

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/282218515>

# Base Científica das Mudanças Climáticas Contribuição do Grupo de Trabalho 1 ao Primeiro Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas.

Technical Report · July 2013

DOI: 10.13140/RG.2.1.1641.6883

CITATIONS

42

READS

4,011

122 authors, including:



**Tércio Ambrizzi**

University of São Paulo

238 PUBLICATIONS 11,526 CITATIONS

SEE PROFILE



**Expedito Rebello**

GMeteorology Groups

73 PUBLICATIONS 1,754 CITATIONS

SEE PROFILE



**A. Sifeddine**

Institute of Research for Development

365 PUBLICATIONS 6,711 CITATIONS

SEE PROFILE



**Alexandre Araújo Costa**

27 PUBLICATIONS 193 CITATIONS

SEE PROFILE

---

**Base Científica das Mudanças Climáticas**

**Contribuição do Grupo de Trabalho 1 ao  
Primeiro Relatório de Avaliação Nacional do  
Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas**

---

**Sumário Executivo**

---

**Autores Coordenadores:**

Tércio Ambrizzi; Moacyr Araujo.

**Autores Principais:**

Abdelfettah Sifeddine; Alexandre Araújo Costa; Alexandre de Siqueira Pinto; Alexandre Lima Correia; Alice Marlene Grimm; Antonio Ocimar Manzi; Chou Sin Chan; Cleber Ibraim Salimon; Cristiano Mazur Chiessi; Dieter Carl Ernst Heino Muehe; Dora Maria Villela; Edmo José Dias Campos; Everaldo Barreiros de Souza; Fábio Roland; Francisco William da Cruz Júnior; Gabriela Bielefeld Nardoto; Gilvan Sampaio de Oliveira; Humberto Ribeiro da Rocha; Ivan Bergier; Jean Pierre Henry Balbaud Ometto; Luiz Antonio Martinelli; Marcelo Corrêa Bernardes; Marcia Akemi Yamasoe; Mercedes Maria da Cunha Bustamante; Newton La Scala Júnior; Patricia Pinheiro Beck Eichler; Paulo Nobre; Rômulo Simões Cezar Menezes; Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior; Valério De Patta Pillar.

**Autores Colaboradores:**

Abdelfettah Sifeddine; Adriano Marlisom Leão de Sousa; Alan Rodrigo Panosso; Alberto Ricardo Piola; Aldrin Martin Perez Marin; Alex Enrich Prast; Aline de Holanda Nunes Maia; Aline Sarmiento Procópio; Álvaro Ramon Coelho Ovalle; Ana Luiza Spadano Albuquerque; André Megali Amado; André Rosch Rodrigues; Astolfo G. M. Araujo; Bastiaan Adriaan

35 Knoppers; Beatriz Beck Eichler; Carlos Alberto Nobre Quesada; Carlos Eduardo de Rezende;  
36 Carlos Gustavo Tornquist; Celso Von Randow; Cimélio Bayer; Corina Sidagis Galli; Donato  
37 Abe; Edmilson Freitas; Edmo José Dias Campos; Edson José Paulino da Rocha; Eduardo  
38 Arcoverde de Mattos; Eduardo Barretto de Figueiredo; Eduardo G. Neves; Eduardo Siegle;  
39 Elisabete de Santis Braga; Elizabethe de Campos Ravagnani; Eloi Melo Filho; Enio Pereira de  
40 Souza; Enrique Ortega Rodriguez; Everardo Valadares de Sá Barretto Sampaio; Expedito  
41 Ronald Gomes Rebello; Felipe Mendonça Pimenta; Flávio Barbosa Justino; Francinete Francis  
42 Lacerda; Francisco de Assis Diniz; Frederico Scherr Caldeira Takahashi; Gabriel Constantino  
43 Blain; Gilvan Sampaio de Oliveira; Gilvan Sampaio de Oliveira; Guilherme Ruas Medeiros;  
44 Guillermo Oswaldo Obregón Párraga; Henrique de Melo Jorge Barbosa; Ilana Elazari Klein  
45 Coaracy Wainer; Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Iracema Fonseca de  
46 Albuquerque Cavalcanti; Janice Romaguera Trotte-Duhá; João dos Santos Vila da Silva; Jorge  
47 Alberto Martins; José Fernando Pesquero; Jose Galizia Tundisi; José Maria Brabo Alves; Juan  
48 Ceballos; Julio Carlos França Resende; Leila Maria Véspoli de Carvalho; Lincoln Muniz Alves;  
49 Luciana della Coletta; Luciano Ponzi Pezzi; Ludgero Cardoso Galli Vieira; Luiz Antonio  
50 Cândido; Luiz Augusto Toledo Machado; Luiz Carlos R. Pessenda; Manoel Alonso Gan;  
51 Manoel Ferreira Cardoso; Manoel Ferreira Cardoso; Marcia Akemi Yamasoe; Marcos Djun  
52 Barbosa Watanabe; Marcos H. Costa; Marcus Jorge Bottino; Maria de Fátima Andrade; Mariane  
53 M. Coutinho; Michel Michaelovitch de Mahiques; Moacyr Araújo; Olga Tiemi Sato; Orivaldo  
54 Brunini; Osmar Pinto Júnior; Paulo Nobre; Paulo Polito; Prakki Satyamurty; Regina Rodrigues;  
55 Reindert Haarsma; Renato C. Cordeiro; Ricardo de Camargo; Ricardo de Camargo; Rita Yuri  
56 Ynoue; Roberto Antonio Ferreira de Almeida; Ronald Buss de Souza; Ruy Kenji Papa de  
57 Kikuchi; Simone Aparecida Vieira; Simone Sievert Costa; Solange Filoso; Sonia Maria Flores  
58 Giancesella; Vanderlise Giongo; Vera Lúcia de Moraes Huszar; Vinicius Fortes Farjalla; Wagner  
59 Soares; Weber Landim de Souza; Yara Schaeffer-Novelli.

60

61 **Revisores:**

62 Alan Cavalcanti da Cunha; Ana Luiza Spadano Albuquerque; Felipe Mendonça Pimenta;  
63 Fernando Ramos Martins; Flavio Jesus Luizão; Gilberto Fernando Fisch; Heitor Evangelista da  
64 Silva; Henrique de Melo Jorge Barbosa; Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer; Juan Carlos  
65 Ceballos; Marcelo de Paula Corrêa; Maria Assunção Faus da Silva Dias; Maria Cristina Forti;  
66 Maria Valverde; Pedro Leite da Silva Dias; Regina Luizão.

67

68

69

70

71

---

Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas - Secretaria Executiva  
Cidade Universitária, Centro de Tecnologia, Sala G-106. Ilha do Fundão, Rio de Janeiro – RJ.  
CEP: 21.949-900. Tel.: (21) 2562-7030/ 2562-8326  
[www.pbmc.coppe.ufrj.br](http://www.pbmc.coppe.ufrj.br)

72  
73  
74  
75  
76

## 77 **Introdução**

78 Este documento apresenta as principais contribuições do Volume 1 do RAN1,  
79 que foi estruturado de acordo com o escopo previamente definido pelos Autores  
80 Principais dos capítulos do Grupo de Trabalho 1 (GT1). Os levantamentos aqui  
81 sintetizados resultam de uma extensa avaliação da literatura científica existente, na qual  
82 se procurou: (i) evidenciar as implicações para o Brasil dos principais pontos do GT1 do  
83 Quarto Relatório de Avaliação (AR4) do Painel Intergovernamental de Mudanças  
84 Climáticas (IPCC, em inglês); (ii) registrar e discutir os principais trabalhos científicos  
85 publicados após 2007, com destaque para aqueles relacionados mais diretamente às  
86 mudanças climáticas na América do Sul e no Brasil.

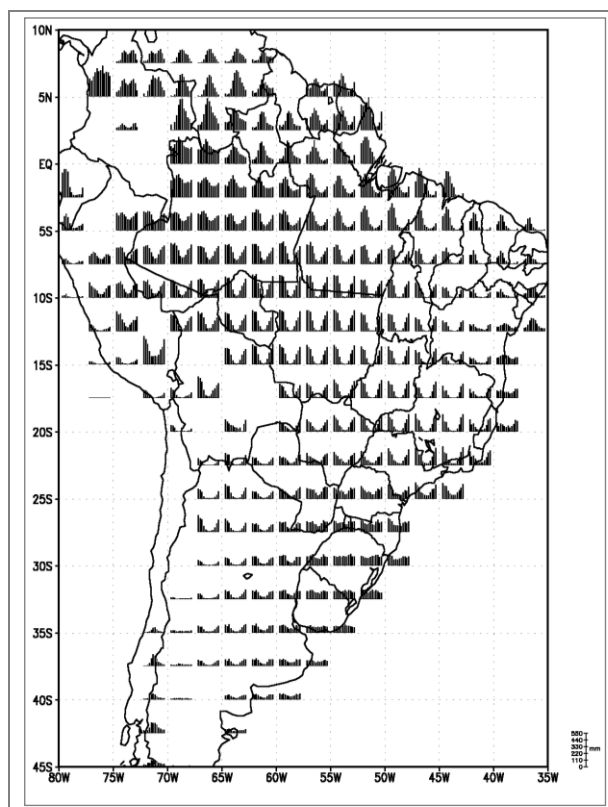
87

## 88 **Observações Ambientais Atmosféricas e de Propriedades da** 89 **Superfície**

90

91 As séries temporais climáticas são um indicador das interações complexas do  
92 sistema climático terrestre, representando um efeito combinado de oscilações em  
93 diversas escalas de tempo que são naturais do sistema climático de ações antrópicas. A  
94 separação de variações naturais das alterações antrópicas geralmente é uma tarefa  
95 difícil, pois é muitas vezes baseada em séries temporais de observações feitas durante  
96 períodos relativamente curtos. Sendo assim é necessária cautela na atribuição das causas  
97 das variações observadas.

98 O Brasil é um país de dimensões continentais, apresentando grande diversidade  
99 de regimes climáticos e de influências sobre seu clima, o que certamente dificulta a  
100 aquisição de séries de dados observacionais de mais longo período (cobrindo, por  
101 exemplo, o início do século XX). Na Figura SEF.1 são mostrados os regimes sazonais  
102 médios de precipitação da América do Sul. O ciclo sazonal das chuvas é afetado pelas  
103 variações interanuais, que pode produzir alterações no ciclo de chuvas, como, por  
104 exemplo, a ocorrência de seca durante a estação chuvosa, ou mesmo uma estação  
105 chuvosa abundante demais. Uma importante fonte de variabilidade interanual são os  
106 eventos El Niño e La Niña. [GT1 2.2.1]



108

109 **Figura SEF.1.** Ciclos anuais de precipitação em regiões de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  latitude-longitude, calculados com  
 110 pelo menos 25 anos de dados no período 1950-2005. [GT1 2.2.1].

111

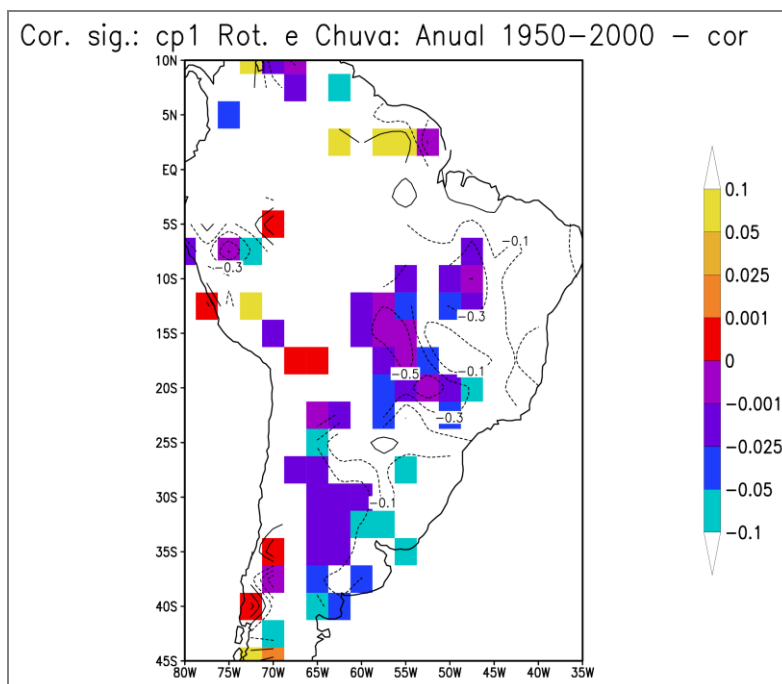
112 Os modos de variabilidade interdecenal (consideradas com escala de tempo  
 113 acima de oito anos) produziram forte variação climática na década de 1970, devido à  
 114 superposição de efeitos da mudança de fase de diferentes modos nesta década. A  
 115 precipitação total anual indica que no período 1950-2000 houve oscilação da chuva no  
 116 Nordeste da Argentina e Centro-Oeste do Brasil, com oscilação mais fraca de sinal  
 117 contrário no Norte do Brasil, sendo que a evolução temporal mostra uma variação  
 118 interdecenal com tendência decrescente, principalmente entre 1970 e 2000, período  
 119 precedido por uma tendência de aumento de chuvas de 1945 até 1970. Alguns estudos  
 120 indicam que este modo é significativamente associado com um modo de variabilidade  
 121 interdecenal de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico, denominado  
 122 Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) [GT1 2.2.3].

123

124 As correlações do modo de tendência da TSM com séries médias de precipitação  
 125 (1950-2000) na América do Sul (Figura SEF.2a) sugerem um aumento de precipitação  
 126 nas partes do Centro-Oeste do Brasil/Sul da Amazônia, do Sul do Brasil e outras regiões  
 da baixa Bacia do Paraná/Prata, como o Nordeste da Argentina e Uruguai. [GT1 2.2.4]

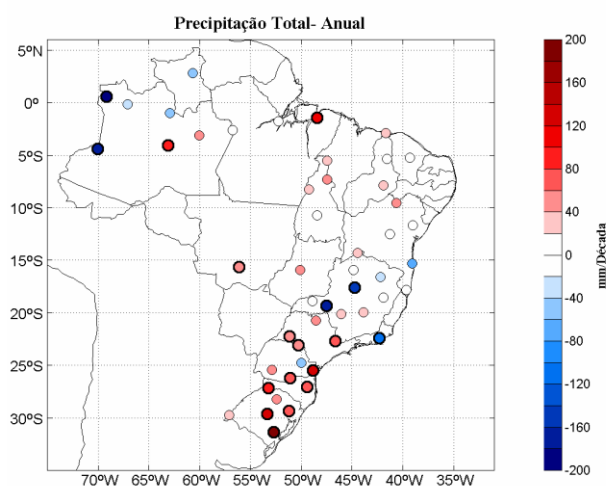
127 Este padrão é confirmado quando se analisa a tendência da precipitação para o  
 128 período de 1951 a 2000 (Figura SEF.2b), onde se observa tendências negativas no Norte  
 129 e Oeste da Amazônia, positivas no Sul da Amazônia, no Centro-Oeste e Sul do Brasil e  
 130 ausência de tendência no Nordeste.

131 (a)



132

133 (b)



134

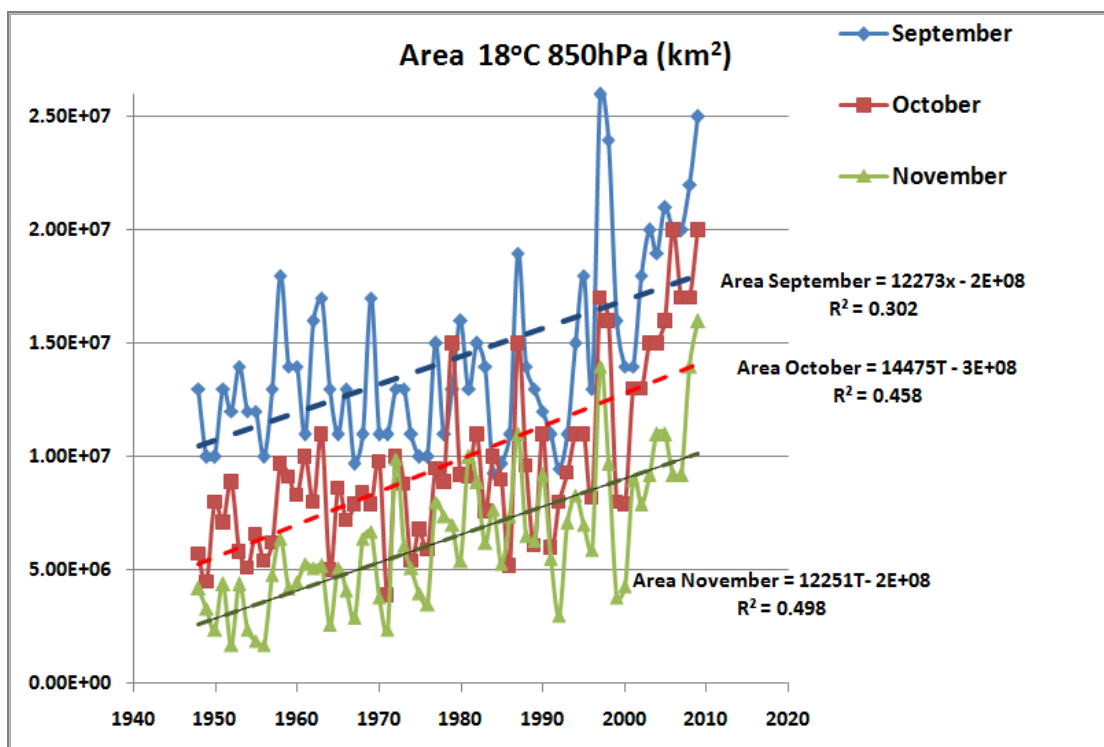
135 **Figura SEF.2.** (a) Coeficientes de correlação (isolinhas) entre o modo de variabilidade de TSM  
 136 (modo de tendência) e a precipitação média anual no período 1950-2000. Coeficientes negativos  
 137 (positivos) indicam aumento (diminuição) de precipitação no período. As cores representam os níveis de  
 138 significância (para correlações positivas e negativas), (b) Tendência da precipitação total anual no  
 139 período 1951-2000 ( $\text{mm década}^{-1}$ ). Círculos com contornos grossos indicam significância estatística do  
 140 Teste Mann-Kendal ao nível de significância de 0,05.

141

142 Estudos de tendência da temperatura do ar utilizando dados de estação sobre a  
143 América do Sul limitam-se, na sua maioria, ao período entre 1960-2000. Os resultados  
144 mais significativos referem-se às variações de índices baseados na temperatura mínima  
145 diária, que indicam aumento de noites quentes e diminuição de noites frias na maior  
146 parte da América do Sul, com conseqüente diminuição da amplitude diurna da  
147 temperatura, especialmente na primavera e no outono. Estes resultados são mais  
148 robustos para as estações localizadas nas costas leste e oeste dos continentes e são  
149 confirmados para séries em períodos mais longos. [GT1 2.3.2]

150 Dados de reanálises desde 1948 fornecem evidência de que tem aumentado a  
151 temperatura em baixos níveis na atmosfera de forma mais acentuada em direção aos  
152 trópicos do que nos subtropicais da América do Sul durante o verão austral, tendo a  
153 temperatura média anual junto da superfície nos trópicos apresentado tendência  
154 positiva. Como exemplo, a Fig.SEF.3 mostra a tendência linear de expansão de área do  
155 aumento de temperaturas maiores que 18°C entre 1949 e 2009.

156



157

158 **Figura SEF.3.** Evolução temporal da área com temperaturas  $\geq 18^{\circ}C$  em 850 hPa sobre a América do Sul  
159 (1948-2009). Tendências lineares estão indicadas na figura.

160

**Lacunas Científicas das Observações Atmosféricas e em Superfície**

161 A avaliação acurada de tendências de temperatura e precipitação na América do  
162 Sul em escala decenal a multi-decenal é limitada pela disponibilidade de dados e sua  
163 distribuição espacial não homogênea. Além disso, o controle de qualidade de dados e os  
164 métodos de medidas aumentam as incertezas nas avaliações. Estas limitações são ainda  
165 mais críticas em regiões tropicais como a Amazônia e o Pantanal Matogrossense, onde a  
166 escassez de dados é ainda um problema atual.

167

## 168 **Observações Costeiras e Oceânicas**

169 O oceano participa de forma decisiva no equilíbrio climático. Devido à sua  
170 grande extensão espacial e à alta capacidade térmica da água, é indiscutível que o  
171 aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores  
172 robustos de aquecimento do planeta. Recentemente vários esforços têm sido  
173 despendidos na reavaliação de dados históricos e indicadores de mudanças, permitindo  
174 interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo. [GT1 3.1]

175 Os estudos analisados pelo IPCC-AR4 (2007), dentre outros mais recentes,  
176 também apontam para variações no conteúdo de calor e na elevação do nível do mar, em  
177 escala global. Variações nessas propriedades promovem alterações nas características  
178 das diferentes massas de água, o que resulta em alterações nos padrões de circulação do  
179 oceano. Conseqüentemente, mudanças na circulação levam a alterações na forma como  
180 o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas na  
181 superfície da Terra.

182 A grande maioria dos estudos científicos realizados nos últimos 5 anos têm  
183 confirmado, de forma indiscutível, o aquecimento das águas oceânicas. A temperatura  
184 da superfície do mar (TSM) no Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. [GT1  
185 3.2.1; 3.3.1]

186 Há indicações que a salinidade do oceano Atlântico tropical e equatorial está  
187 aumentando nas últimas décadas [GT1 3.4], principalmente nas camadas acima da  
188 termoclina. No Atlântico Sul, há também indicações de aumento da salinidade no giro  
189 subtropical, reforçando a tendência de que a região subtropical está se tornando mais  
190 quente e mais salina. [GT1 3.2.3] Já em altas latitudes, onde se formam as massas  
191 d'água que ocupam o fundo dos oceanos globais, nota-se uma diminuição de 0,1 a 0,5  
192 de salinidade ao norte de 45°N, da superfície até o fundo. Há também evidências de



193 redução da salinidade nos primeiros 500 m do oceano Atlântico austral, enquanto que,  
194 em médias latitudes, observa-se um aumento da salinidade associada do lado norte da  
195 Corrente do Atlântico Sul, dentro do giro subtropical, e diminuição da salinidade ao sul  
196 da mesma. Uma vez que não é observada uma tendência significativa da descarga  
197 fluvial no Atlântico, tais mudanças ocorrem aparentemente devido às mudanças na  
198 componente Evaporação-Precipitação (E-P) sobre os oceanos e às alterações no  
199 processo de formação de águas de fundo em altas latitudes.

200 Nas camadas superiores do oceano, há evidências claras do aumento do  
201 conteúdo de calor. [GT1 3.3.1] Resultados recentes, baseados em um amplo conjunto de  
202 dados incluindo bati-termógrafos descartáveis (XBT), flutuadores Argo e outros, no  
203 período 1993 – 2008, mostram que o conteúdo de calor na camada de 0 a 700 m do  
204 oceano global está aumentando a uma taxa média de  $0,64 \pm 0,29 \text{ W m}^{-2}$  para todo o  
205 planeta. Esse aumento no armazenamento de calor em toda a profundidade coberta  
206 pelos flutuadores Argo é um indicativo de que o oceano está se aquecendo abaixo dos  
207 700 m. Espera-se que fenômenos similares estejam ocorrendo no Atlântico Sul. De fato,  
208 as análises de dados obtidos por bóias derivadoras parecem indicar que o Atlântico Sul  
209 apresenta uma tendência positiva na variação do conteúdo de calor oceânico nos últimos  
210 seis anos. Estudos baseados em dados de anomalias da elevação da superfície do mar  
211 obtidos por satélite e dados das bóias fixas do Projeto PIRATA no Atlântico Tropical,  
212 indicam igualmente uma tendência positiva na região da retroflexão da Corrente das  
213 Agulhas no período de 1993 a 2002. [GT1 3.3.1]

214 Há fortes indícios que as características dos eventos de El Niño no Pacífico estão  
215 mudando nas últimas décadas. [GT1 3.6] Como consequência, tem havido uma  
216 mudança nos modos de variabilidade da TSM no Atlântico Sul. Essas alterações nos  
217 padrões de TSM favorecem precipitações abaixo da média ou na média sobre o norte e  
218 nordeste brasileiro, e mais chuvas no sul e sudeste do Brasil.

219 No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos mostram que, em  
220 consequência à mudança nos padrões dos ventos, o transporte de águas do Oceano  
221 Índico para o Atlântico sul, fenômeno conhecido como o “vazamento das Agulhas”,  
222 vem aumentando nos últimos anos. [GT1 3.5.3] Estas alterações são observadas através  
223 de análises de dados obtidos por satélite, medidas in situ e de resultados de modelos.

224 O nível do mar está aumentando e variações de 20 a 30 cm esperadas para o  
225 final do século XXI já devem ser atingidas, em algumas localidades, até meados do  
226 século ou até antes disso. [GT1 3.7] Na costa do Brasil são poucos os estudos realizados

227 com base em observações in situ. Mesmo assim, taxas de aumento do nível do mar já  
228 vêm sendo reportadas pela comunidade científica brasileira desde o final dos anos 80 e  
229 início dos anos 90. Estimativas encontradas na literatura para o Brasil são: Recife  
230 (1946-1987): 5,4 cm/déc (cm por década); Belém (1948-1987): 3,5 cm/déc; Cananéia-  
231 SP (1954-1990): 4,0 cm/déc; Santos-SP (1944-1989): 1,1 cm/déc. [GT1 3.7]

232 Em algumas áreas do litoral Sul e Sudeste, o aumento da frequência e  
233 intensidade de ciclones extratropicais pode levar a um aumento da recorrência de  
234 eventos extremos com ondas altas, ventos fortes e precipitações intensas. [GT1 3.7.3]

235 Ao longo da extensão da linha de costa brasileira são vários os trechos em  
236 erosão, distribuídos irregularmente e muitas vezes associados aos dinâmicos ambientes  
237 de desembocaduras. Reajustamentos das formas e dos sedimentos de praias em amplos  
238 trechos do litoral do Nordeste causados pelo efeito das ondas sobre os arenitos de praia,  
239 bem como pelas mudanças no transporte litorâneo, implicará também em erosão e  
240 acumulação sedimentar localizada. [GT1 3.10]

241

## 242 **Lacunas Científicas das Observações Oceânicas e Costeiras**

243 A intensificação do processo erosivo observado em vários locais da costa  
244 brasileira na última década é decorrente de alterações dos padrões de ventos e de ondas  
245 que incidem sobre o litoral, bem como do aumento do nível médio do mar. Entretanto,  
246 não existe no Brasil um sistema de observação destas variáveis que possibilite a  
247 obtenção de séries contínuas de dados de qualidade para a compreensão e quantificação  
248 dos fenômenos, e para a consequente proposição de medidas mitigadoras específicas.

249 A amplitude da linha de costa do Brasil, que atinge regiões tropicais e  
250 subtropicais, leva a uma variedade de feições fisiográficas onde se abrigam recifes de  
251 corais e manguezais, com diversidade de estruturas pouco monitoradas em escalas  
252 temporais. Essa diversidade de características, sob as quais se desenvolvem os recifes e  
253 manguezais, exige monitoramentos de médio e longo prazo, em pontos representativos  
254 ao longo da costa. No caso dos recifes de corais, apesar de indicadores privilegiados das  
255 mudanças climáticas, medições contínuas das alterações de diversidade e de  
256 mortalidade por estresse térmico ainda são muito limitadas no Brasil. Ao mesmo tempo,  
257 o fato de o manguezal ser um ecossistema extremamente adaptável às variações  
258 ambientais onde se insere, exige ainda mais tempo (décadas) de observações para

259 diferenciar respostas consideradas normais em relação àquelas que estariam sendo  
260 manifestadas diante de novas condições ambientais.

261

## 262 **Informações Paleoclimáticas Brasileiras**

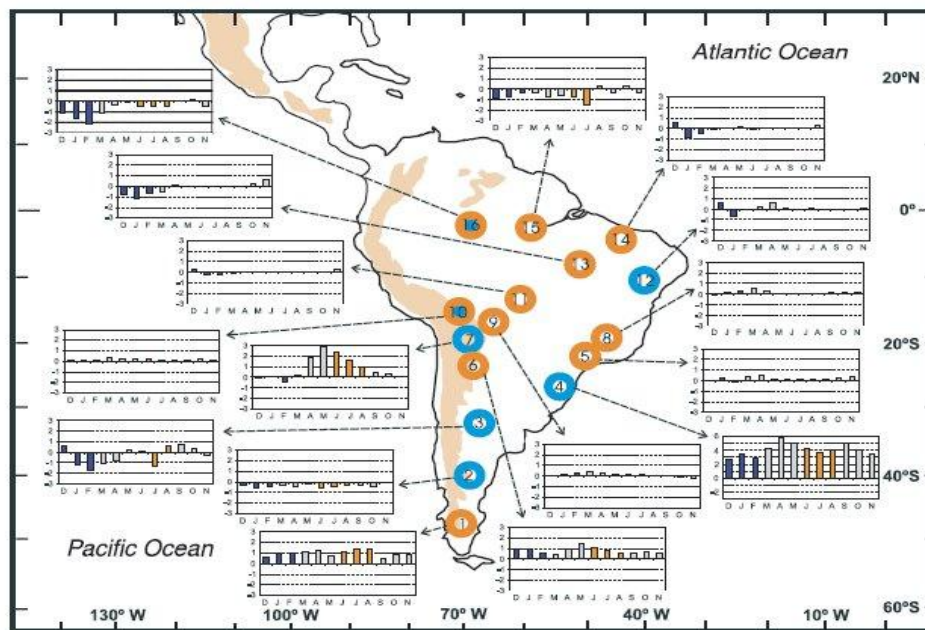
263 Os registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis na literatura  
264 evidenciam fortes e abruptas oscilações no gradiente de temperatura entre as altas e  
265 médias latitudes do Atlântico Norte e a porção equatorial do mesmo oceano, que  
266 causaram variações abruptas de pluviosidade tanto no regime de chuva associado ao  
267 Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), quanto na área diretamente afetada  
268 pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na escala temporal milenar foram  
269 observadas fortes e abruptas oscilações no gradiente meridional de temperatura do  
270 Oceano Atlântico Tropical, bem como na pluviosidade associada ao SMAS e à ZCIT.  
271 [GT1 4.2] As análises realizadas permitem afirmar que as mudanças na insolação  
272 recebida pela Terra em escala temporal orbital (i.e., dezenas de milhares de anos) foram  
273 a principal causa de modificações na precipitação e nos ecossistemas das regiões  
274 tropical e subtropical do Brasil, principalmente aquelas regiões sob influência do  
275 SMAS. Valores altos de insolação de verão para o Hemisfério Sul foram associados a  
276 períodos de fortalecimento do SMAS e vice-versa. [GT1 4.2.3]

277 As causas destas mudanças climáticas abruptas (aquelas que se processam em  
278 grande escala geográfica) perduram tipicamente por várias centenas a poucos milhares  
279 de anos, e ocorrem no intervalo de tempo de algumas décadas ou menos, causando  
280 rupturas substanciais nas sociedades humanas e sistemas naturais. [GT1 4.3.1] Estas  
281 parecem residir aparentemente em marcantes mudanças na intensidade da Célula de  
282 Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC, do inglês *Atlantic Meridional*  
283 *Overtuning Circulation*). Períodos de enfraquecimento desta célula foram associados a  
284 um aumento na precipitação das regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

285 As informações paleoclimáticas a respeito do último milênio no Brasil são  
286 extremamente fragmentadas e esparsas. A Pequena Idade do Gelo (de aproximadamente  
287 1400 a 1700 AD) foi caracterizada nas porções tropicais e subtropicais da América do  
288 Sul ao sul da linha do equador por um aumento na precipitação, que provavelmente está  
289 associado a um fortalecimento do SMAS, possivelmente controlado pela diminuição da

290 temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Norte, e a uma desintensificação  
291 da AMOC. [GT1 4.8.1]

292 A Fig. SEF.4 mostra uma seleção de reconstituições de precipitação para o  
293 Último Máximo Glacial (UMG) e diferenças de precipitação entre as simulações  
294 correspondentes ao UMG e aos dias atuais. [GT1 4.9.3] A maior parte dos registros  
295 paleoclimáticos selecionados mostram condições mais áridas (círculos laranja) no  
296 período. Algumas regiões, todavia, apresentam condições mais úmidas (círculos azuis).  
297 Os círculos com ambas as cores indicam diferenças nas interpretações dos dados de  
298 reconstituições paleoclimáticas. Para cada registro também é mostrado um histograma,  
299 o ciclo sazonal da precipitação simulada. Os valores foram normalizados por seu  
300 desvio-padrão. As melhores correspondências entre os dois conjuntos de dados é notado  
301 nos pontos 11, 13, 14 e 15, indicando condições mais secas para o UMG em relação ao  
302 presente, e nos sítios 3, 4, 7 e 12 mostrando condições mais úmidas durante o UMG.  
303



304 **Figura SEF. 4.** Distribuição de reconstituições paleoclimáticas (círculo laranja: seco; círculo azul:  
305 úmido) e histogramas simulados de precipitação normalizados pelo desvio padrão mostrando as  
306 anomalias entre o Último Máximo Glacial e o período atual. As barras em azul e em laranja dos  
307 histogramas denotam o verão e o inverno austral, respectivamente. [GT1 4.9.3]

309

### 310 **Lacunas Científicas das Informações Paleoclimáticas Brasileiras**

311 O conhecimento a respeito das mudanças na paleocirculação da porção oeste do  
312 Atlântico Sul é ainda bastante restrito e fragmentado. Extensas regiões da margem

313 continental leste da América do Sul não apresentam praticamente nenhum estudo com  
314 resolução temporal mínima e modelo de idades confiáveis. Adicionalmente, a ausência  
315 praticamente completa de estudos que abordem as mudanças abruptas da última  
316 glaciação e que tratem do último interglacial representa uma importante barreira no  
317 sentido de utilizar cenários pretéritos de circulação da porção oeste do Atlântico Sul  
318 como análogos para estudos de climas futuros.

319 Os estudos de indicadores do nível relativo do mar na plataforma continental são  
320 igualmente escassos. Isto deixa uma lacuna que precisa ser preenchida para que se possa  
321 entender quando e como o nível relativo do mar inundou a plataforma e se encaminhou  
322 para a Elevação Máxima do Holoceno (EMH), bem como períodos de rápida elevação  
323 do nível relativo do mar típicos da última deglaciação. Ressalta-se que existem também  
324 ocorrências de recifes que podem fornecer informações adicionais sobre o  
325 comportamento do nível relativo do mar. Estudos que tenham produzido curvas  
326 detalhadas do comportamento do nível relativo do mar na plataforma continental  
327 setentrional são inexistentes e precisam ser desenvolvidos. Ainda, a utilização de  
328 modelos climáticos, juntamente com os dados de campo, representa um avanço na  
329 abordagem das variações do nível relativo do mar que permitirá identificar e quantificar  
330 os fatores locais e regionais com maior eficácia.

331 Os mecanismos climáticos associados ao do último milênio no Brasil não estão  
332 consolidados, e o número de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis  
333 em ambientes tropicais (e subtropicais) é particularmente reduzido. Para preencher as  
334 lacunas existentes e para melhorar nosso entendimento a respeito das variações  
335 climáticas naturais multidecenais e seculares, faz-se necessário a busca, coleta, análise e  
336 interpretação de novos registros paleoambientais.

337

## 338 **Ciclos Biogeoquímicos e Mudanças Climáticas**

339 No Brasil são esperadas mudanças profundas e variáveis no clima conforme a  
340 região do país. [GT1 5.1] É esperado que essas mudanças afetem os ecossistemas  
341 aquáticos e terrestres do Brasil. O país engloba seis biomas terrestres (Amazônia, Mata  
342 Atlântica, Pantanal, Caatinga, Cerrado e Pampas), que englobam alguns dos maiores  
343 rios do mundo, como o Amazonas, o Paraná e o São Francisco, e uma costa com cerca

344 de 8.000 km, contendo pelo menos sete grandes zonas estuarinas e toda a plataforma  
345 continental.

346 Em termos de estoque de carbono e nitrogênio abaixo do solo, observamos que  
347 os maiores estoques, até 1 metro de profundidade do solo, foram encontrados na Mata  
348 Atlântica, seguindo-se a Amazônia e o Cerrado. É importante salientar que há um  
349 decréscimo exponencial das concentrações de carbono e nitrogênio em relação à  
350 profundidade do solo.

351 Quanto aos estoques de carbono e nitrogênio acima do solo, em termos de  
352 ecossistemas, destacam-se a Mata Atlântica e, especialmente, a Amazônia como tendo  
353 os maiores estoques. Apenas na Amazônia e no Pantanal, os estoques de carbono e  
354 nitrogênio são mais elevados na biomassa acima do solo em relação aos estoques do  
355 solo, nos outros biomas, os maiores estoques se concentram efetivamente nos solos.  
356 Destacam-se as observações de que a Amazônia está absorvendo carbono da atmosfera a  
357 uma taxa de 0,11 a 0,50 MgCha<sup>-1</sup>Ano<sup>-1</sup>. Esta absorção de carbono é muito significativa e  
358 constata um importante serviço ambiental que a floresta Amazonica esta realizando ao  
359 remover o CO<sub>2</sub> da atmosfera em altas taxas. O Cerrado também esta mostrando  
360 absorção CO<sub>2</sub> atmosférico a uma taxa de 0,1 a 0,3 MgCha<sup>-1</sup>Ano<sup>-1</sup>. Observa-se também a  
361 melhor quantificação do estoque de biomassa acima do solo para todos os biomas, em  
362 particular para a Amazônia, com estoques de carbono que variam de 95 a 250 MgCha<sup>-1</sup>.  
363 Trabalho significativo também foi feito na contabilidade de carbono armazenado no  
364 solo para todos os biomas brasileiros, com destaque para os altos valores observados na  
365 Mata Atlântica com valores de 190 a 280 MgCha<sup>-1</sup>. [GT1 5.4]

366 A transferência de nitrogênio é significativamente maior nos sistemas florestados  
367 da Amazônia e Mata Atlântica em relação aos sistemas herbáceos-arbustivos como o  
368 Cerrado e a Caatinga. Apesar das grandes diferenças nos estoques de carbono do  
369 solo, as variações nos fluxos de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (quando o carbono que foi fixado  
370 através do processo de fotossíntese retorna à atmosfera) não foram elevadas entre os  
371 biomas, principalmente se excluirmos a Amazônia, onde os fluxos de CO<sub>2</sub> foram  
372 claramente maiores. O fluxo de N<sub>2</sub>O do solo para a atmosfera é também considerado  
373 uma perda de nitrogênio do sistema. Neste caso, as diferenças são mais acentuadas entre  
374 os biomas, tendo a Amazônia os maiores fluxos, seguido da Mata Atlântica; enquanto  
375 fluxos muito baixos foram detectados para o Cerrado. No caso da fixação biológica de  
376 nitrogênio (FBN), as maiores entradas estão associadas aos sistemas florestais da  
377 Amazônia e Mata Atlântica, seguidas do Cerrado e, finalmente, do Pantanal e da

378 Caatinga com uma quantidade de nitrogênio fixada anualmente significativamente  
379 menor que os três biomas citados acima. Quanto à deposição atmosférica de nitrogênio,  
380 os valores foram semelhantes entre os biomas, e na maioria dos casos abaixo dos  
381 valores que entram via FBN, e ligeiramente mais elevados em relação aos fluxos de  
382 N<sub>2</sub>O para a atmosfera.

383 Os estoques de nitrogênio no solo e na biomassa foram quantificados para a  
384 maior parte dos biomas brasileiros, onde observamos a baixa quantidade de nitrogênio  
385 nos solos amazônicos (da ordem de 1 MgNha<sup>-1</sup>), enquanto que na Mata Atlântica os  
386 estudos mostram estoques de nitrogênio no solo da ordem de 14 a 20 MgNha<sup>-1</sup>. Ainda  
387 não foi possível determinar os valores de fixação biológica de nitrogênio para todos os  
388 ecossistemas, onde se observa que para o Pantanal e Caatinga os valores variam de 2,6 a  
389 11 KgN ha<sup>-1</sup>ano<sup>-1</sup>.

390 A projeção mais crítica para a região Amazônica é a possível “savanização” da  
391 floresta (*Amazon dieback*) que acarretaria perdas significativas nos estoques de carbono  
392 tanto do solo como da vegetação. Neste cenário, previsto pelo modelo HadCM3 do  
393 Hadley Center, a região leste da Amazonia poderia ser substituída por uma vegetação  
394 tipo savana. [GT1 5.5.1] No entanto, outros autores, utilizando uma compilação maior  
395 de modelos climáticos globais, se contrapõem à ocorrência da “savanização” da Floresta  
396 Amazônica, ao apresentar simulações que não reproduzem as condições ambientais e de  
397 resposta da floresta para que este processo seja estabelecido. Caso ocorra o processo de  
398 savanização em parte da Amazonia, tais mudanças se refletiriam não apenas no ciclo do  
399 carbono, como também no ciclo do nitrogênio e no clima regional.

400 A Mata Atlântica estoca quantidades apreciáveis de carbono e nitrogênio em  
401 seus solos, principalmente em maiores altitudes. Os aumentos previstos para a  
402 temperatura do ar na região Sudeste do Brasil levariam a um aumento nos processos de  
403 respiração e decomposição, gerando um aumento nas perdas de carbono e nitrogênio  
404 para a atmosfera.

405 Nos campos sulinos dos Pampas, similarmente à Mata Atlântica, os solos detêm  
406 um apreciável estoque de carbono. Portanto, aumentos na temperatura previstos para o  
407 futuro aumentariam as emissões de CO<sub>2</sub> para a atmosfera.

408 A produtividade primária do Cerrado pode potencialmente ser reduzida frente às  
409 mudanças climáticas projetadas para este bioma. O aumento da temperatura  
410 provavelmente resultará em uma redução do processo fotossintético nas plantas do  
411 Cerrado, implicando em um possível decréscimo de sua biomassa. Adicionalmente, na

412 estação seca, o Cerrado passa a ser uma fonte de carbono para a atmosfera, devido ao  
413 estresse hídrico. Portanto, um aumento na duração deste período implicaria também em  
414 uma redução na produtividade primária do Cerrado, bem como, pode potencialmente  
415 resultar em um aumento na vulnerabilidade ao fogo. Aumentando-se a ocorrência de  
416 eventos de fogo, resultaria em uma diminuição nos estoques de biomassa e nutrientes  
417 através de escoamento profundo, erosão, transporte de partículas e volatilização. [GT1  
418 5.5.3]

419 As projeções mostram uma redução no valor total e aumento da variabilidade  
420 nos padrões de precipitação para o bioma Caatinga; além de um aumento no número de  
421 dias secos e aumento da temperatura do ar. Trata-se do bioma onde é esperada maior  
422 alteração no regime de precipitação, com uma significativa redução das chuvas, podendo  
423 resultar em profundas alterações no funcionamento deste ecossistema. As possíveis  
424 consequências dessas mudanças no clima são as ocorrências de secas mais intensas e  
425 frequentes. [GT1 5.5.4] Ressalta-se que este ecossistema já sofre pronunciado estresse  
426 hídrico com baixas taxas de estoques de carbono, que poderão ser reduzidas com a  
427 intensificação das estiagens. [GT1 5.5.4]

428

#### 429 **Lacunas Científicas no conhecimento dos Ciclos Biogeoquímicos**

430 Faltam observações de curto e longo prazo dos processos que regulam os  
431 estoques e os fluxos que regulam o funcionamento dos ecossistemas brasileiros. Há uma  
432 carência crítica de informações para determinados biomas como os Pampas, o Pantanal  
433 e a Caatinga. Um volume maior de informações se encontra na Amazônia e,  
434 secundariamente, no Cerrado. Somente recentemente estudos têm sido desenvolvidos na  
435 Mata Atlântica, mas ainda concentrados em algumas poucas áreas.

436 Os estoques de carbono de nitrogênio são muito sensíveis às mudanças  
437 climáticas e os mecanismos de estresse hídrico e de aumento de temperatura não são  
438 bem conhecidos para nenhum dos biomas brasileiros. Os possíveis mecanismos  
439 biológicos de compensação ainda precisam ser melhor estudados para todos os biomas  
440 brasileiros. Não há ainda informações suficientes sobre os impactos de mudanças  
441 climáticas sobre o funcionamento dos campos sulinos, ou Pampas, os quais guardam  
442 apreciáveis estoques de carbono em seus solos. As baixas temperaturas contribuem para  
443 o acúmulo de matéria orgânica no solo; portanto, um aumento nas temperaturas como  
444 previsto, levaria a um aumento nas taxas de decomposição, aumentando as emissões de



445 CO<sub>2</sub> para atmosfera. Da mesma forma que o observado para a Mata Atlântica, não é  
446 possível ainda prever se esse aumento nas emissões seria compensado por um aumento  
447 na produtividade primária líquida do sistema.

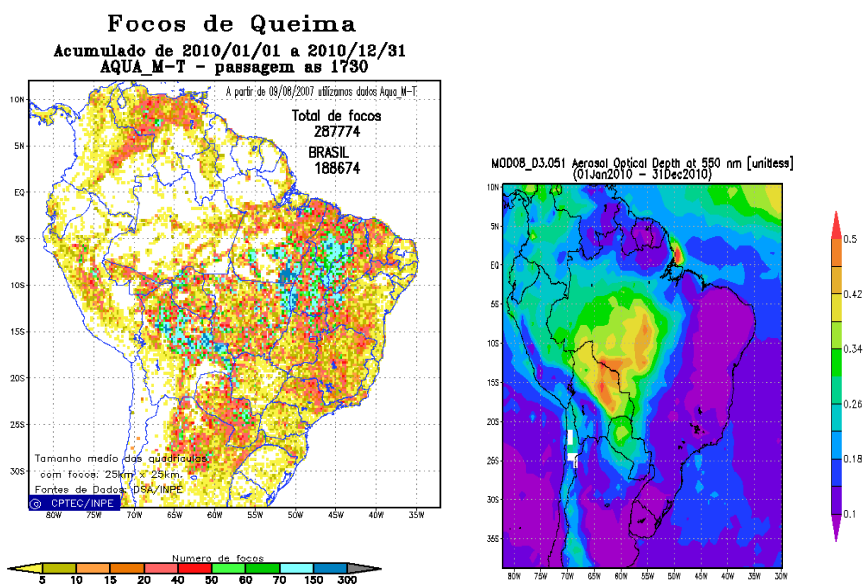
448

## 449 **Aerossóis Atmosféricos e Nuvens**

450 Foi observado através dos vários estudos realizados no Brasil, que partículas de  
451 aerossóis atmosféricos têm fortes efeitos no balanço de radiação atmosférico e nos  
452 mecanismos de formação e desenvolvimento de nuvens.

453 A maior parte dos estudos brasileiros sobre aerossóis atmosféricos e nuvens foi  
454 realizada na Amazônia, sobre o papel das emissões de queimadas de floresta no balanço  
455 radiativo e nos mecanismos de formação e desenvolvimento de nuvens. Foi observado  
456 que queimadas emitem enormes quantidades de particulado para a atmosfera como pode  
457 ser observado na figura SEF.6 abaixo, referente ao ano de 2010. À esquerda, é mostrado  
458 o número total de focos de queimadas e, à direita, a distribuição espacial da  
459 profundidade óptica de aerossóis (AOD, comprimento de onda = 550 nm), obtida pelo  
460 sensor MODIS. Observamos uma forte associação entre focos de queimadas e  
461 distribuição de aerossóis não só na Amazônia, mas em larga escala no território  
462 brasileiro. A espessura ótica de aerossóis, observada, é extremamente elevada, e nestes  
463 níveis, os aerossóis têm fortes efeitos sobre a saúde da precipitação e sobre as taxas  
464 fotossintéticas de fixação de carbono pela vegetação. [GT1 6.3.1]

465



466

**Figura SEF.6.** *Acima (esquerda), número de focos de queimada no ano de 2010. [GT1 6.3.1]*

467 Diversos estudos foram realizados na Amazônia para quantificar fatores de  
468 emissão de partículas de aerossóis por queimadas, entretanto, ainda não existe  
469 formalmente um inventário nacional completo de emissões de partículas por queimadas,  
470 emissões industriais ou naturais.

471 Um destaque importante no caso brasileiro é a grande quantidade de estudos que  
472 foram realizados analisando o papel de aerossóis na formação e desenvolvimento de  
473 nuvens, tanto na região amazônica quanto em outras regiões. Estes trabalhos científicos  
474 permitiram analisar com cuidado o papel dos aerossóis na formação e desenvolvimento  
475 de nuvens. Mais difícil é quantificar o papel dos aerossóis na taxa de precipitação, pois  
476 esta questão está em aberto não só no Brasil, mas também no mundo. Foram observados  
477 resultados contraditórios na literatura (aumento ou diminuição da precipitação) devido  
478 ao aumento da quantidade de aerossóis de queimadas, que pode ser devido a diferentes  
479 condições termodinâmicas atmosféricas dos diferentes experimentos. Este balanço entre  
480 efeitos termodinâmicos atmosféricos e o papel dos aerossóis continua em aberto na  
481 literatura científica nacional e internacional.

482 Há uma importante contribuição de emissões de material particulado em regiões  
483 urbanas, fruto principalmente de emissões veiculares. Ainda que não sejam majoritárias  
484 no conteúdo total de emissões, as partículas de aerossol das emissões urbanas exercem  
485 papel importante no clima urbano e na saúde pública das metrópoles brasileiras. [GT1  
486 6.3.1] A Tabela SET.2 abaixo sintetiza as informações referentes a concentrações de  
487 aerossóis em algumas localidades brasileiras. Observamos que a Região Metropolitana  
488 de São Paulo apresenta altas concentrações de material particulado fino, acima do atual  
489 padrão de qualidade do ar para PM<sub>2.5</sub>, e também acima do padrão recomendado pela  
490 Organização Mundial da Saúde, de concentração média anual de 10 µg/m<sup>3</sup>. Este padrão  
491 da WMO também é excedido em várias regiões metropolitanas brasileiras.

492  
493  
494  
495  
496

497 **Tabela STD.2.** Concentração média, em  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , de material particulado inalável, fino e BC medidos em  
 498 seis capitais brasileiras de 2007 a 2008, e em áreas sujeitas a queimadas com a contribuição relativa de  
 499 BC no PM2.5. = partículas inaláveis finas de diâmetro inferior a 2,5 micrômetros ( $\mu\text{m}$ ),

	PM10	PM2.5	BC	%BC
<b>São Paulo</b>	34 <sup>†</sup>	28±14 <sup>b</sup>	11±6	38±14
<b>Rio de Janeiro</b>	-	17±11 <sup>b</sup>	3,4±2,5	20±7
<b>B. Horizonte</b>	-	15±8 <sup>b</sup>	4,5±3,3	31±13
<b>Curitiba</b>	-	14±10 <sup>b</sup>	4±4	30±11
<b>Porto Alegre</b>	-	13±10 <sup>b</sup>	5±4	26±11
<b>Recife</b>	-	7±3 <sup>b</sup>	1,9±1,1	26±12
<b>Rondônia<sup>c</sup></b>	83±64	67±55	7±6	11±2
<b>(estação seca)</b>				
<b>Alta Floresta<sup>d</sup></b>	37±25*	63±55	8±6	
<b>(estação seca)</b>				

500 <sup>†</sup>CETESB (2011); ref. ano 2009, <sup>2</sup>Andrade et al. (2012), <sup>c</sup>Artaxo et al. (2002) <sup>d</sup>Maenhaut et al. (2002)

501 \*inclui apenas moda grossa. [GT1 6.3.1]

502

503 Majoritariamente, tanto nas regiões urbanas, como sob influência de queimadas,  
 504 ocorre um acréscimo significativo na massa de particulado na moda fina. Aliado a isto,  
 505 o particulado fino tem tempo de residência mais elevado, o que torna eficiente seu  
 506 transporte a distâncias muito grandes da sua fonte. Em particular, no caso de queimadas,  
 507 as plumas oriundas da queima de biomassa na Amazônia atingem porções significativas  
 508 da América do Sul, tendo um grande efeito na forçante radiativa direta e indireta. [GT1  
 509 7] Além disso, como parte significativa do material particulado ocorre na forma de  
 510 *Black Carbon*<sup>1</sup>, quando em suspensão, esta pluma tem a capacidade de aquecer os níveis  
 511 médios da troposfera, gerando estabilidade atmosférica e inibição da convecção rasa.

512 Medidas realizadas na bacia amazônica durante o experimento LBA/SMOCC  
 513 (*Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate*) em 2002 [GT1 6.3.3] em região de  
 514 pastagem em Rondônia cobriram um período com intensa atividade de queimadas  
 515 (setembro), transição (outubro) e o início da estação chuvosa (novembro). Foi  
 516 observado um aumento do número total de partículas de 450 na estação chuvosa para  
 517 5.260 na estação seca, devido às fortes emissões de queimadas em Rondônia. [GT1  
 518 6.3.3] Observa-se também que esse grande aumento no número de partículas ocorre  
 519 principalmente a partir de 50 nm de diâmetro, uma faixa de tamanho na qual a partícula  
 520 de aerossol já tem significativa capacidade de atuar como CCN. Observou-se um forte  
 521 aumento na concentração de CCN na Amazônia como consequência das emissões de

<sup>1</sup> O *Black Carbon*, que em português tem diversos nomes (p.ex. “negro de fumo”, ou “carbono negro”) é a fração do material particulado que tem a propriedade de ser forte absorvedor de radiação. Corresponde à chamada *fuligem*, e tipicamente é associada a processos de combustão como motores a combustão e queima de biomassa.

522 queimadas. A comparação entre dias poluídos e dias limpos mostra uma concentração  
523 de CCN pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Valores médios de  
524 concentrações menores que  $200 \text{ cm}^{-3}$  para as regiões limpas, e maiores que  $1200 \text{ cm}^{-3}$   
525 para as regiões poluídas foram registrados. Por sua vez, estudos mostraram que  
526 partículas finas, faixa em que predominam os CCN, são predominantemente compostas  
527 de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos,  
528 enquanto que partículas grossas, importantes nucleadores de gelo, consistem de material  
529 biológico emitido diretamente pela floresta. [GT1 6.3.3]

530 Vários estudos dos efeitos de aerossóis na formação e desenvolvimento de  
531 nuvens trabalharam com a hipótese de que se os efeitos indiretos (e também o semi-  
532 direto) se manifestarem, em condições poluídas, como consequência da redução nos  
533 processos de colisão e coalescência ou aumento na estabilidade, deveria haver uma  
534 diminuição na precipitação estratiforme em comparação com condições mais limpas no  
535 mesmo ambiente. Comparando amostras sem chuva, com chuva e com chuva intensa  
536 ( $>5 \text{ mm h}^{-3}$ ), concluíram, porém, que as condições atmosféricas de maior escala são  
537 mais importantes para o desenvolvimento da precipitação do que a concentração de  
538 aerossóis. Os resultados de estudos de eletrificação na Amazônia sugerem que a  
539 ausência de distinção entre os parâmetros elétricos dos regimes poluído e limpo na bacia  
540 amazônica, coloca em dúvida o papel dos aerossóis na intensificação da eletrização de  
541 nuvens e reforçam a idéia de um papel preponderante da dinâmica. [GT1 6.4]

542 No que tange especificamente sobre os aerossóis no Brasil e na América do Sul,  
543 utilizando modelagem regional (RegCM3 e BRAMS), têm evidenciado potenciais  
544 impactos dos aerossóis provenientes de queimadas sobre a circulação atmosférica de  
545 grande escala, com modificações no comportamento da monção da América do Sul  
546 devido ao aumento da estabilidade termodinâmica sobre o Sul da Amazônia. Estes  
547 autores propõem que aumentos na estabilidade e pressão à superfície, bem como um  
548 escoamento divergente nessa região, podem levar ao reforço de atividade ciclônica e  
549 aumento da precipitação no sudeste do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina.

550 Foi observado que o transporte de poeira do Saara tem impacto sobre a  
551 concentração de núcleos de gelo na Amazônia Central, contribuindo para a formação e  
552 desenvolvimento de nuvens convectivas na Amazônia. [GT1 6.2]

553

554

## 555 **Lacunas na Questão de Aerossóis e Nuvens**

556 De modo geral, é necessário aumentar nosso conhecimento sobre os processos  
557 de produção e transporte de aerossóis sobre o continente sul-americano, incluindo fontes  
558 naturais e antrópicas locais e remotas; Também é fundamental melhorar nosso  
559 entendimento na influência de aerossóis na formação de nuvens, ao servirem como  
560 núcleos de condensação (CCN) e de gelo (IN), incluindo o papel de sua variabilidade  
561 espacial e temporal. Nosso conhecimento também é limitado no que se refere às  
562 propriedades microfísicas das nuvens sobre o continente sul-americano, incluindo  
563 observações em nuvens quentes e de fase mista já realizadas sobre território brasileiro, e  
564 as possíveis implicações sobre as propriedades radiativas e sobre o ciclo hidrológico. A  
565 atribuição dos efeitos dos aerossóis e das alterações termodinâmicas da atmosfera nos  
566 mecanismos de formação e desenvolvimento de nuvens é importante, bem como, à  
567 representação das mesmas em modelos numéricos de circulação geral e de área  
568 limitada. Em áreas urbanas, no Brasil, não há trabalhos que reportem medidas de  
569 concentração de número de nano-partículas. É importante que tal tipo de medida seja  
570 realizada para que seja possível estudar melhor os efeitos de partículas na saúde da  
571 população e a influência de nanopartículas de emissões urbanas na microfísica de  
572 nuvens.

573

## 574 **Forçante radiativa natural e antrópica**

575 É importante conhecer qual a contribuição quantitativa de cada agente climático  
576 para as variações de temperatura na superfície no Brasil. No entanto, os modelos  
577 climáticos mais modernos e sofisticados ainda precisam de muito desenvolvimento para  
578 que forneçam resultados consistentes para previsões de mudanças climáticas: ainda há  
579 grandes divergências entre previsões de temperatura, cobertura de nuvens, precipitação,  
580 *etc.* elaboradas com modelos diferentes, não só para o Brasil, mas para todo o planeta.

581 O conceito de forçante radiativa, definida no Painel SEP.1, é um passo  
582 intermediário que não necessita, em princípio, de modelos climáticos para seu cálculo,  
583 por isso, os valores de forçante radiativa podem ser mais objetivamente interpretáveis.

584

585

### **Painel SEP.1 – Definição de forçante radiativa**

A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático. As temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada situação ou época, como, por exemplo, no início da Revolução Industrial (aproximadamente 1750) adotado pelo IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Forster et al., 2007).

586

587 Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de  
588 anos, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de  
589 efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis (fumaça) emitidos  
590 em queimadas por fontes antrópicas. A Tabela SET.3, apresenta uma compilação de  
591 resultados, encontrados na literatura científica, sobre os principais efeitos radiativos de  
592 agentes climáticos no Brasil.

593 Os resultados compilados mostram que as nuvens constituem o agente climático  
594 mais importante do ponto de vista de balanço de radiação sobre a Amazônia, reduzindo  
595 em até  $110 \text{ Wm}^{-2}$  o fluxo radiativo na superfície, e contribuindo com uma forçante  
596 radiativa de cerca de  $-9.8 \text{ Wm}^{-2}$  no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na  
597 Amazônia nas condições atuais estão tendo um forte papel de resfriamento do sistema  
598 climático.

599 Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na  
600 Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados neste capítulo  
601 resultou em uma forçante radiativa média de  $-8,0 \pm 0,5 \text{ Wm}^{-2}$ , indicando que, em média,  
602 a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar o planeta, contrapondo-se  
603 parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito  
604 importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases de efeito estufa têm escalas de  
605 tempo e espaço muito diferentes. Enquanto partículas de aerossóis tem vida média na  
606 baixa atmosfera de alguns dias a semanas, os gases de efeito estufa podem ter meia vida  
607 de dezenas a milhares de anos.

608 A Tabela SET.3 coloca uma compilação de resultados de determinações de  
609 forçante radiativa em várias regiões brasileiras, para diversas condições. Observamos a  
610 forte alteração no balanço de radiação observado ou modelado, com valores médios

611 diários de resfriamento na superfície de até -110 watts por m<sup>2</sup>, enquanto que, no topo da  
 612 atmosfera, valores de -10 a -20 w/m<sup>2</sup> foram reportados. A coluna atmosférica, por causa  
 613 do efeito do *black carbon* emitido em queimadas, pode apresentar valores de  
 614 aquecimento de +30 a +40 w/m<sup>2</sup>. Este forte aquecimento em geral no topo da camada  
 615 limite planetária altera o perfil vertical normal de temperatura, inibindo a convecção,  
 616 processo crítico para a formação e desenvolvimento de nuvens.

617 **Tabela SET.3.** *Quantificação da forçante radiativa do aerossol antrópico, da mudança no uso*  
 618 *do solo e do efeito radiativo de nuvens sobre o Brasil e a América do Sul.*

Agente	Região	Condição <sup>a</sup>	Valor <sup>b</sup> (Wm <sup>-2</sup> )	Fonte dados
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h <sup>c</sup>	[-110; -50]	Modelo climático, satélite
	Amazônia	SUP, 24h <sup>c</sup>	-76	Modelo climático
		TDA, 24h <sup>c</sup>	+26	
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,9	Satélite, modelo radiativo
		TDA, 24h	-7,1±0,9	
Aerossol antrópico: Efeito Direto	Amazônia	SUP, 24h <sup>d</sup>	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo
		ATM, 24h <sup>d</sup>	+31,2±3,6	
		TDA, 24h <sup>d</sup>	-8,3±0,6	
	Amazônia	TDA, 24h <sup>c</sup>	-16,5	Modelo climático, medidas in-situ
	Atlântico tropical	TDA, 24h <sup>e</sup>	-1,8	Satélite, modelo radiativo
		ATM, 24h <sup>e</sup>	+2,9	
	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite
		SUP, 24h	[-35; -10]	
	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo
		TDA, 24h	-7,6±1,9	
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo
	Floresta		-6,2±1,9	
Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol antrópico: Efeitos Indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h <sup>c</sup> , alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura
	Global, sobre continentes	TDA, 24h <sup>c</sup> , ind	-1,9±1,3	
	Atlântico tropical	TDA, 24h <sup>e</sup> , alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo
		TDA, 24h <sup>e</sup> , ind	-9,5	

	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático, satélite
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite
	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]	
<b>Total aerossóis e nuvens</b>	Amazônia	TDA, 24h <sup>c</sup>	-9,8	Modelo climático, medidas in-situ
	Atlântico tropical	TDA, 24h <sup>e</sup>	-11,3	Satélite, modelo radiativo
		SUP, 24h <sup>e</sup>	-8,4	
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite
		SUP, 24h	[-35; -5]	

619 a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a  
620 estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito  
621 indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo  
622 apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal  
623 presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e)  
624 Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.  
625

626 O uso do solo nas várias regiões brasileiras altera o albedo de superfície,  
627 causando uma forçante radiativa pela alteração da refletividade da superfície comparada  
628 com a superfície natural. A análise de alteração do albedo, devido ao desmatamento na  
629 Amazônia, é estimada em  $-7,3 \pm 0,9 \text{ Wm}^{-2}$ , valor alto se comparado com o aquecimento  
630 dos gases de efeito estufa (aprox.  $2 \text{ Wm}^{-2}$ ), mostrando que ao trocar uma área de floresta  
631 por áreas de pastagens ou cultivo agrícola, temos uma forte alteração no balanço  
632 radiativo atmosférico. Note-se que esse valor é semelhante à forçante de aerossóis  
633 antrópicos, porém, é importante salientar que o desmatamento na Amazônia tem caráter  
634 virtualmente “permanente” (*i.e.* a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser  
635 recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da  
636 ordem de dias.

637

### 638 **Lacunas identificadas no tópico de forçante radiativa natural e antrópica**

639 A maior parte dos trabalhos regionais realizados no Brasil foi focada na região  
640 Amazônica. Estudos nos demais biomas brasileiros são necessários para um  
641 entendimento das complexas interações entre o balanço de radiação atmosférico e o  
642 aumento da concentração de gases de efeito estufa e aerossóis, bem como, o efeito da  
643 mudança no albedo de superfície. Estudos de modelagem em larga escala também  
644 precisam ser realizados, com modelos químicos dinâmicos acoplados a códigos de  
645 transferência radiativa para estudos em larga escala.



## 646 **Avaliação de Modelos Globais e Regionais Climáticos**

647 A modelagem climática global e regional tem tido grandes avanços nos últimos  
648 anos, em termos da representação de processos e fenômenos críticos para estudo das  
649 mudanças do clima. O Brasil tem se destacado nesta área, pelo desenvolvimento de  
650 modelos atmosféricos regionais e globais, atmosféricos e acoplados oceano-atmosfera.

651 Os padrões de variabilidade sazonal a interanual do ENSO são bem simulados  
652 pelo Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC/INPE. Neste caso,  
653 o modelo reproduz o padrão observado de anomalias de precipitação sobre a América  
654 do Sul associado ao ENSO, com excesso de precipitação no Sul do Brasil e déficit no  
655 Nordeste, sendo que a taxa de sucesso dos resultados depende do tipo de ENOS. [GT1  
656 3.6.3] Quando o sinal de ENSO é forte, ou seja, quando as anomalias de TSM são  
657 intensas no Oceano Pacífico Equatorial, as anomalias de precipitação simuladas sobre a  
658 Região Sul do Brasil correspondem mais fielmente às observações. [GT1 8.4.1]

659 O deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) observado sobre  
660 o oceano Atlântico é, em geral, bem reproduzido pelos modelos brasileiros, havendo,  
661 todavia, uma deficiência na correta representação da sua migração sazonal. Os mais  
662 recentes avanços implementados no Modelo Brasileiro do Sistema Climático (BESM-  
663 Brazilian Environmental Modeling System), entretanto, resultaram numa melhora  
664 substantiva na representação da convecção atmosférica e da precipitação sobre a  
665 Amazônia e Atlântico tropical, com notável impacto na reprodução da migração sazonal  
666 da ZCIT. [GT1 8.4.2] O padrão da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um  
667 dos principais componentes do SMAS, é também bem representado numericamente na  
668 escala de tempo interanual e intrasazonal. [GT1 8.4.2] As características atmosféricas  
669 associadas à ZCAS, em casos extremos de precipitação no Sudeste, obtidas em análises  
670 observacionais, são igualmente reproduzidas nas análises de casos extremos, realizadas  
671 a partir de resultados numéricos. [GT1 8.4.4]

672 De forma geral, verifica-se que o clima presente em regiões como o Nordeste, a  
673 Amazônia, o Sul do Brasil, o Noroeste do Peru-Ecuador e o Sul do Chile é mais bem  
674 reproduzido, se comparado com regiões como o Sudeste-Centro Oeste do Brasil.  
675 Supondo que a capacidade para simular o clima no futuro seja a mesma que no presente,  
676 então podemos dar maior credibilidade às projeções de clima para o futuro nas áreas de  
677 menores erros. [GT1 8.6]

678

## 679 **Incertezas nas Simulações dos Modelos Globais e Regionais**

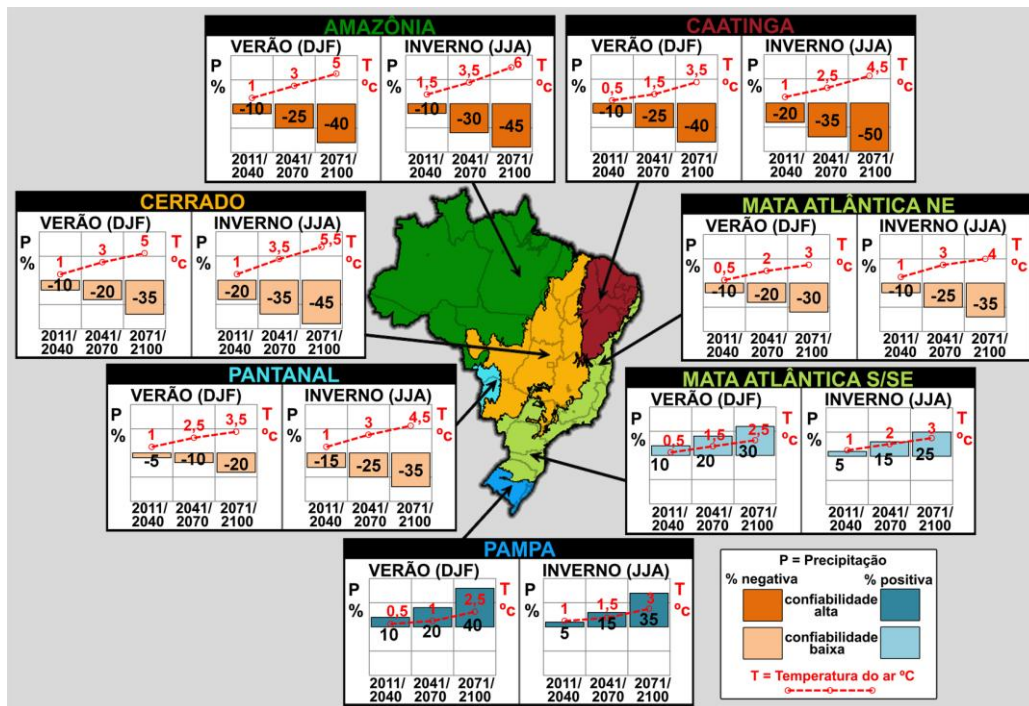
680 A incerteza nas formulações dos modelos numéricos para resolver o sistema  
681 climático se reflete na magnitude dos erros sistemáticos das simulações. Esta avaliação  
682 dos erros, por sua vez, também contém as incertezas oriundas da qualidade das  
683 observações, cuja rede sobre a América do Sul é deficiente do ponto de vista espacial e  
684 temporal. As incertezas sobre as medidas observacionais afetam diretamente a robustez  
685 da avaliação dos modelos climáticos.

686 Em termos específicos, o conhecimento da eficiência dos modelos climáticos  
687 globais e regionais em reproduzir corretamente o padrão sazonal de precipitação e os  
688 vários sistemas importantes para o clima da América do Sul e do Brasil, tais como  
689 ZCAS, ZCIT, entre outros, depende da expansão e da manutenção de sistemas  
690 observacionais que permitam a obtenção de séries contínuas de dados meteorológicos e  
691 climatológicos de qualidade.

692

## 693 **Mudanças Ambientais de Curto e Longo Prazo: Projeções,** 694 **Reversibilidade e Atribuição**

695 Os resultados das projeções regionalizadas de clima nos diferentes biomas do  
696 Brasil, considerando os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final  
697 (2071/2100) do século XXI, são resumidos na Figura SEF.5. [GT1 9] As mudanças  
698 percentuais na chuva e temperatura (°C) são relativas aos valores do clima atual (final  
699 do século XX). A Figura SEF.5 mostra projeções de mudanças na chuva e temperatura  
700 para os períodos de verão (Dezembro a Fevereiro – DJF) e inverno (Junho a Agosto –  
701 JJA). Dependendo do cenário futuro de aquecimento global, com baixa ou alta emissão  
702 de Gases de Efeito Estufa (GEE), tais valores podem respectivamente oscilar entre ~5%  
703 e ~20% em precipitação e ~1°C e ~5°C na temperatura. As projeções indicam  
704 diminuição significativa das chuvas em grande parte do centro-norte-nordeste do  
705 território Brasileiro. [GT1 9] Os cenários climáticos futuros sugerem aumento dos  
706 eventos extremos de secas e estiagens prolongadas, principalmente nos biomas da  
707 Amazônia, Cerrado e Caatinga, sendo que tais mudanças acentuam-se a partir da metade  
708 e final do século XXI. No que se refere à temperatura do ar na superfície, todas as  
709 projeções indicam condições de clima futuro mais quente. [GT1 9]



711

712

713

714

715

716

717

718

719

720

721

722

723

724

725

726

727

728

729

730

731

732

733

**Figura SEF. 5.** Projeções regionalizadas de clima nos biomas brasileiros da Amazônia, Cerrado, Caatinga, Pantanal, Mata Atlântica (setores nordeste e sul/sudeste) e Pampa para os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final (2071/2100) do século XXI, baseados nos resultados científicos de modelagem climática global e regional. As regiões com diferentes cores no mapa indicam o domínio geográfico dos biomas. A legenda encontra-se no canto inferior direito. [GT1 9]

Em geral, as projeções climáticas possuem desempenho (*skill*) relativamente melhor nos setores norte/nordeste (Amazônia e Caatinga) e sul (Pampa) do Brasil, e desempenho inferior no centro-oeste e sudeste (Cerrado, Pantanal e Mata Atlântica). Conforme ilustra a Figura SEF.5, as projeções para os biomas brasileiros, baseadas nos resultados científicos de modelagem climática global e regional, são as seguintes:

» **AMAZÔNIA:** Reduções percentuais de 10% na distribuição de chuva e aumento de temperatura de 1° a 1,5°C até 2040, mantendo a tendência de diminuição de 25% a 30% nas chuvas e aumento de temperatura entre 3° e 3,5°C no período 2041-2070, e redução nas chuvas de 40% a 45% e aumento de 5° a 6° C na temperatura no final do século (2071-2100). Enquanto as modificações do clima associados às mudanças globais podem comprometer o bioma em longo prazo (final do século), a questão atual do desmatamento decorrente das intensas atividades de uso da terra, representa uma ameaça mais imediata para a Amazônia. Estudos observacionais e de modelagem numérica sugerem que caso o desmatamento alcance 40% na região no futuro, estima-se mudança drástica no padrão do ciclo hidrológico com redução de 40% na chuva durante os meses de Julho a Novembro, prolongando a duração da estação seca, além do aquecimento superficial em até 4°C. Assim, as mudanças regionais

734 decorrentes do efeito do desmatamento somam-se àquelas provenientes das mudanças globais,  
735 constituindo condições propícias à savanização da Amazônia, um problema que tende a ser mais crítico  
736 na região oriental.

737       » **CAATINGA:** Aumento de 0,5° a 1°C da temperatura do ar e decréscimo entre 10% e 20%  
738 da precipitação durante as próximas três décadas (até 2040), com aumento gradual de temperatura de 1,5°  
739 a 2,5°C e diminuição entre 25% e 35% nos padrões de chuva no período de 2041-2070. No final do século  
740 (2071-2100) as projeções indicam condições significativamente mais quentes (aumento de temperatura  
741 entre 3,5° e 4,5°C) e agravamento do déficit hídrico regional com diminuição de praticamente metade (40  
742 a 50%) da distribuição de chuva. Essas mudanças podem desencadear o processo de desertificação da  
743 caatinga.

744       » **CERRADO:** Aumento de 1°C na temperatura superficial com diminuição percentual entre  
745 10% a 20% na chuva durante as próximas três décadas (até 2040). Em meados do século (2041-2070)  
746 estima-se aumento entre 3° a 3,5°C da temperatura do ar e redução entre 20% e 35% da chuva. No final  
747 do século (2071-2100) o aumento de temperatura atinge valores entre 5° e 5,5°C e a diminuição da chuva  
748 é mais crítica, entre 35% e 45%. Acentuação das variações sazonais.

749       » **PANTANAL:** Aumento de 1°C na temperatura e diminuição entre 5% e 15% nos padrões  
750 de chuva até 2040, mantendo a tendência de redução nas chuvas para valores entre 10% e 25% e aumento  
751 de 2,5° a 3°C da temperatura em meados do século (2041-2070). No final do século (2071-2100)  
752 predominam condições de aquecimento intenso (entre 3,5° e 4,5°C) com diminuição acentuada dos  
753 padrões de chuva de 35% a 45%.

754       » **MATA ATLÂNTICA:** Como este bioma abrange áreas desde o sul, sudeste até o  
755 nordeste brasileiro, as projeções apontam dois regimes distintos. *Porção Nordeste (NE):* aumento  
756 relativamente baixo nas temperaturas entre 0,5° e 1°C e decréscimo nos níveis de precipitação em torno  
757 de 10% até 2040, mantendo a tendência de aquecimento entre 2° e 3°C e diminuição pluviométrica entre  
758 20% e 25% em meados do século (2041-2070). Para o final do século (2071-2100) estimam-se condições  
759 de aquecimento intenso (aumento de 3° a 4°C) e diminuição de 30% e 35% na chuva. *Porção Sul/Sudeste*  
760 *(S/SE):* até 2040 as projeções indicam aumento relativamente baixo de temperatura entre 0,5° e 1°C com  
761 um aumento de 5% a 10% na chuva. Em meados do século (2041-2070) mantêm-se as tendências de  
762 aumento gradual de 1,5° a 2°C na temperatura e de aumento de 15% a 20% nas chuvas, sendo que essas  
763 tendências acentuam-se ainda mais no final do século (2071-2100) com padrões de clima entre 2,5° e 3°C  
764 mais quente e entre 25% a 30% mais chuvoso.

765       » **PAMPA:** No período até 2040 prevalecem condições de clima regional de 5% a 10% mais  
766 chuvoso e até 1°C mais quente, mantendo a tendência de aquecimento entre 1° e 1,5°C e intensificação  
767 das chuvas entre 15% e 20% até meados do século (2041-2070). No final do século (2071-2100) as  
768 projeções são mais agravantes com aumento de temperatura de 2,5° a 3°C e 35% a 40% de chuvas acima  
769 do normal.

770

771

## 772 **Incertezas**

773 As incertezas científicas nas projeções das mudanças do clima são inerentes ao  
774 sistema climático, resultado, em primeira instância, das interações não-lineares e  
775 complexas intrínsecas próprias aos fenômenos naturais. Dessa forma, múltiplas  
776 abordagens envolvendo modelagem e observações são necessárias para minimizar as  
777 incertezas, e devem ser empregadas em conjunto.

778 Embora na última década tenha havido melhorias substanciais na ciência do  
779 sistema terrestre (com formulações mais completas dos processos físicos, químicos e  
780 biológicos, incluindo suas complexas interações, dentro dos modelos do sistema  
781 climático global), aliado ao significativo avanço tecnológico em simulação  
782 computacional, as projeções climáticas e ambientais geradas pela modelagem climática  
783 trazem consigo diversos níveis de incertezas, cujas categorias principais são: **Incerteza**  
784 **sobre os cenários de emissões:** as emissões globais de GEE são difíceis de prever, em  
785 virtude da complexidade de fatores socioeconômicos, como demografia, composição  
786 das fontes de geração de energia, atividades de uso da terra e do próprio curso de  
787 desenvolvimento humano em termos globais; **Incerteza sobre a variabilidade natural**  
788 **do sistema climático:** os processos físicos e químicos da atmosfera global são de  
789 natureza caótica, de forma que o clima pode ser sensível às mudanças mínimas  
790 (variações não-lineares) que são difíceis de serem mensuradas tanto nos dados  
791 observacionais como nos resultados dos modelos; **Incertezas dos modelos:** A  
792 capacidade de modelar o sistema climático global é um grande desafio para a  
793 comunidade científica, sendo fatores limitantes a representação ainda incompleta de  
794 processos como o balanço de carbono global e regional, o papel dos aerossóis no  
795 balanço de energia global, a representação dos ciclos biogeoquímicos e fatores  
796 antrópicos como desmatamento e queimadas (as nuvens também são importantes fontes  
797 de incerteza nos modelos climáticos [GT1 6]). Por outro lado, ainda que sejam usados  
798 os mesmos cenários de emissões, diferentes modelos produzem diferentes projeções das  
799 mudanças climáticas, constituindo assim outra fonte de incerteza, a qual pode ser  
800 minimizada através da aplicação de conjuntos de simulações (*ensembles*) de modelos  
801 globais e regionais. [GT1 8]

802