value decomposition. New York: 2003, 16 p.

SIMPSON, J. J.; GOBAT, J. I. Improved cloud detection in GOES scenes over land. **Remote Sensing Environment**, v. 52, p. 36-54, 1995.

SINDA. Sistema Nacional de Dados Ambientais. Plataformas de Coleta de Dados (PCD). Disponível em: <<http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/>>. Acesso em: 18 abr. 2012.

SNEYERS, R. **Sur l'analyse statistique des series d'observations**. Genève: Organization Météorologique Mondial, 1975. 192 p.

SISTEMA DE ORGANIZAÇÃO NACIONAL DE DADOS AMBIENTAIS (SONDA). Validação dos dados. Disponível em: <<http://sonda.ccst.inpe.br/>>. Acesso em: 27 jun. 2013.

STANHILL, G.; COHEN, S. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation. **Agric. For.Meteorol.**, v. 107, p. 255–278, 2001. doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0.

STANHILL, G.; MORESHET, S. Global radiation climate changes in Israel. **Clim. Change**, v. 22, p. 121–138, doi:10.1007/BF00142962, 1992.

STANHILL, G.; MORESHET, S. Global radiation climate changes: the world network. **Clim. Change**, v. 21, p. 57–75, 1992. doi:10.1007/BF00143253.

STANHILL, G.; MORESHET, S. Global radiation climate change at seven sites remote from surface sources of pollution. **Clim. Change**, v. 26, p. 89–103, 1994. doi:10.1007/BF01094010.

STRANG, D. M. G. **Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste brasileiro**. São José dos Campos: CTA/IAE, 1972.

SURAQUI, S.; TABOR, H.; KLEIN, W. GOLDBERG, B. Solar radiation changes at Mt.St.Katherine after forty years. **Solar Energy**, v. 16, p. 155-158, 1974.

TARPLEY, J. D. Estimating incident solar radiation at the Earth's surface from geostationary satellite data. **Journal Applied Meteorology**, v. 18, p. 1172-1181, 1979.

THEIL, H. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. I, II, III. **Nederl. Akad. Wetensch.**, Proc. 53, p. 386-392, 521-525, 1397-1412, 1950.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão Digital 2. Recife: [s.n.], 2006. 449 p.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science**: an introductory survey. Estados Unidos: Academic Press, 2006. 483 p.

WILD, M. The heat balance of the Earth in GCM simulations of present and future climate. **Zuercher Geografische Schriften**, v. 68, p. 188, Verlag der Fachvereine, Zuerich, 1997.

WILD, M.; GILGEN, H.; ROESCH, A.; OHMURA, A.; LONG, C. N.; DUTTON, E. G.; FORGAN, B.; KALLIS, A.; RUSSAK, V.; TSVETKOV, A. From dimming to brightening: decadal changes in surface solar radiation. **Science**, v. 308, p. 847-850, 2005. doi:10.1126/science.1103215.

WILD, M.; OHMURA, A.; MAKOWSKI, K. Impact of global dimming and brightening on global warming. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L04702, 2007. doi:10.1029/2006GL028031.

WILD, M. Global dimming and brightening: a review. **J. Geophys. Res.**, v. 114, D00D16, 2009. doi:10.1029/2008JD011470.

WILLSON, R. C.; MORDVINOV, A. V. Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21 – 23. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30(5), 1199, 2003. doi:10.1029/2002GL016038.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Estados Unidos: Elsevier Publishing Co., 2006. 627 p.

YAMASOE, M. A. **Estudo das propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros**. 1999. 273 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

YE, J.; LI, F.; SUN, G.; GUO, A. Solar dimming and its impact on estimating solar radiation from diurnal temperature range in China, 1961-2007. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, p. 137-142, 2009. doi: 10.1007/s00704-009-0213-y.

YEVJEVICH, V. **Probability and statistics in hydrology**. Fort Collins: Water Resources Publication, 1972. 276 p.

ANEXO A – MÉDIAS MENSAIS DO C_{eff}

Neste anexo, apresentam-se os mapas de valores médios mensais do coeficiente de cobertura de nuvens sobre o Brasil para os meses dos anos de 1999 a 2012 que dispunham de imagens de satélite ou que não apresentaram falhas nas imagens.

A.1 – Janeiro

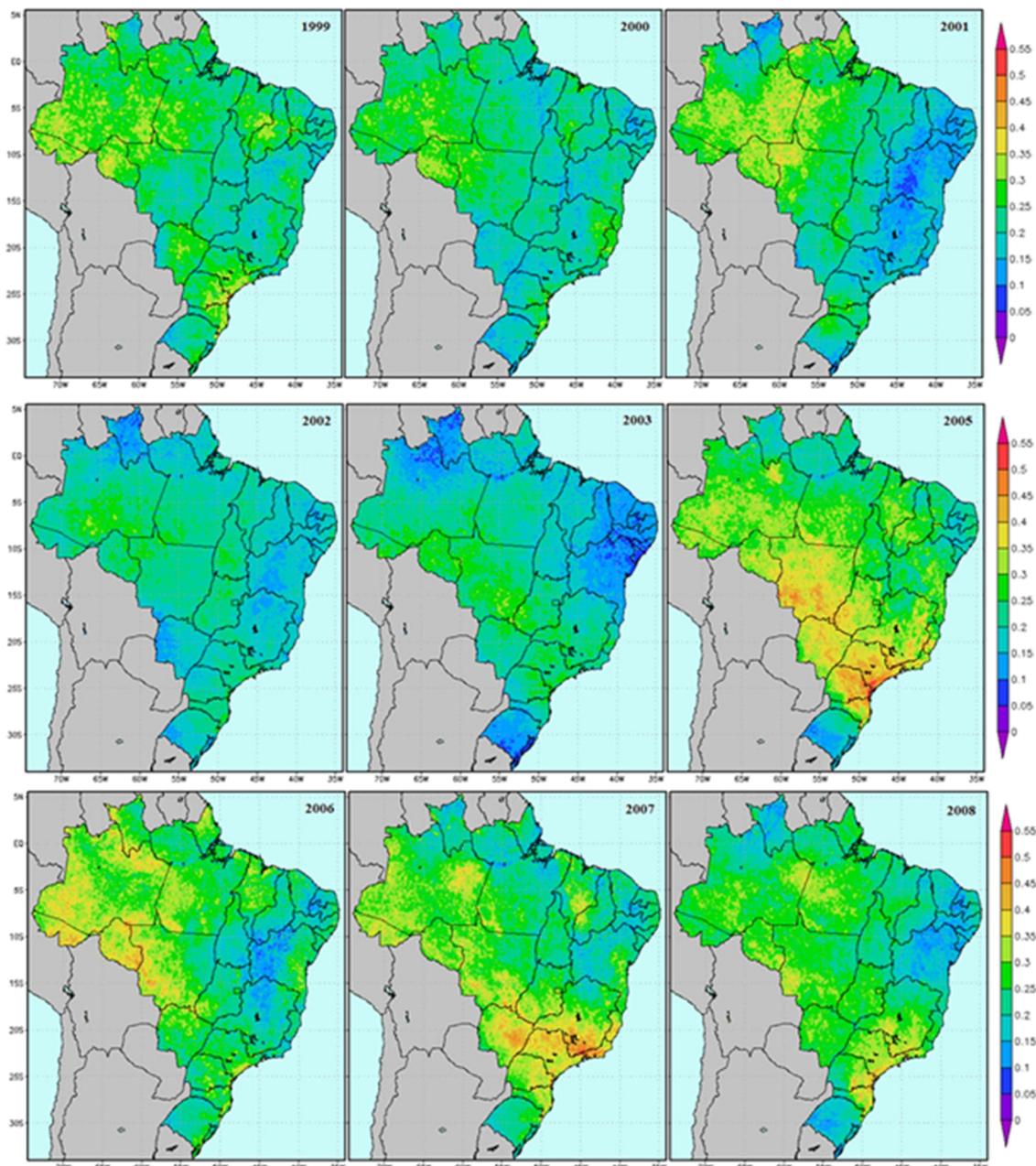


Figura A.1 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Janeiro. (Continua)

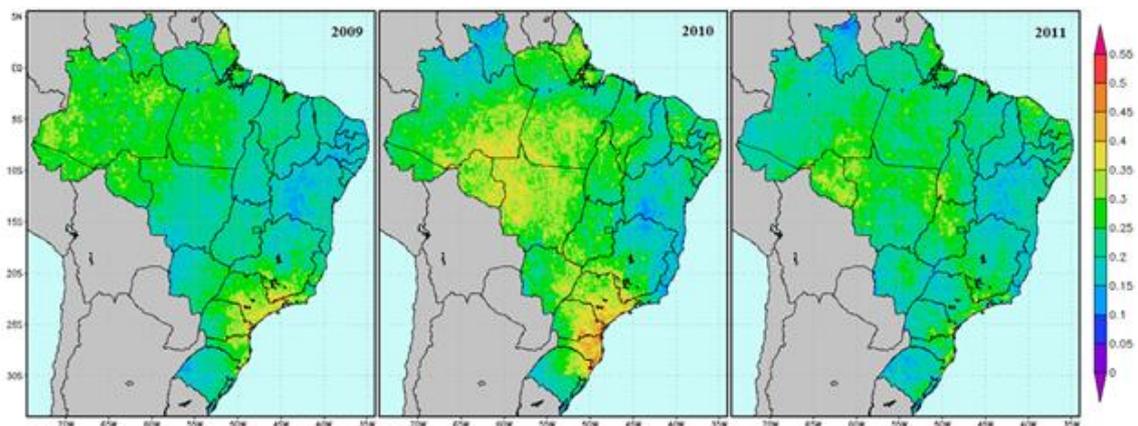


Figura A.1 – Conclusão.

A.2 – Fevereiro

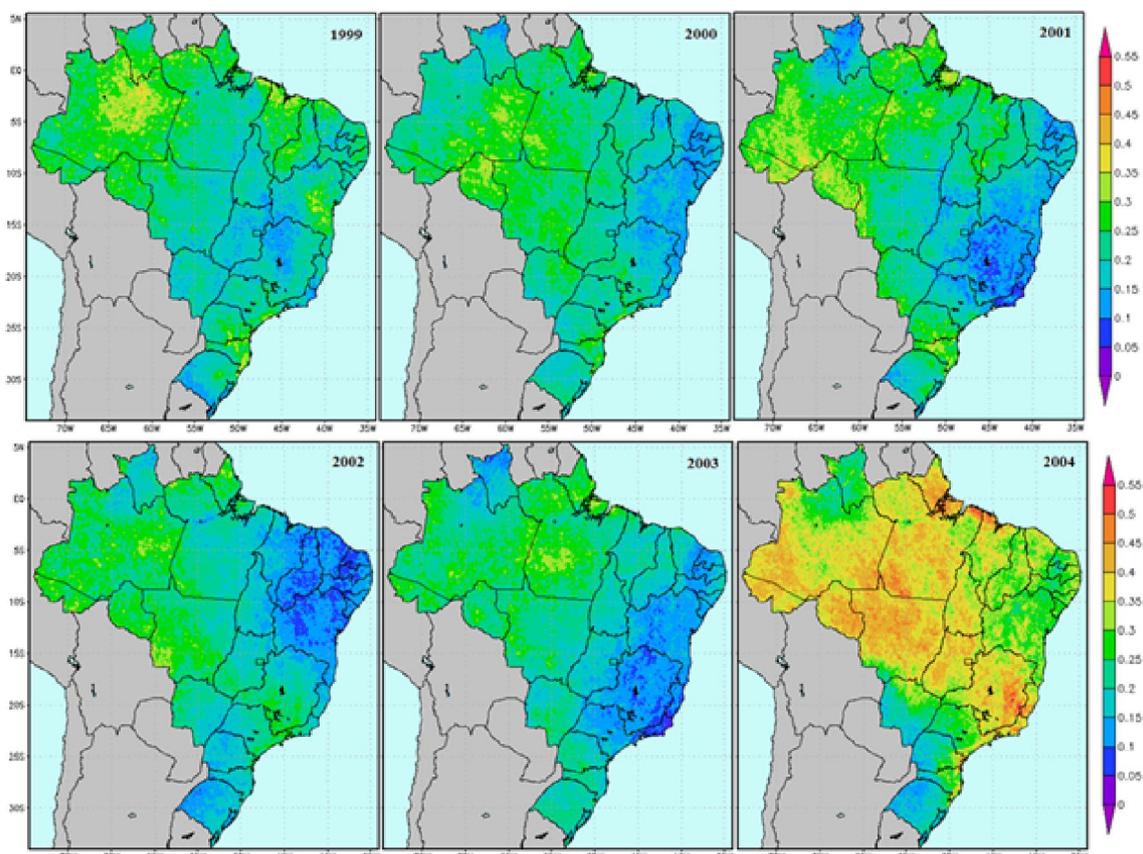


Figura A.2 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Fevereiro. (Continua)

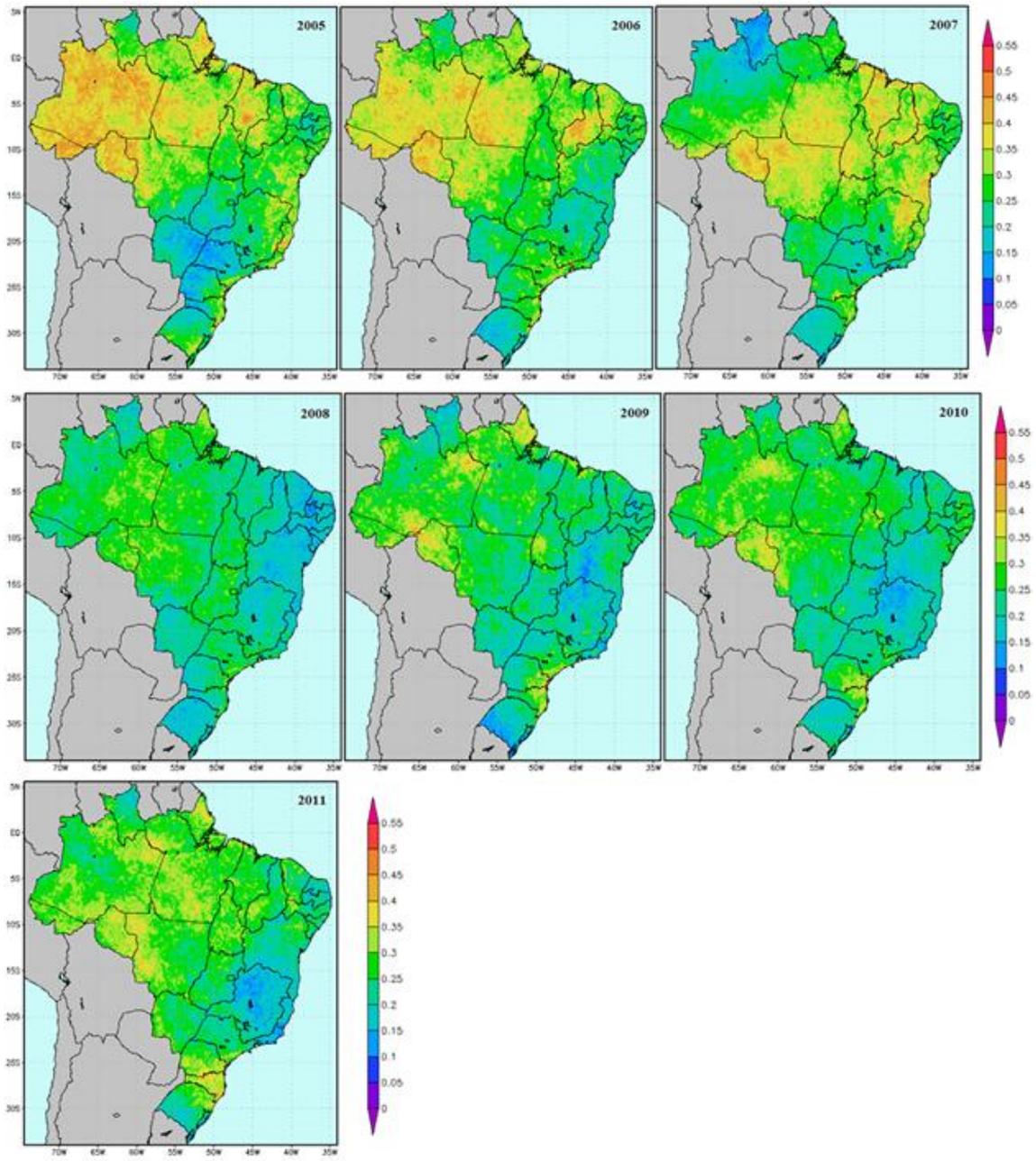


Figura A.2 – Conclusão.

A.3 – Março

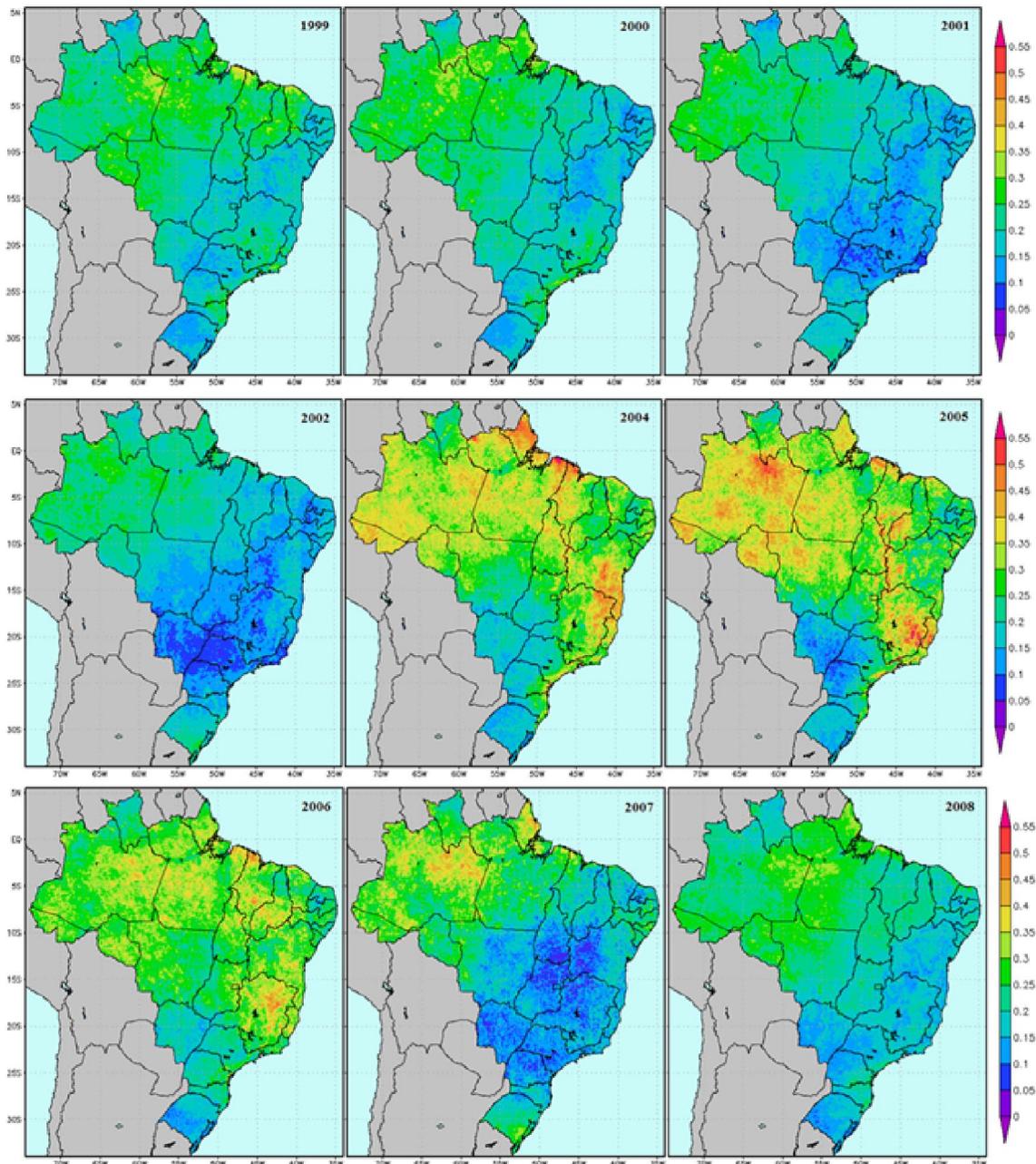


Figura A.3 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Março. (Continua)

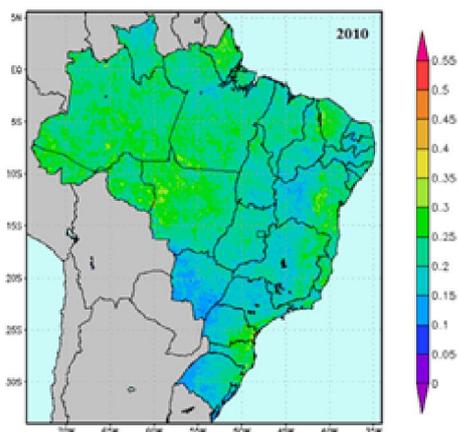


Figura A.3 – Conclusão.

A.4 – Abril

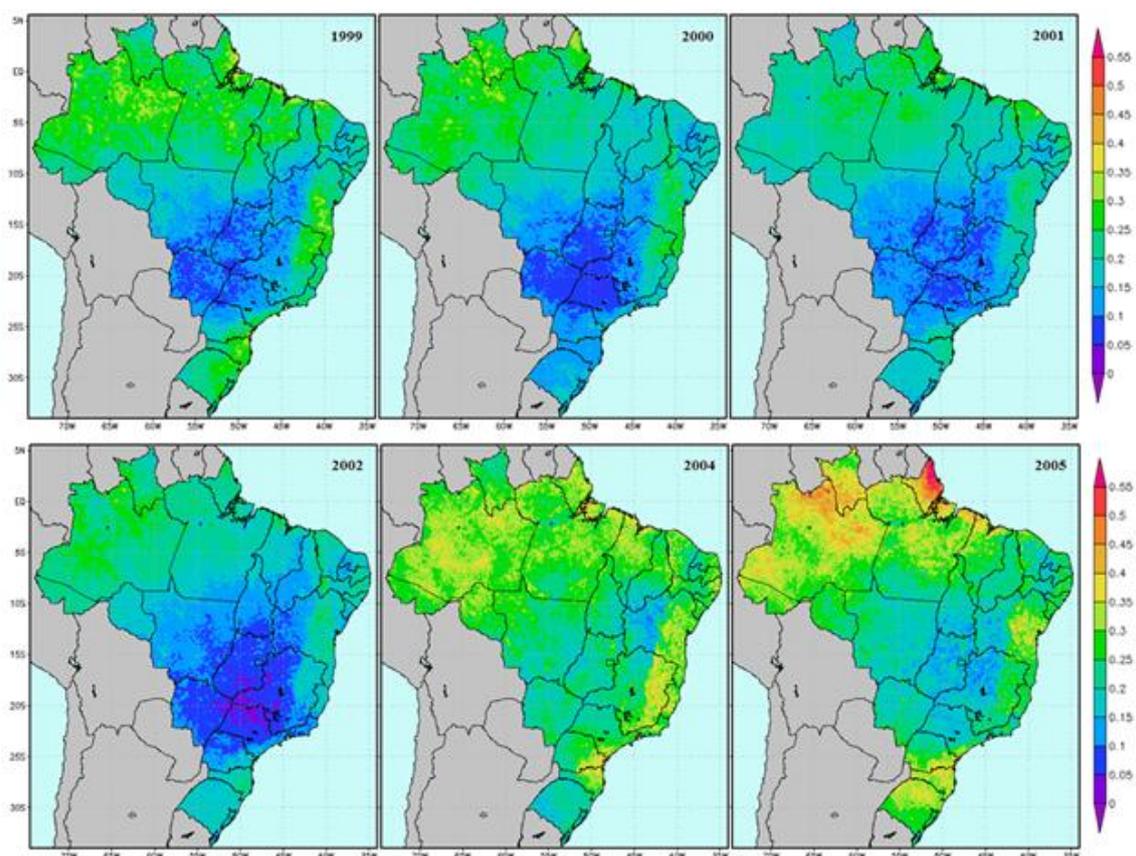


Figura A.4 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Abril. (Continua)

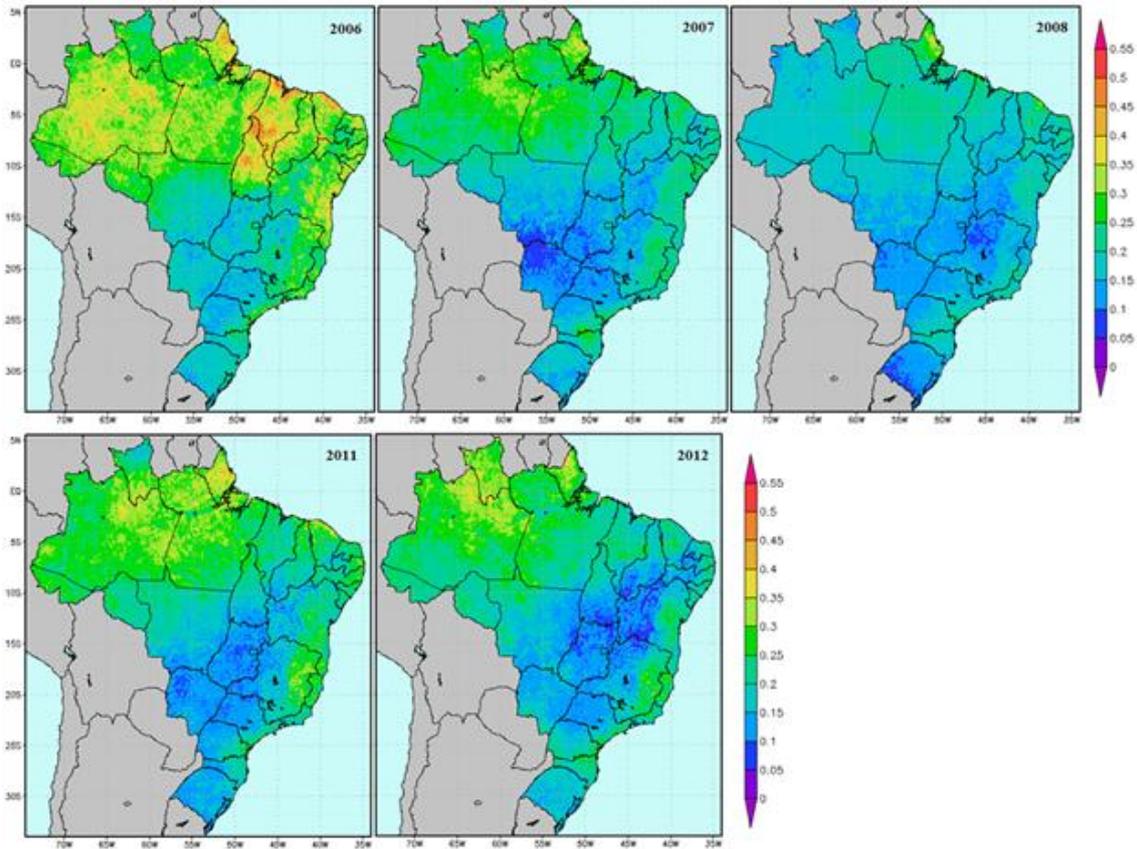


Figura A.4 – Conclusão.

A.5 – Maio

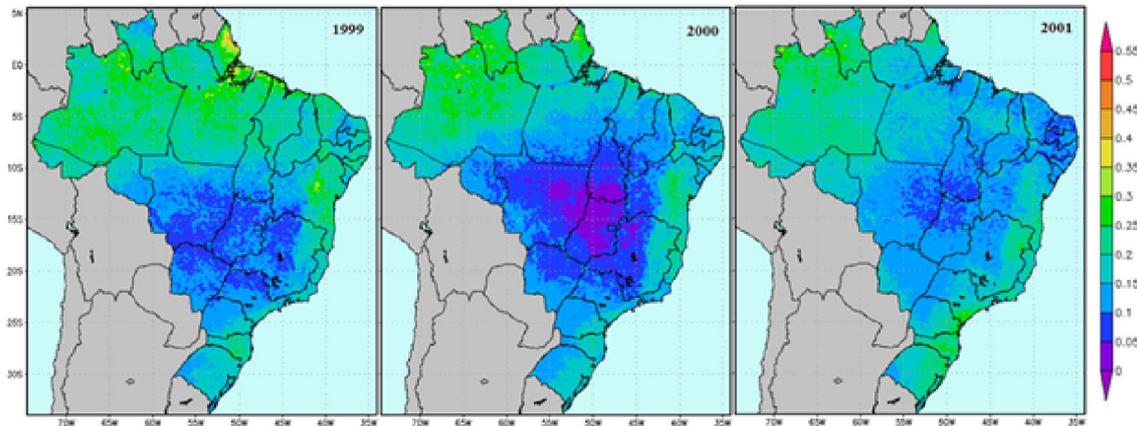


Figura A.5 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Maio. (Continua)

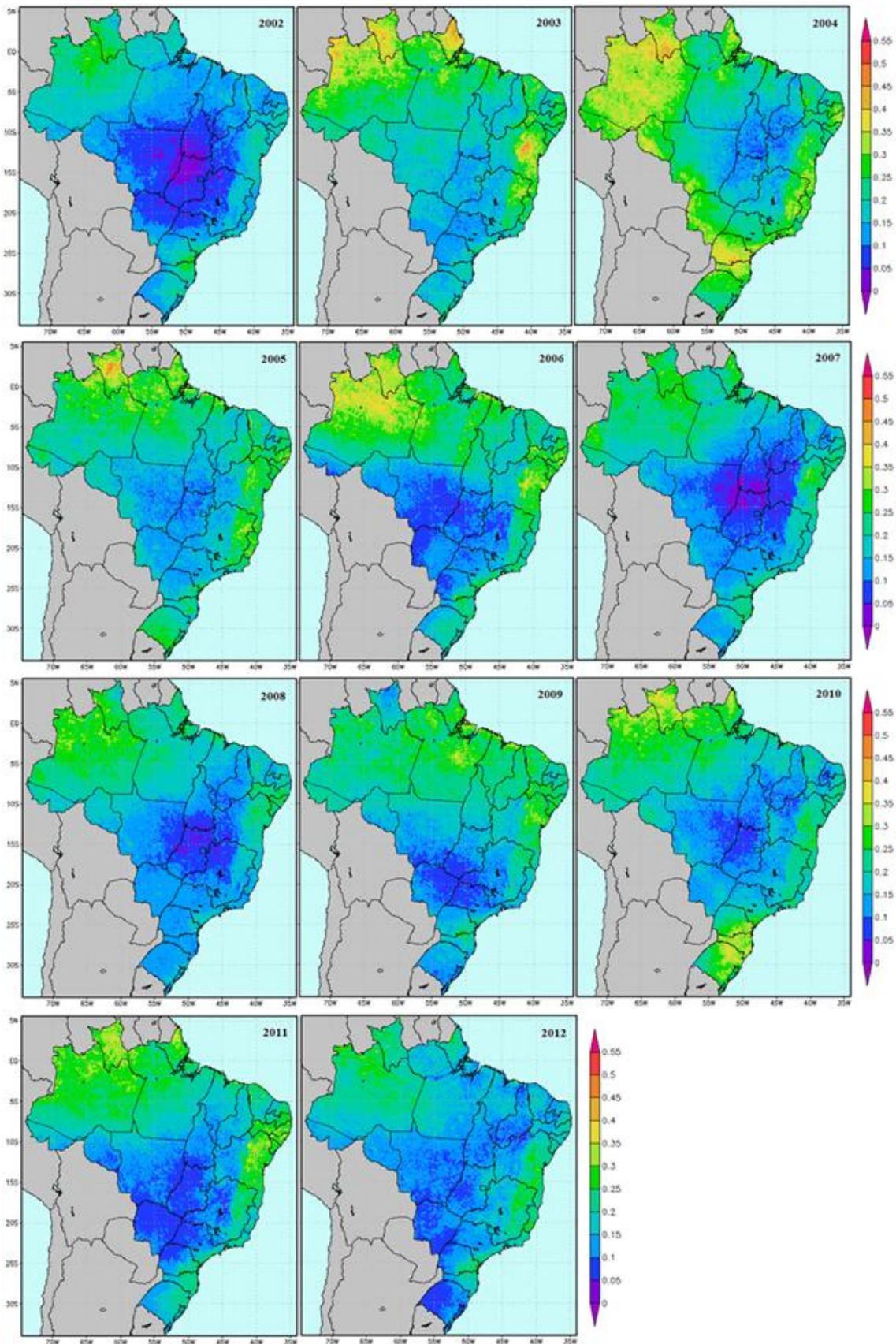


Figura A.5 – Conclusão.

A.6 – Junho

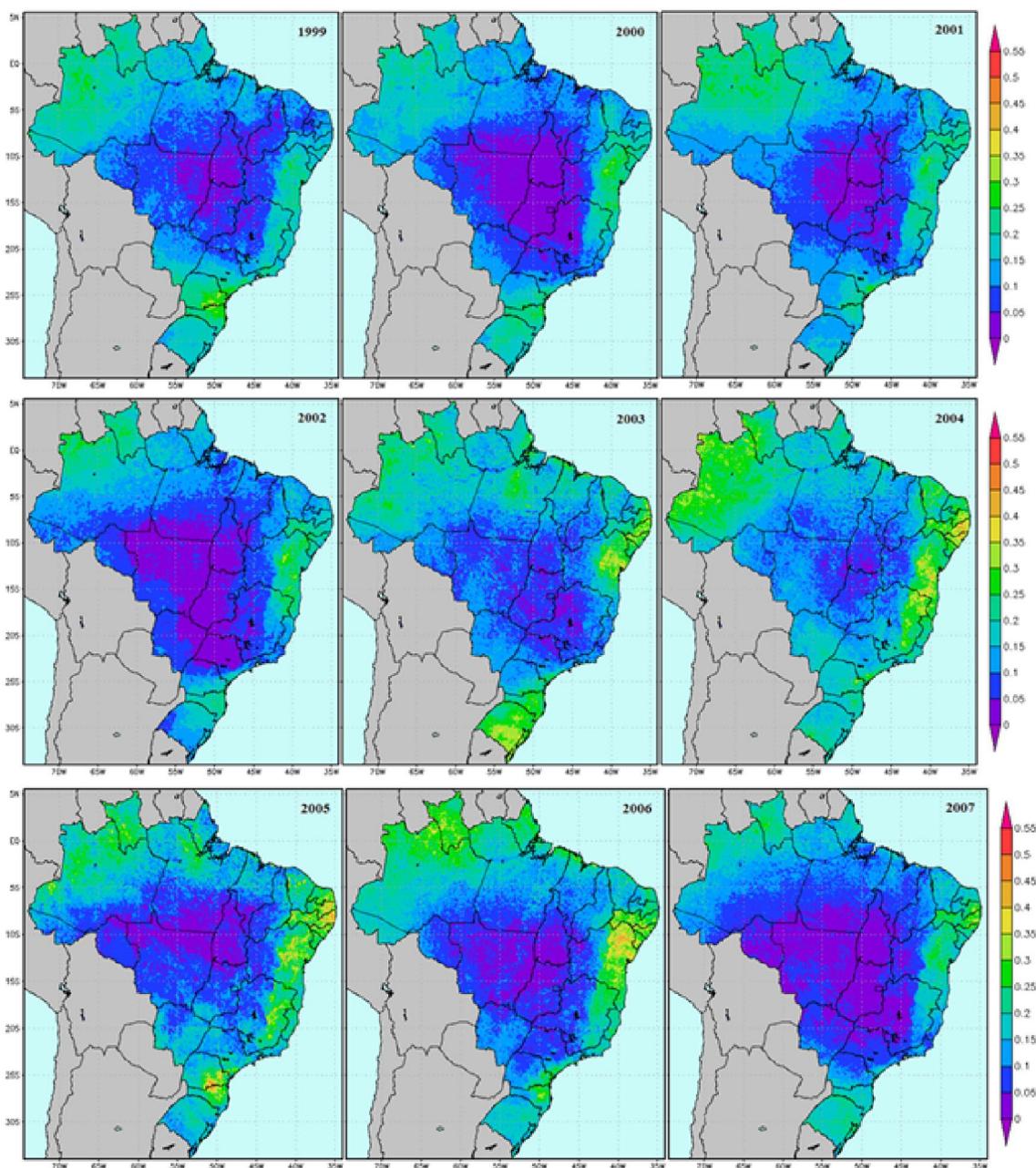


Figura A.6 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Junho. (Continua)

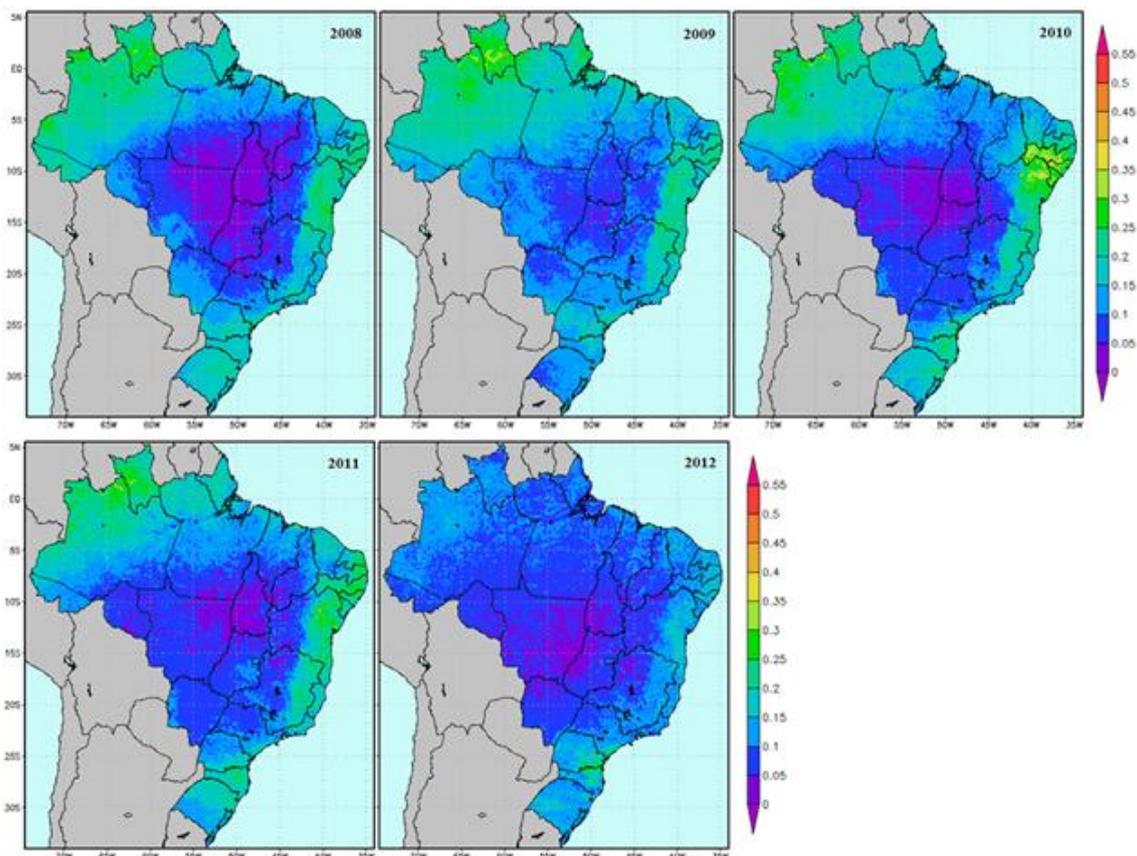


Figura A.6 – Conclusão.

A.7 – Julho

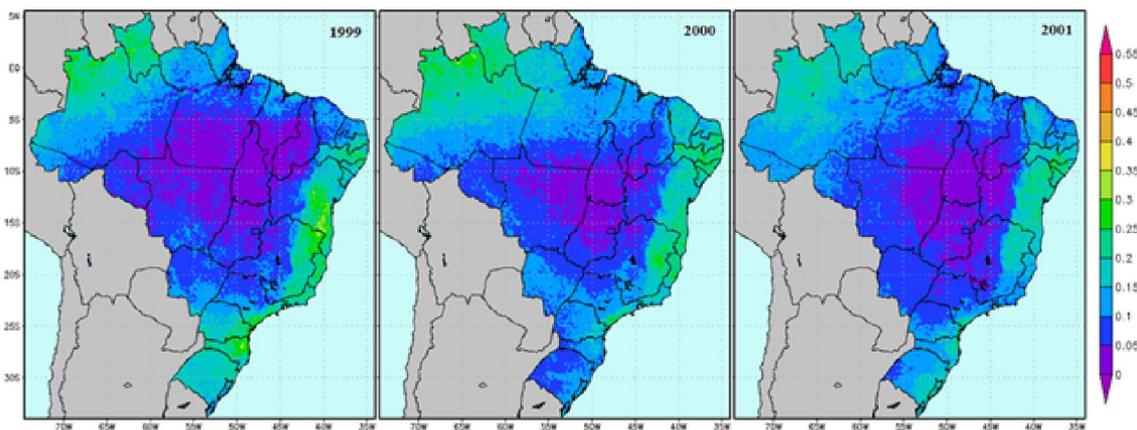


Figura A.7 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Julho. (Continua)

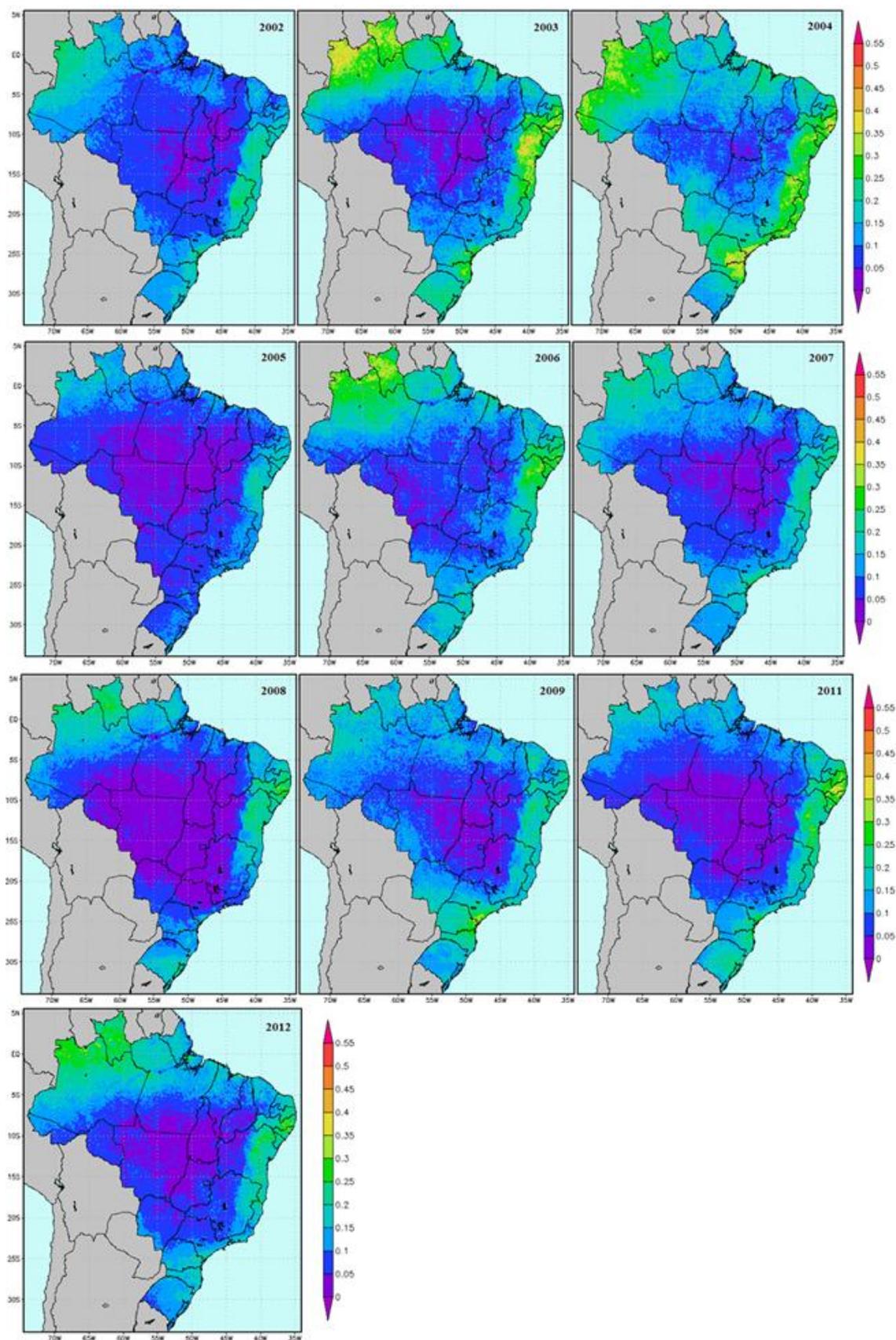


Figura A.7 – Conclusão.

A.8 – Agosto

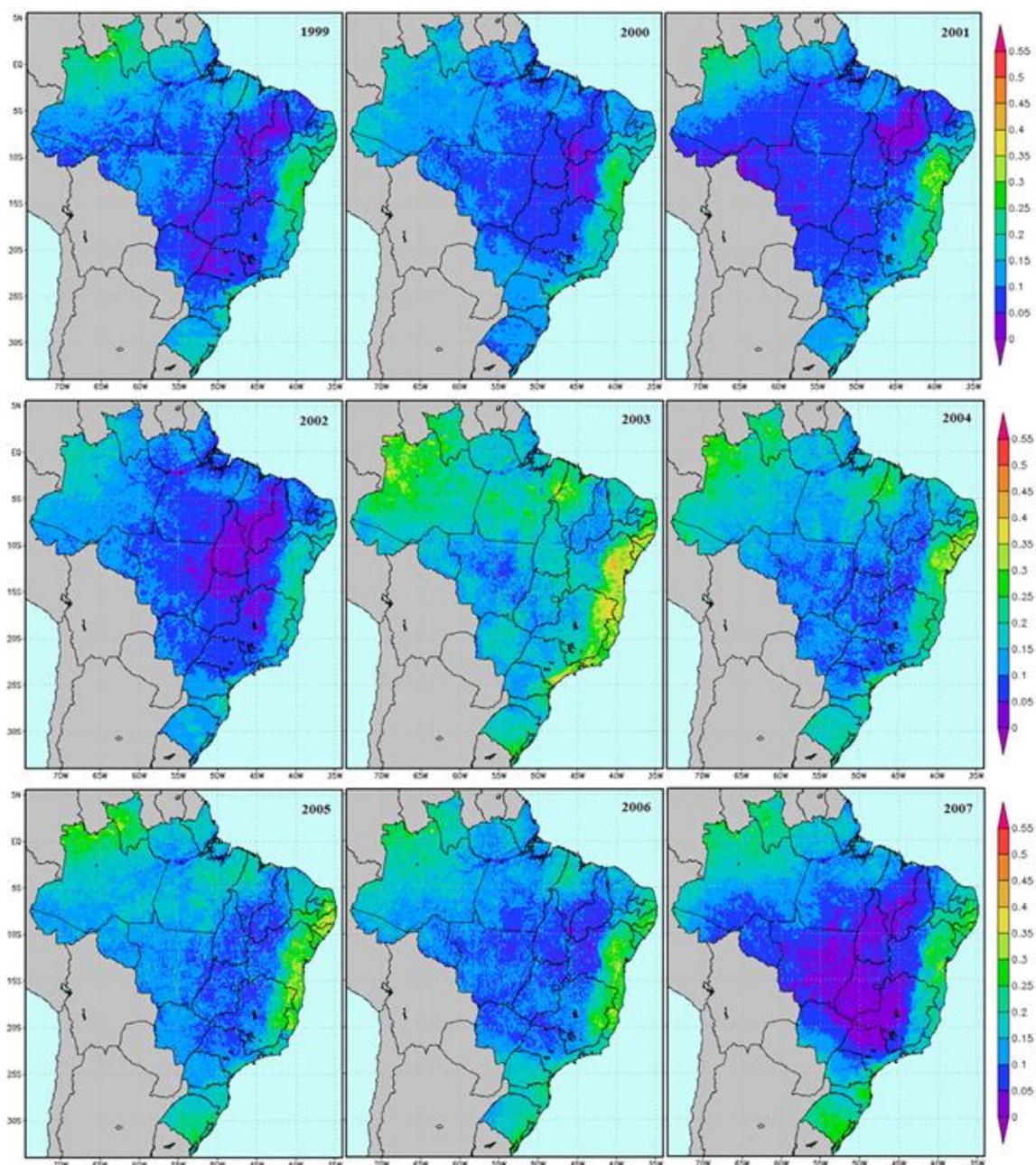


Figura A.8 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Agosto. (Continua)

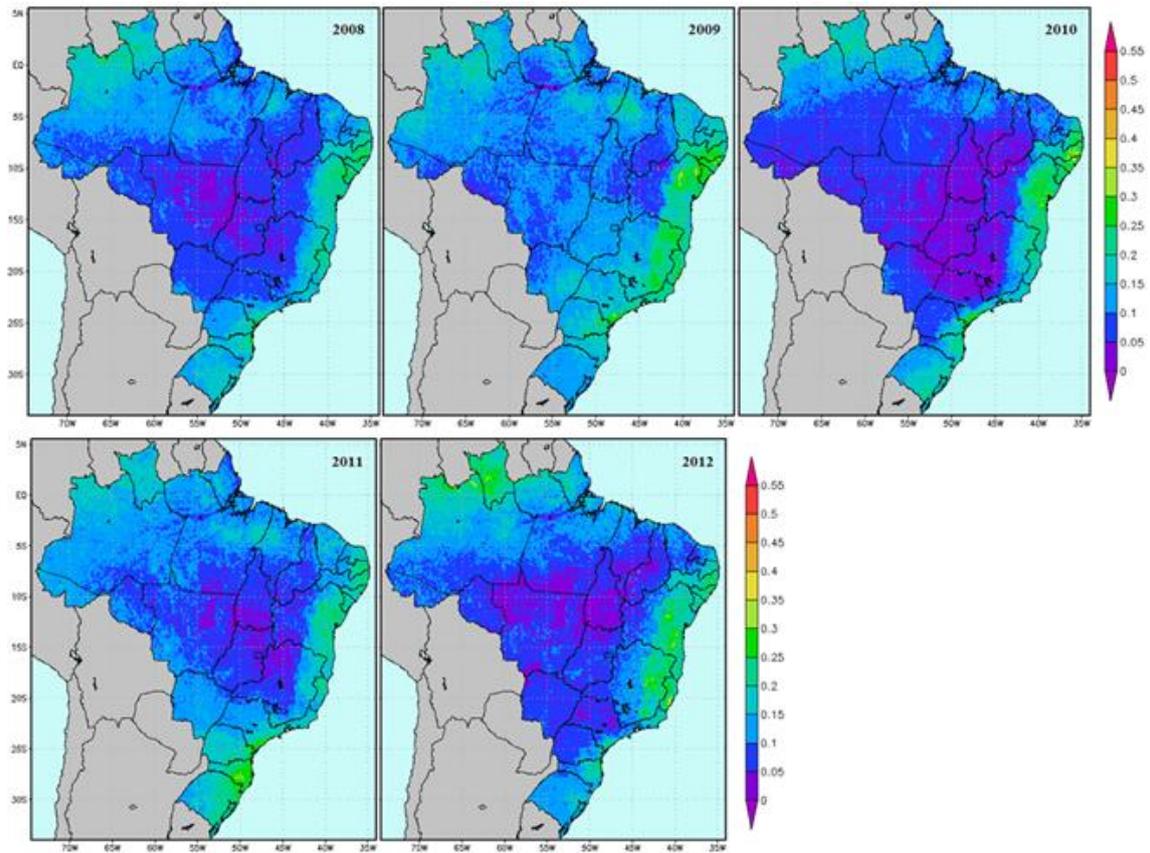


Figura A.8 – Conclusão.

A.9 – Setembro

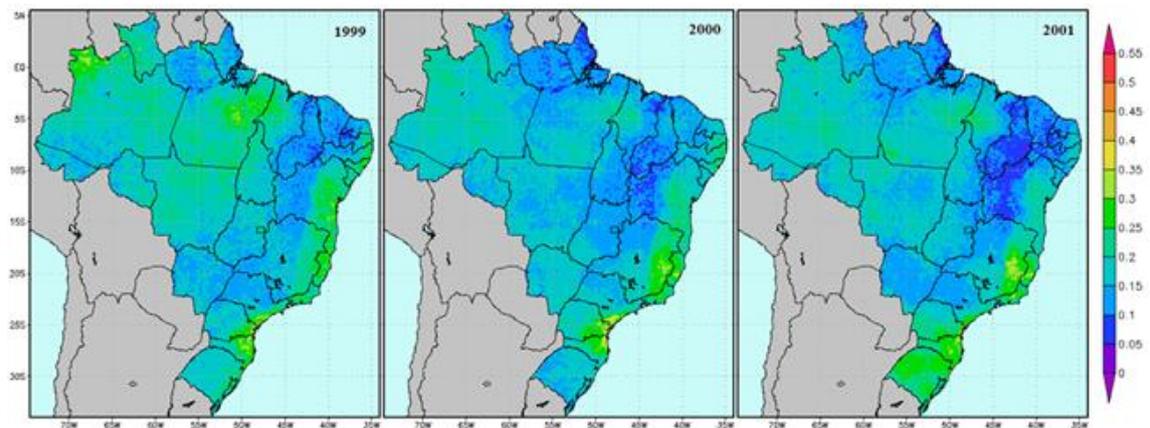


Figura A.9 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Setembro. (Continua)

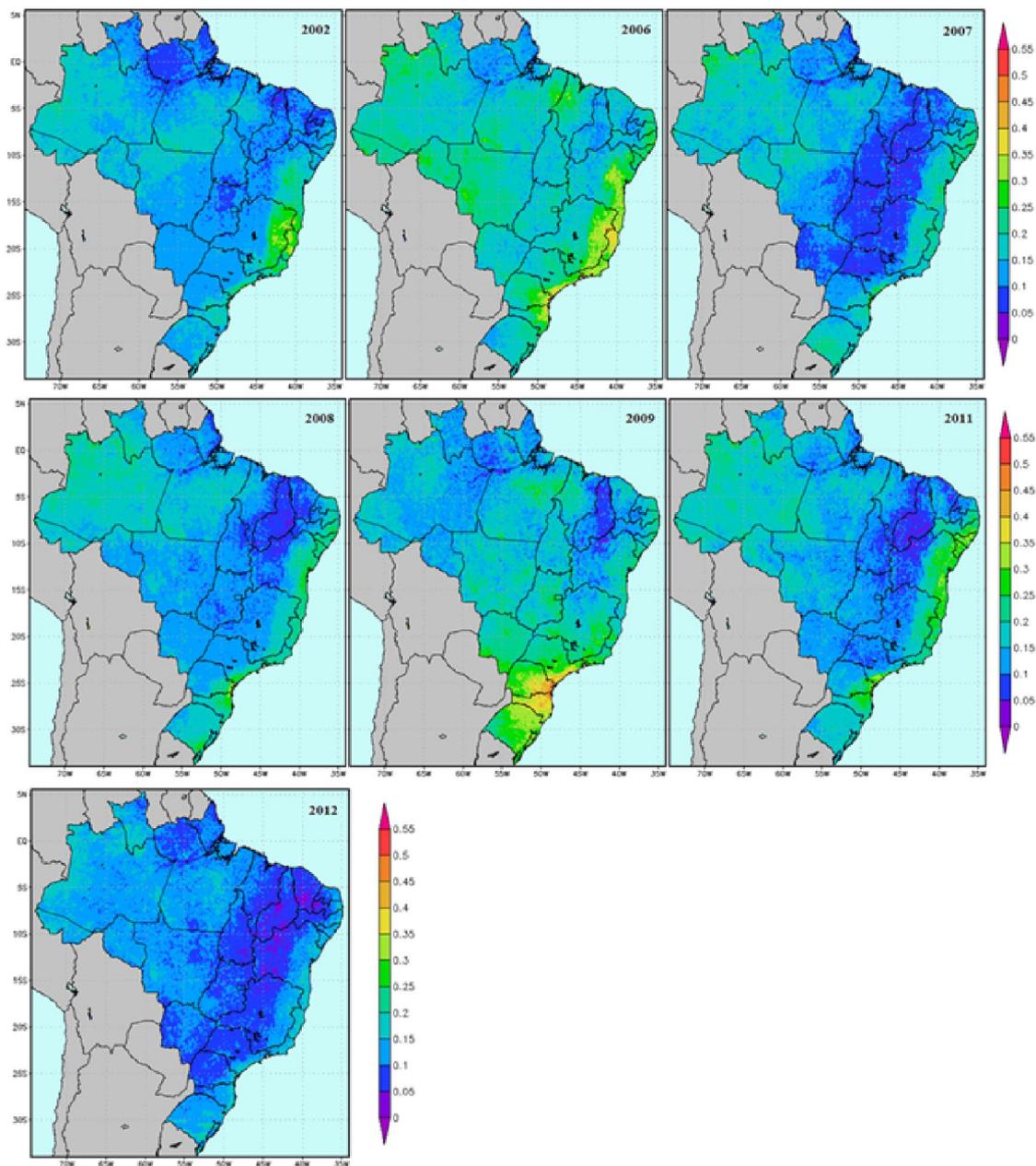


Figura A.9 – Conclusão.

A.10 – Outubro

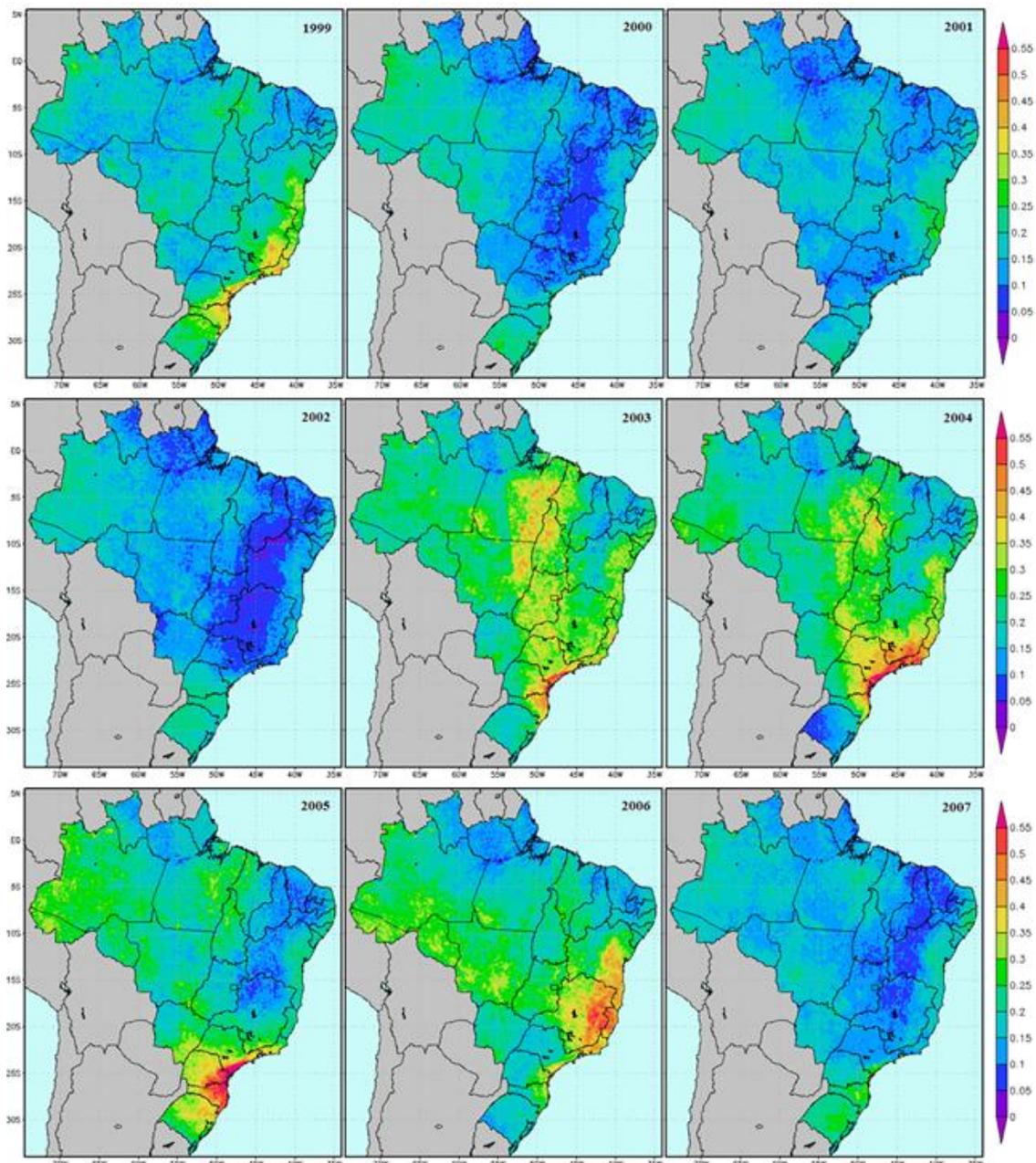


Figura A.10 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Outubro. (Continua)

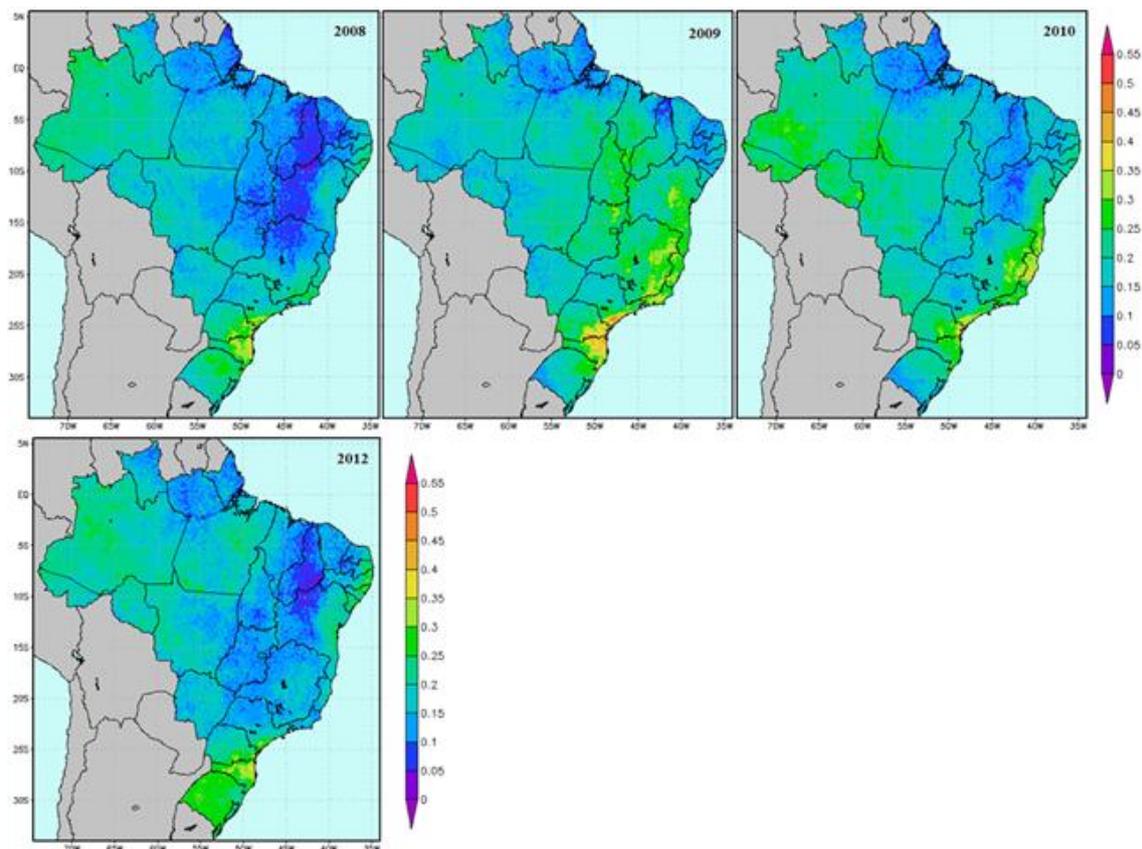


Figura A.10 – Conclusão.

A.11 – Novembro

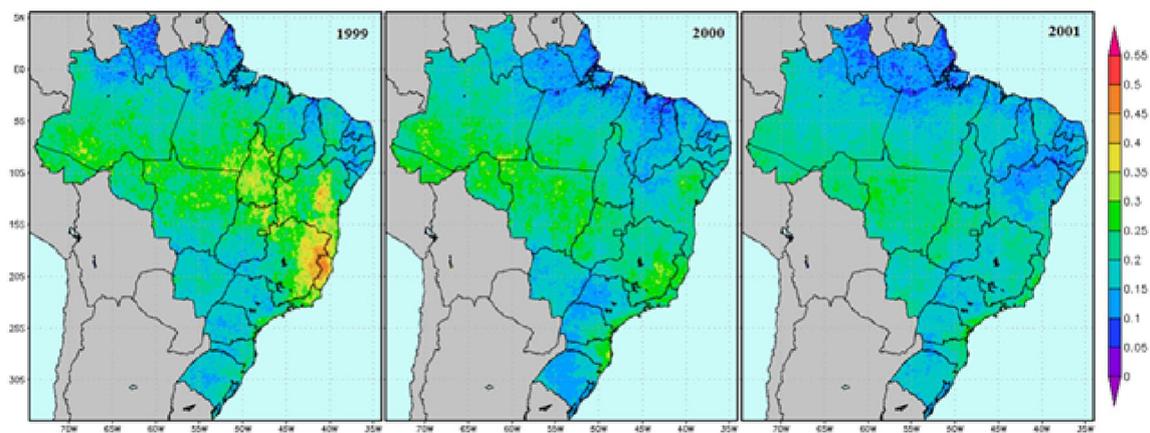


Figura A.11 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Novembro. (Continua)

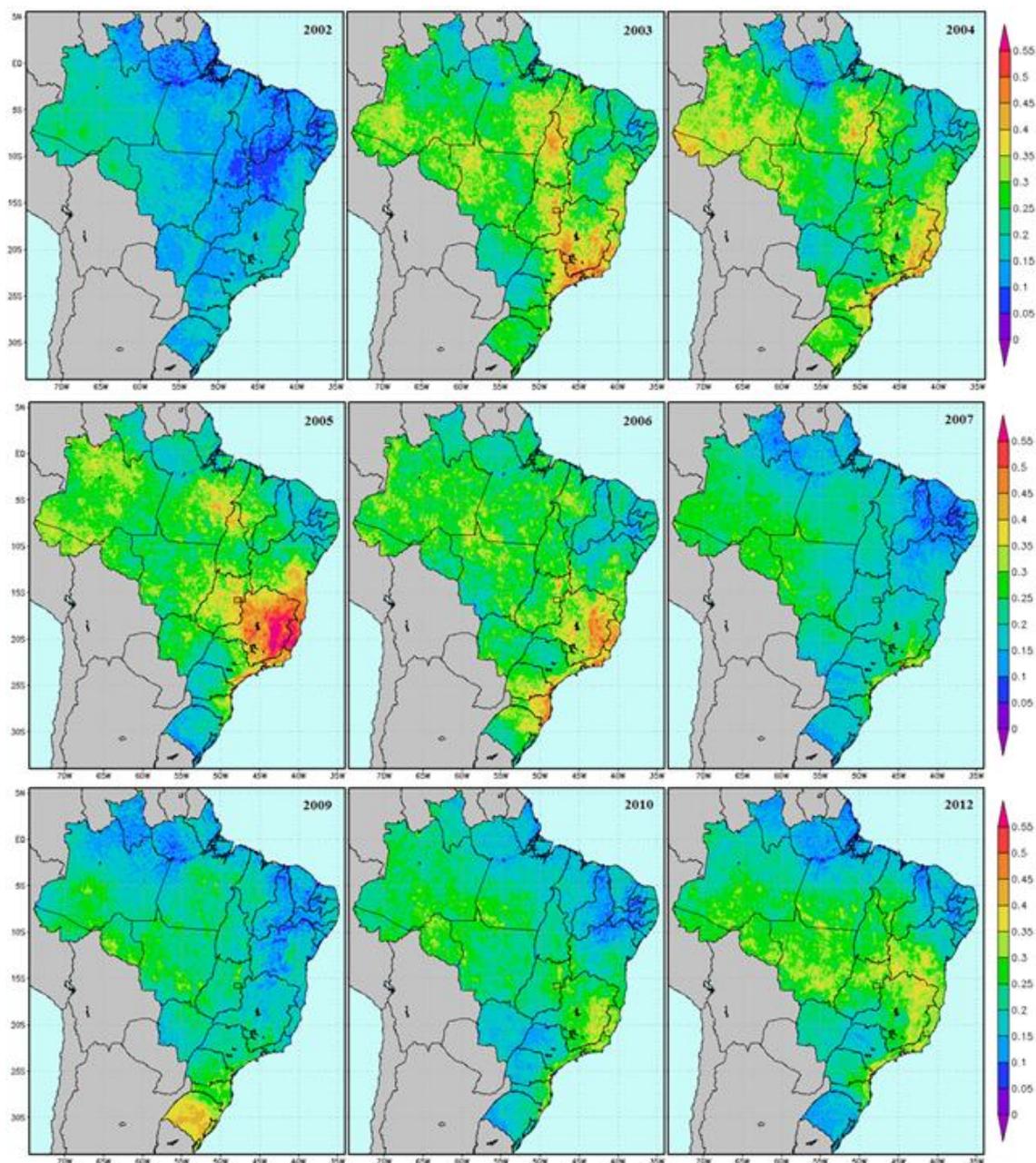


Figura A.11 – Conclusão.

A.12 – Dezembro

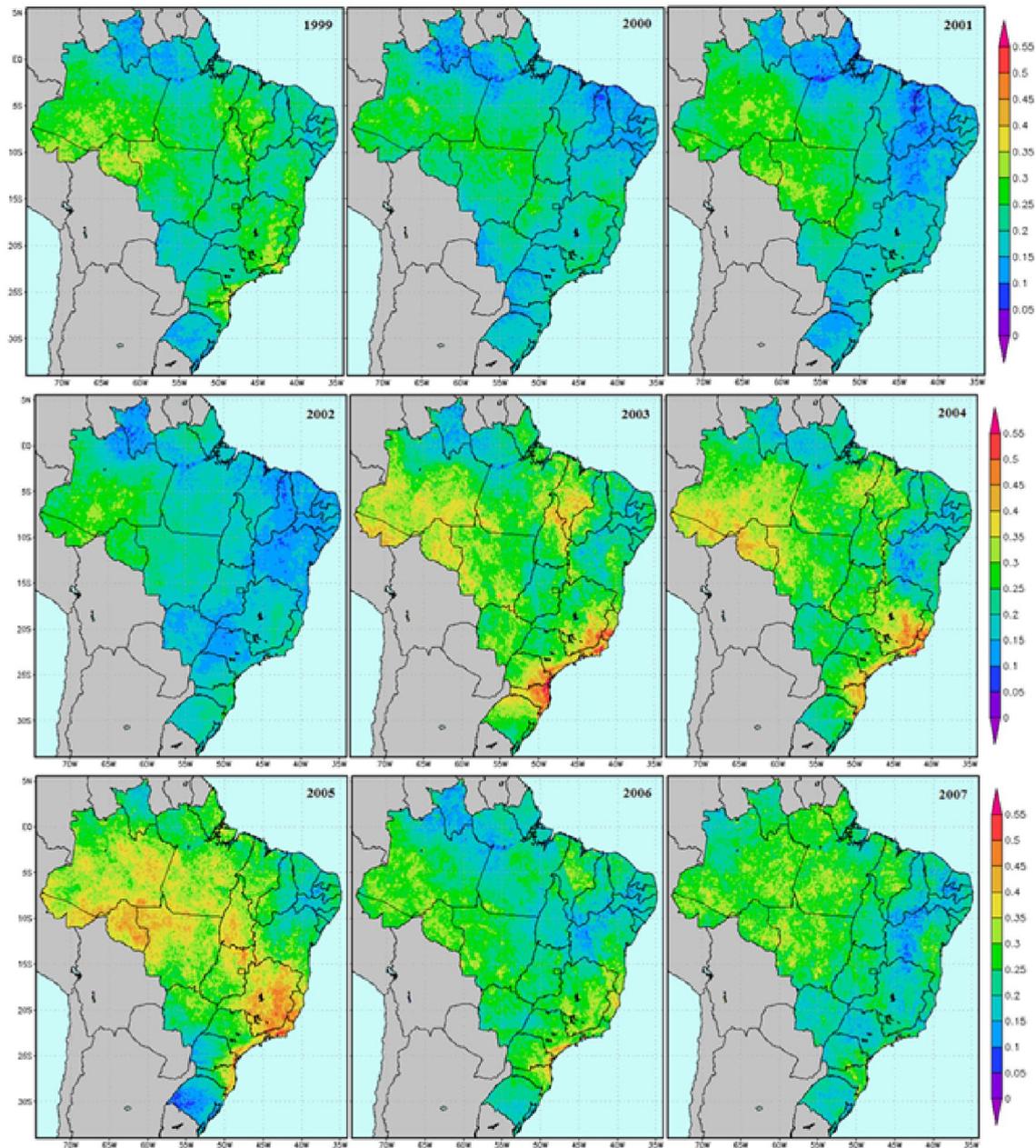


Figura A.12 – Médias do coeficiente de cobertura de nuvens para Dezembro. (Continua)

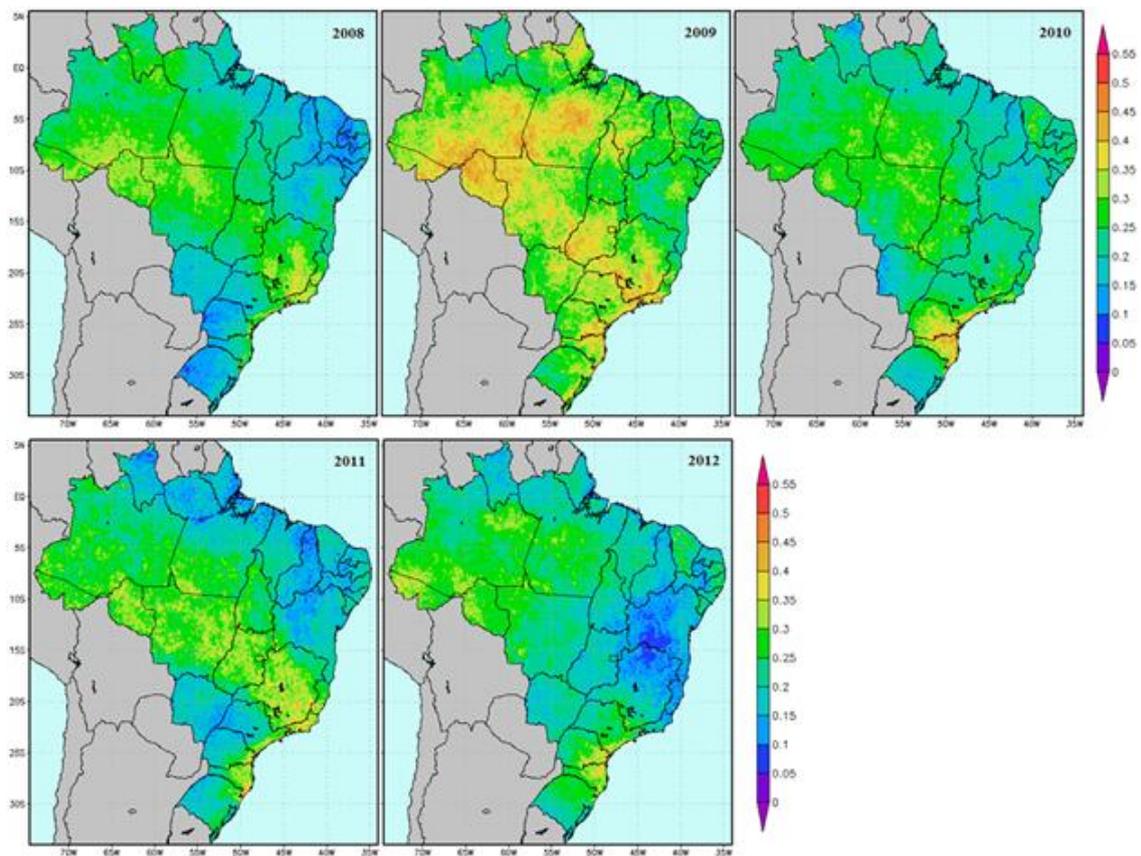


Figura A.12 – Conclusão.