

Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Nelson Jesuz Ferreira

---

ORGANIZADORES

# CLIMA das regiões brasileiras e **VARIABILIDADE** climática

© Copyright 2021 Oficina de Textos

Grafia atualizada conforme o Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa de 1990, em vigor no Brasil desde 2009

**Conselho editorial** Arthur Pinto Chaves; Cylon Gonçalves da Silva;  
Doris C. C. K. Kowaltowski; José Galizia Tundisi;  
Luis Enrique Sánchez; Paulo Helene  
Rozely Ferreira dos Santos; Teresa Gallotti Florenzano

**Capa e projeto gráfico** Malu Vallim  
**Preparação de figuras e diagramação** Victor Azevedo  
**Preparação de textos** Natália Pinheiro  
**Revisão de textos** Natália Pinheiro  
**Impressão e acabamento** BMF gráfica e editora

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)**  
**Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)**

---

Cavalcanti, Iracema Fonseca de Albuquerque  
Clima das regiões brasileiras e variabilidade  
climática / Iracema Fonseca de Albuquerque  
Cavalcanti, Nelson Jesus Ferreira. -- 1. ed. -- São  
Paulo : Oficina de Textos, 2021.

Bibliografia  
ISBN 978-65-86235-24-1

1. Ciências naturais 2. Clima - Mudanças 3.  
Ecologia 4. Meteorologia I. Ferreira, Nelson Jesus.  
II. Título.

21-73339

CDD-304.2

---

**Índices para catálogo sistemático:**

1. Clima e meio ambiente : Ecologia 304.2

Aline Grazielle Benitez - Bibliotecária - CRB-1/3129

Todos os direitos reservados à **Oficina de Textos**

Rua Cubatão, 798

CEP 04013-003 São Paulo SP Brasil

Fone: (11) 3085-7933

[www.ofitexto.com.br](http://www.ofitexto.com.br)

[ofitexto@ofitexto.com.br](mailto:ofitexto@ofitexto.com.br)

Este livro é destinado a estudantes de graduação, pós-graduação, professores e pesquisadores nas áreas de meteorologia, ciências atmosféricas, meio ambiente e áreas afins, interessados no conhecimento do clima do Brasil e os aspectos de variabilidade climática.

Os tópicos atualizados sobre climas do Brasil e sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul, contidos no livro *Tempo e Clima no Brasil*, foram divididos em dois livros. Nesta obra, é apresentado o tema de clima nas regiões brasileiras e vários tópicos de variabilidade climática, atualizados com os novos conhecimentos publicados após a edição de 2009. Os capítulos constam do clima na Amazônia e nas regiões Nordeste, Sudeste, Centro-Oeste e Sul do Brasil. No tema de variabilidade climática são apresentadas as variabilidades intrassazonal, interanual, decenal a multidecenal, além da monção da América do Sul, as teleconexões e suas influências no Brasil, e os bloqueios atmosféricos. No capítulo da Amazônia (Cap. 1), são destacados o papel da floresta no clima, a distribuição de precipitação e temperatura, a circulação atmosférica, as anomalias de precipitação, a variabilidade da estação seca e chuvosa e outras características da região. No Cap. 2, sobre o clima da Região Nordeste, são discutidas a variação sazonal e as influências dos Oceanos Pacífico e Atlântico nessa região. O capítulo do clima da Região Sudeste (Cap. 3) foi totalmente reescrito, e contém a climatologia de temperatura e precipitação nas quatro estações do ano, aspectos da circulação atmosférica e uma breve discussão sobre as influências de alguns modos de variabilidade na região. Além de outras influências, destaca-se o tema de mudanças climáticas na região. O estudo do clima da Região Centro-Oeste (Cap. 4) foi ampliado e, além da climatologia de precipitação e temperatura, mostra o ciclo anual das chuvas, características atmosféricas e oceânicas em casos extremos de precipitação e projeções de mudanças de precipitação no final do século XXI. O capítulo da Região Sul (Cap. 5) apresenta as características de variáveis meteorológicas na região, as influências de fluxos de umidade e de sistemas sinóticos que atuam na região.

O Cap. 6, sobre variabilidade intrassazonal, descreve as características da Oscilação de Madden-Julian, sua estrutura horizontal e vertical, os mecanismos dinâmicos de formação e manutenção, suas influências em extremos de precipitação, e os aspectos de previsão e sua importância. No Cap. 7, a variabilidade interanual é discutida, com os modos de variabilidade de precipitação e com uma análise das influências do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) no clima do Brasil. São mostradas as diferenças entre diversos tipos de ENOS e os impactos nas anoma-

## PREFÁCIO

lias de precipitação da América do Sul. O Cap. 8, sobre a variabilidade decenal a multidecenal, discorre sobre a Oscilação Interdecenal do Pacífico, a Oscilação Multidecenal do Atlântico e a relação destas com o ENOS e os efeitos na precipitação. Também é discutida a relação entre as duas oscilações. O Cap. 9, que trata da monção da América do Sul, mostra as características gerais do sistema de monção, as fases ativa e inativa durante a estação chuvosa, e os fluxos de calor na superfície quando há o início precoce e tardio da monção. No Cap. 10 sobre teleconexões, são apresentados os principais padrões no Hemisfério Norte e Sul, suas relações com forçantes tropicais e extratropicais, e as influências sobre a América do Sul. Por fim, o Cap. 11 discute bloqueios atmosféricos, com uma análise das condições atmosféricas e seus critérios de identificação.

Os organizadores deste livro destacam a relevância dos diversos trabalhos aqui apresentados e agradecem a contribuição dos autores envolvidos.

*Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti*

*Nelson Jesus Ferreira*

<b>Parte I</b>	<b>Climas do Brasil</b>	9
<b>1</b>	<b>Clima da região amazônica</b>	9
1.1	Características do clima da Amazônia	9
1.2	Padrões climáticos da Amazônia	11
1.3	Variabilidade interanual do clima na Amazônia	15
1.4	Considerações finais	20
	Referências bibliográficas	20
<b>2</b>	<b>Clima da Região Nordeste</b>	25
2.1	Variação sazonal	25
2.2	Variabilidade de baixa frequência	27
2.3	Considerações finais	39
	Referências bibliográficas	41
<b>3</b>	<b>Clima da Região Sudeste</b>	43
3.1	Características gerais do clima	44
3.2	Variabilidade de baixa frequência	48
3.3	Mudanças climáticas	53
3.4	Considerações finais	55
	Referências bibliográficas	55
<b>4</b>	<b>Clima da Região Centro-Oeste</b>	61
4.1	Processos atmosféricos e variação sazonal	61
4.2	Variabilidade climática	65
4.3	Extremos climáticos de precipitação	65
4.4	Mudanças climáticas	66
4.5	Considerações finais	68
	Referências bibliográficas	68
<b>5</b>	<b>Clima da Região Sul</b>	70
5.1	Temperatura, umidade, pressão e vento na superfície	71
5.2	Circulação atmosférica	74
5.3	Fluxos de umidade e ciclo anual de precipitação	76
5.4	Considerações finais	82
	Referências bibliográficas	82
<b>Parte II</b>	<b>Variabilidade climática</b>	85
<b>6</b>	<b>Variabilidade intrassazonal</b>	85
6.1	Características da OMJ	85
6.2	Influência da OMJ na ocorrência de extremos na precipitação	89
6.3	Previsão da OMJ	91
6.4	O projeto subssazonal-sazonal	92
6.5	Considerações finais	93
	Referências bibliográficas	93
<b>7</b>	<b>Variabilidade climática interanual</b>	96
7.1	Descrição da variabilidade interanual no Brasil	97
7.2	Influência do El Niño-Oscilação Sul no clima do Brasil	103
7.3	Mecanismos da variabilidade interanual	109
7.4	Considerações finais	110
	Referências bibliográficas	111
<b>8</b>	<b>Variabilidade decenal a multidecenal</b>	114
8.1	Variabilidade decenal no Pacífico	114
8.2	Relações da ODP com ENOS e efeitos na precipitação	115
8.3	Variabilidade multidecenal no Atlântico	122

## SUMÁRIO

8.4	Relações da OMA com ENOS e efeitos na precipitação .....	122
8.5	Relações entre ODP e OMA.....	126
8.6	Considerações finais .....	130
	Referências bibliográficas .....	131
<b>9</b>	<b>Monção na América do Sul .....</b>	<b>133</b>
9.1	Definição de monção e comparação com a circulação na região central da América do Sul .....	135
9.2	Definição do início da estação chuvosa .....	137
9.3	Fases ativas e inativas da monção .....	138
9.4	Fluxos de calor na superfície e umidade no solo .....	140
9.5	Considerações finais .....	143
	Referências bibliográficas .....	143
<b>10</b>	<b>Teleconexões e suas influências no Brasil .....</b>	<b>145</b>
10.1	Definição e histórico das teleconexões.....	145
10.2	Análises de teleconexões .....	146
10.3	Principais padrões de teleconexão.....	146
10.4	Teleconexões e forçantes tropicais, extratropicais e internas ....	151
10.5	Influências de teleconexões sobre a América do Sul .....	155
10.6	Considerações finais .....	157
	Referências bibliográficas .....	158
<b>11</b>	<b>Bloqueios atmosféricos.....</b>	<b>162</b>
11.1	Bloqueios atmosféricos, descrição sinótica e critérios de identificação .....	162
11.2	Bloqueios no Hemisfério Sul: climatologia .....	167
11.3	Bloqueios e os processos de alta e baixa frequência na atmosfera.....	168
11.4	Considerações finais .....	171
	Referências bibliográficas .....	172
	<b>Sobre os autores.....</b>	<b>175</b>

# PARTE I

## CLIMAS DO BRASIL

### 1 | CLIMA DA REGIÃO AMAZÔNICA

*José A. Marengo  
Gilberto Fisch*

#### 1.1 CARACTERÍSTICAS DO CLIMA DA AMAZÔNIA

A Amazônia, que representa uma das principais áreas verdes do planeta, vem sofrendo importantes desequilíbrios, que podem provocar degradação dos solos e alteração do ecossistema natural. Essa degradação é decorrente do desmatamento provocado pela expansão da fronteira agropastoril, da invasão das terras indígenas ou do Estado para a exploração irracional das madeiras nobres, das atividades de mineração a céu aberto, entre outros. A Amazônia brasileira representa 60% de toda a floresta amazônica, a qual se estende também nos países vizinhos: Peru, Colômbia, Venezuela, Equador, Bolívia, Guiana, Guiana Francesa e Suriname.

O papel da floresta na manutenção do equilíbrio dinâmico entre clima e vegetação é vital na reciclagem do vapor d'água, e vem sendo estudado desde o final da década de 1970 (Salati et al., 1979; Salati; Marques, 1984; Fisch; Marengo; Nobre, 1998; Marengo; Espinoza, 2016; Marengo et al., 2018; Lovejoy; Nobre, 2018). A floresta pode exercer influência sobre a circulação atmosférica e a precipitação regional, e também desempenha um papel crucial no clima da América do Sul por seu efeito no ciclo hidrológico regional e continental. A floresta amazônica interage com a atmosfera

para regular a umidade atmosférica, através de uma intensa reciclagem da água realizada pelas árvores: depois da chuva, a floresta tropical produz os processos combinados de evaporação e transpiração (evapotranspiração) intensa, e a água retorna à superfície na forma de chuva (Fig. 1.1). A floresta realiza o transporte de umidade dentro e fora da região, afetando o ciclo hidrológico e os níveis dos rios amazônicos. Estima-se que entre 30% e 50% das precipitações pluviométricas na bacia amazônica consistem em evapotranspiração reciclada pela vegetação (Marengo et al., 2018). Além disso, a umidade originada na bacia amazônica é transportada pelos ventos para outras partes do continente e é considerada importante na formação de precipitações em regiões distantes da própria Amazônia, tais como o Sudeste e Sul do Brasil e até mesmo a bacia do Prata, por meio dos chamados rios voadores, ou jatos de baixos níveis (JBN) (Marengo et al., 2004; Arraut et al., 2012; Nobre, 2014). Isso comprova uma conexão entre o ciclo hidrológico da Amazônia e o bem-estar da população local e regional, favorecendo as chuvas e garantindo a segurança energética, alimentar e hídrica através de uma regulação das chuvas.

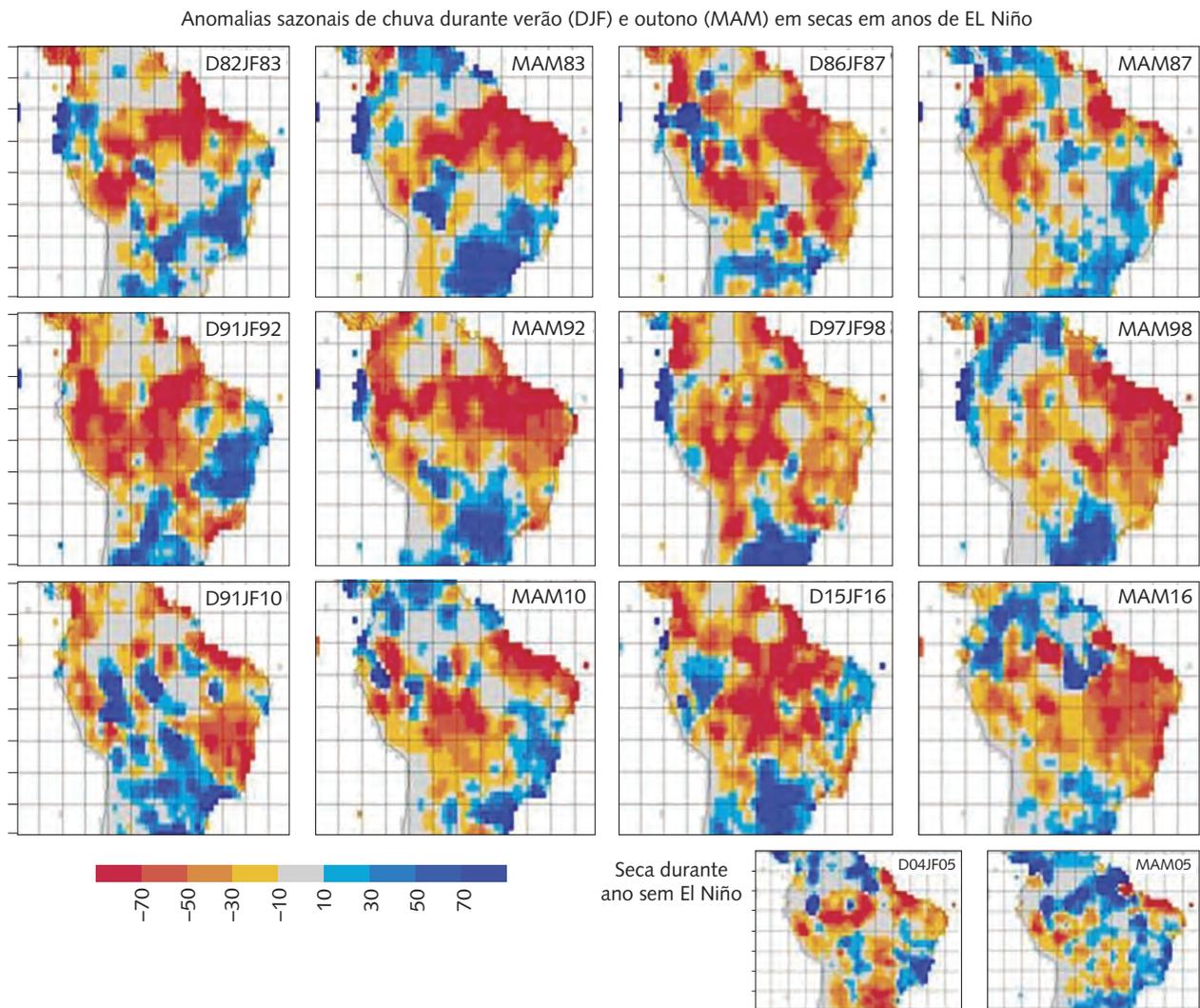
Estima-se que a Amazônia já perdeu de 40% a 50% da sua capacidade de bombear e reciclar a água (Nobre, 2014). Pesquisas recentes das variações climáticas e

que a estrutura leste-oeste. O padrão dipolo no Atlântico Tropical propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM que causam forte impacto na posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial, da parte norte do nordeste do Brasil até a parte central da Amazônia.

Desde o início dos anos 1980, eventos de seca intensa têm afetado a Amazônia, sendo que alguns deles ocorreram durante anos de El Niño (1983, 1987, 1998, 2010, 2016) e outros, durante anos em que o El Niño não aconteceu (2005). No caso de enchentes, os extremos de 1989, 1999 e 2009 aconteceram em anos de La Niña, mas também ocorreram em 2012 e 2014, anos em que não houve La Niña. Em 2005, 2012 e 2014, o Atlântico

Tropical Norte foi mais quente/frio que o normal, e isso determinou que a ZCIT ficasse situada mais ao norte/sul da sua posição climatológica, provocando menos/mais chuvas na Amazônia. A Fig. 1.5 mostra as anomalias de chuva durante o verão e outono na América do Sul tropical em anos de seca recente na Amazônia (desde 1983 até 2016). Independentemente se elas ocorrem ou não em anos de El Niño ou com um Oceano Atlântico Tropical Norte mais quente ou frio, cada seca é diferente e afeta áreas distintas da Amazônia, pois as anomalias de chuva têm distribuição regional diferente entre eventos de seca, com algumas se estendendo até o Nordeste do Brasil.

A seca severa provocada pelo El Niño em 1997 e 1998, 2010 e 2015 e a seca de 2005 aumentaram a inflamabilidade da floresta e das áreas agrícolas no leste e



**FIG. 1.5** Mapas sazonais de chuva na América do Sul tropical durante alguns anos de seca na Amazônia, desde 1983 até 2016. As anomalias são em relação à normal climatológica de 1961-90, e os dados são do GPCC para grades de 1° latitude/longitude

De fato, vários estudos observacionais acima mostram que, após um período úmido relativamente longo durante os anos 1940-1950, grandes secas ocorreram na Amazônia em 1963-1964, 1970, 1983, 1987, 1995, 1997, 1998, 2005 e, mais recentemente, em 2010 e 2016. Entre essas grandes secas, os anos de 1982, 1983, 1997-1998, 2010 e 2016 também ocorreram durante El Niño, enquanto as secas de 1963-1964, 1979-1981 e 2004-2005 ocorreram durante os anos sem El Niño, mas aconteceram devido a um Atlântico Norte Tropical anormalmente quente (Zeng et al., 2008; Espinoza et al., 2011a, 2011b). Isso é importante, pois indica que o El Niño não é a única forçante de anomalias climáticas que levam à seca na região amazônica. Anos úmidos, como em 1954, 1989, 1999, 2009 e 2012-2014, parecem estar relacionados com La Niña e/ou TSM no Atlântico Tropical ao sul do Equador (Satyamurty; Wanzeler; Manzi, 2013; Satyamurty et al., 2013).

Alguns desses eventos intensos de precipitação foram associados com La Niña (por exemplo, 1989, 1999, 2009, 2011 e 2012). Sobre a Amazônia Central, chuvas intensas

e inundações extremas também foram relacionadas às TSMs quentes e tropicais do Atlântico Sul, como observado em 2009 (Marengo et al., 2013). A vazão do Rio Amazonas, no posto de Óbidos, e o nível do Rio Negro, em Manaus, mostram valores maiores do que a média durante os episódios de La Niña ocorridos em 1975-1976 e 1988-1989. Em 2014 e 2015, o sudoeste da Amazônia experimentou inundações severas devido à precipitação mais de 100% acima do normal no verão sobre os Estados brasileiros do Acre e Rondônia, Amazônia boliviana e peruana. Nesses anos, os níveis do Rio Madeira e do Rio Branco alcançaram recorde de níveis elevados, inundando cidades, fazendas e estradas, o que impactou a pesca regional e a população, com o isolamento da comunidade ribeirinha.

### 1.3.3 Variabilidade da estação seca e chuvosa na Amazônia

Vários estudos mostraram evidências de um alongamento da estação seca, principalmente na região sul da Amazônia (Marengo et al., 2018). Essa tendência

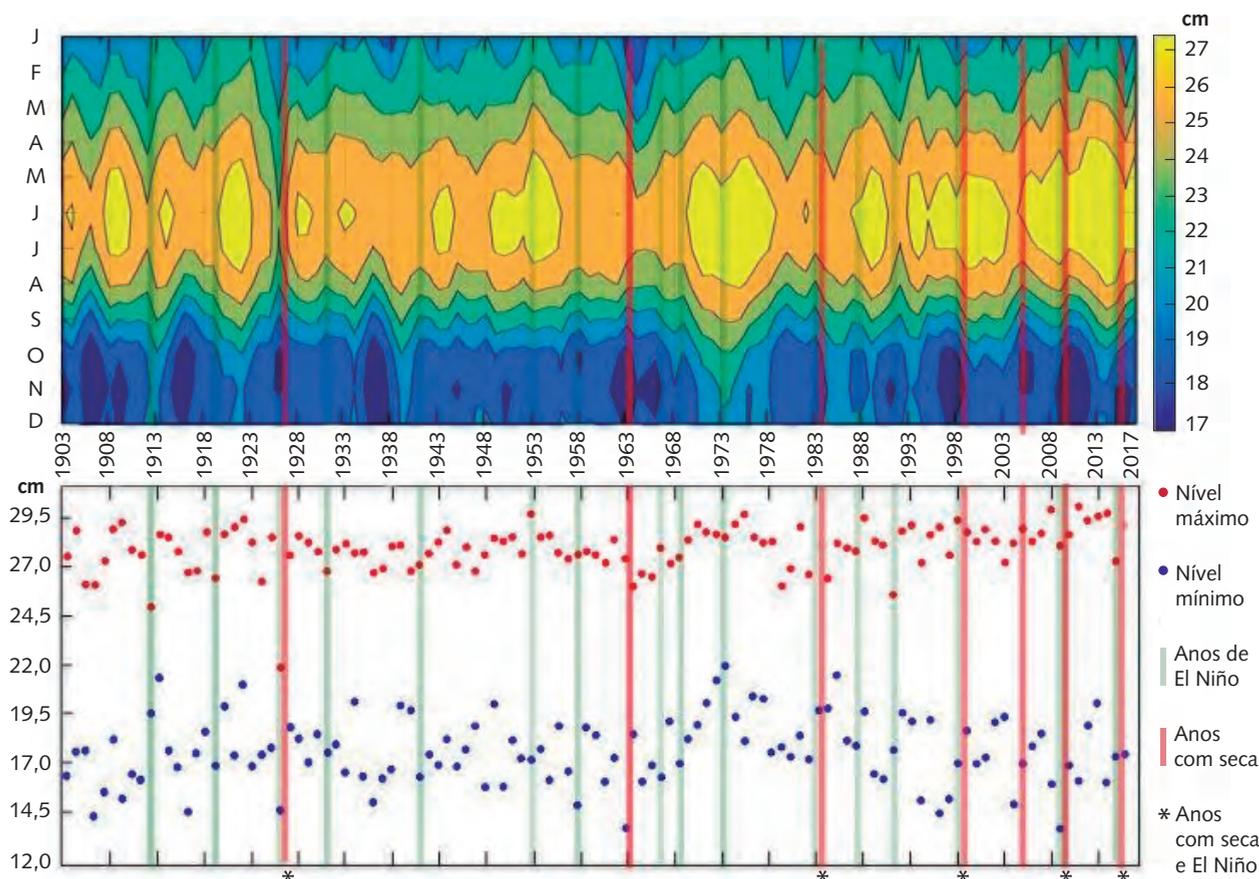


FIG. 1.6 (A) Diagrama Hovmoller com os níveis do Rio Negro em Manaus, e (B) níveis máximos e mínimos do Rio Negro. Fonte: (A) ANA e CPRM; (B) Porto de Manaus.

## 2 | CLIMA DA REGIÃO NORDESTE

*Mary Toshie Kayano  
Rita Valéria Andreoli*

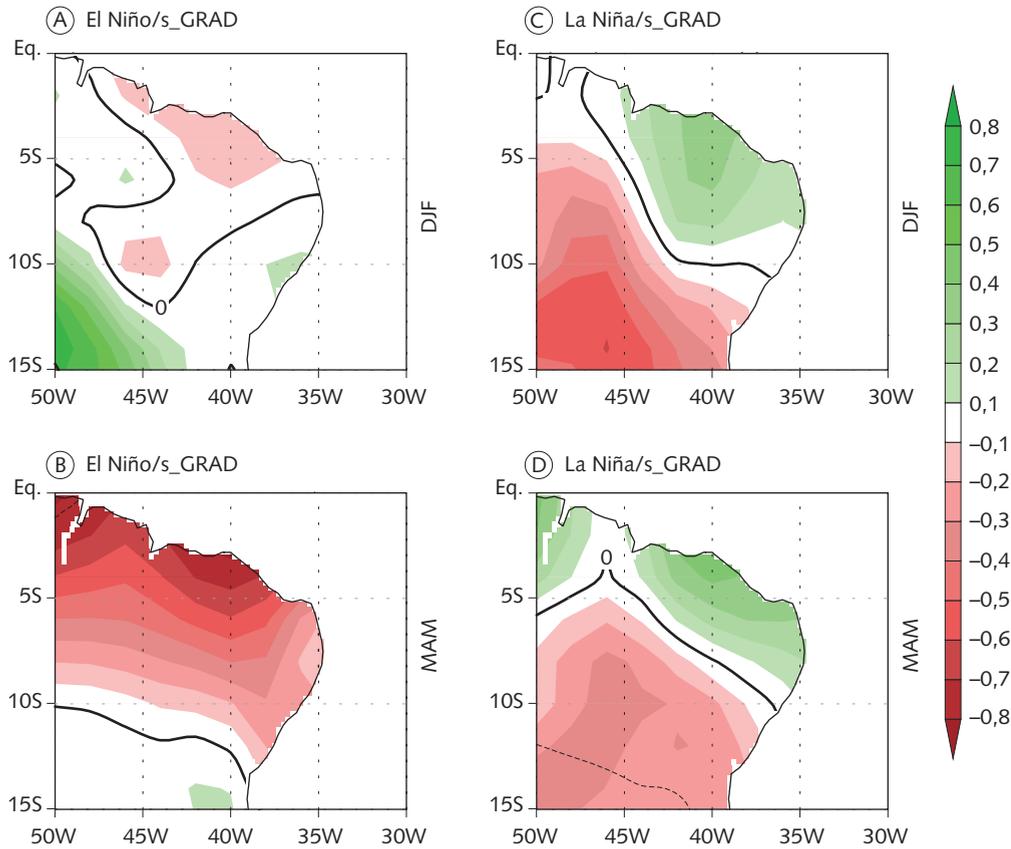
O Nordeste do Brasil (NEB), com uma área de 1.558.196 km<sup>2</sup>, inclui os Estados de Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe, e situa-se no extremo nordeste da América do Sul, a leste da Amazônia, aproximadamente a leste do meridiano de 47° W e ao norte do paralelo de 18° S. Apesar de sua localização, o NEB não apresenta uma distribuição de chuvas típica das áreas equatoriais, mas caracteriza-se por três principais regimes de precipitação, que variam de 300 mm a 2.000 mm por ano: clima litorâneo úmido (do litoral da Bahia ao do Rio Grande do Norte); clima tropical (áreas dos Estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí); e clima tropical semi-árido (todo o sertão nordestino). A diversidade de climas no NEB reflete a atuação de diversos mecanismos físicos, alguns dos quais serão tratados neste capítulo. No que se refere à temperatura, o NEB apresenta valores elevados cuja média anual varia de 20 °C a 28 °C, com valores entre 24 °C e 26 °C em áreas elevadas (acima de 200 m) e no litoral leste, e inferiores a 20 °C nas áreas mais elevadas da Chapada Diamantina e do Planalto da Borborema. Como a variação de temperatura não é acentuada, e essa variável tem importância marginal, ela não será tratada aqui. O NEB apresenta acentuada variabilidade interanual na precipitação, com alguns anos extremamente secos e outros chuvosos, cujas causas podem estar dis-

tantes do NEB. Esse é o principal enfoque deste capítulo. Nessa região, os sinais da variabilidade intrassazonal são também evidentes – esse tema é tratado no Cap. 6.

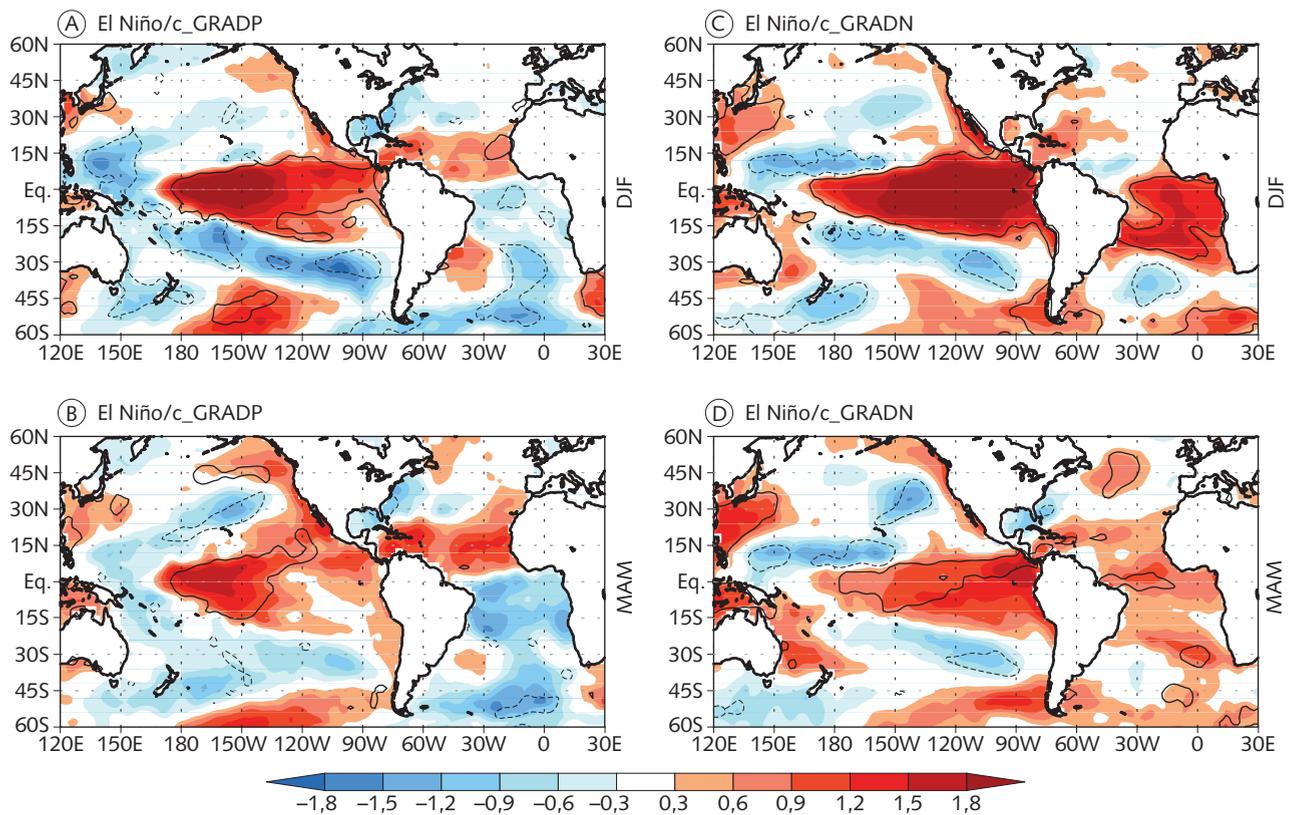
### 2.1 VARIAÇÃO SAZONAL

Entre os principais fatores climáticos que determinam a distribuição dos elementos climáticos no NEB e sua variação sazonal, estão sua posição geográfica, seu relevo, a natureza da sua superfície e os sistemas de pressão atuantes na região. O relevo nordestino é composto de dois extensos planaltos, Borborema e a bacia do Rio Paraíba, de algumas áreas altas que formam as chapadas da Diamantina e do Araripe, e, entre essas regiões, depressões onde se localiza o sertão, em geral, no interior do NEB. A vegetação do NEB é diversificada, com a mata atlântica no litoral (floresta tropical úmida de encosta), a mata dos cocais (babaçu e carnaúba) no Meio Norte (Maranhão e Piauí), manguezais (vegetação litorânea), caatinga (em todo o sertão nordestino), cerrado (sul do Maranhão e oeste da Bahia) e restingas.

O NEB está sob a influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Atlântico Norte (ASAN), e, entre eles, o cavado equatorial, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o clima na região. O ASAS intensifica-se



**FIG. 2.8** Anomalias de precipitação normalizadas médias para anos com: El Niño/s\_GRAD durante (A) DJF e (B) MAM; La Niña/s\_GRAD durante (C) DJF e (D) MAM. Convenção gráfica é a mesma da Fig. 2.2 Fonte: adaptado de Andreoli e Kayano (2007).



**FIG. 2.9** ATSMs normalizadas médias para anos com: El Niño/c\_GRADP durante (A) DJF e (B) MAM; El Niño/c\_GRADN durante (C) DJF e (D) MAM. Linha de valor zero omitida. Convenção gráfica é a mesma da Fig. 2.1 Fonte: adaptado de Andreoli e Kayano (2007).

# 3 | CLIMA DA REGIÃO SUDESTE

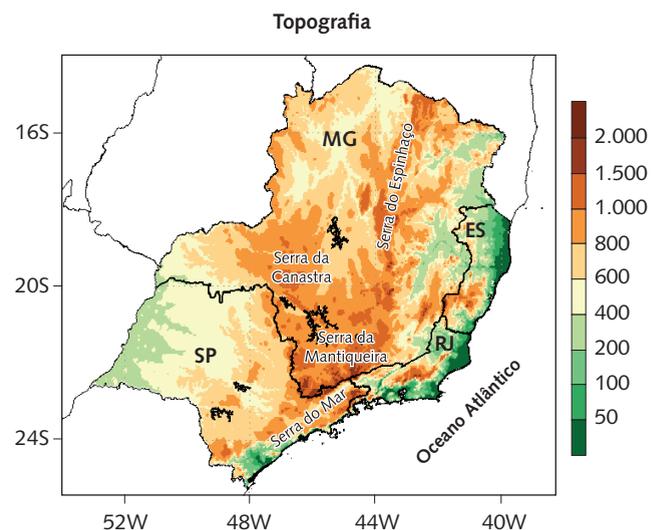
Fernanda C. Vasconcellos  
Michelle Simões Reboita

A Região Sudeste do Brasil, formada pelos Estados de São Paulo (SP), Rio de Janeiro (RJ), Minas Gerais (MG) e Espírito Santo (ES), localiza-se entre cerca de 14° e 25° S (Fig. 3.1), faz fronteira a leste com o Oceano Atlântico e ocupa uma área de 924.565 km<sup>2</sup> (IBGE, 2018). O Trópico de Capricórnio atravessa essa região do país sobre a latitude 23,27°, que passa pelo Estado de São Paulo. A topografia da Região Sudeste é bastante acidentada, principalmente entre São Paulo e o centro-sul de Minas Gerais, onde se localiza a Serra da Mantiqueira. Além desta, também se destacam a Serra do Mar, no setor leste do Estado de São Paulo, e as Serras da Canastra e do Espinhaço, no Estado de Minas Gerais.

Devido às características físicas peculiares da Região Sudeste (posição latitudinal, topografia acidentada e influência do oceano no setor leste e da continentalidade nas demais áreas), há predomínio de diferentes tipos climáticos (Kottek et al., 2006; Alvares et al., 2013; Dubreuil et al., 2018). Conforme a classificação de Köppen-Geiger (Fig. 3.2), o tipo climático predominante na região é o tropical, com verão úmido e inverno seco (Aw). Entretanto, no sudeste do Estado de São Paulo, destaca-se o clima subtropical úmido (Cfa); na região da Serra da Mantiqueira, no sul de Minas Gerais, o clima subtropical úmido com influência da monção (Cwa); no extremo sul de Minas Gerais, o clima

subtropical de altitude (Cwb); e no extremo norte de MG, o clima semiárido (BSh).

Ao longo deste capítulo serão apresentadas as características sazonais do clima da Região Sudeste, juntamente com os sistemas atmosféricos que contribuem para essa sazonalidade, finalizando com alguns sistemas que contribuem para variabilidade intra e interanual do clima e uma abordagem sobre mudanças climáticas na região.



**FIG. 3.1** Topografia (metros) da Região Sudeste do Brasil. Dados obtidos do U.S. Geological Survey

# 4 | CLIMA DA REGIÃO CENTRO-OESTE

*Lincoln Muniz Alves  
Renata Tatsch Eidt*

A Região Centro-Oeste tem uma área de aproximadamente 1.607.000 km<sup>2</sup>, que corresponde a 18% do território brasileiro, sendo formada pelos Estados de Goiás, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e o Distrito Federal. Localizada em um extenso Planalto Central, é conhecida principalmente pela diversidade de sua vegetação, tendo o Pantanal como a maior área alagada do mundo e uma grande biodiversidade. Já na região de planalto, predomina a vegetação de cerrado. Além disso, embora a região não possua área costeira, ela representa uma porção importante para a economia do país, principalmente quando associada à produtividade agrícola (exportação) e pecuária.

A diversidade dos fatores geográficos – latitude, relevo e vegetação, por exemplo – atribui à região uma complexa variabilidade climática, principalmente das temperaturas. Outra característica marcante da região é a distribuição espacial e temporal da precipitação (quantidade de chuva), ou seja, o verão é essencialmente quente e chuvoso, enquanto o inverno é seco e com temperaturas amenas. Segundo a classificação de Köppen, há três tipos de clima: Cwa (temperaturas moderadas com verões quentes e chuvosos), Aw (temperaturas elevadas, chuva no verão e seca no inverno) e Am (temperaturas elevadas com alto índice pluviométrico). O tipo Cwa é observado nas áreas mais altas de Goiás e no sul do Mato

Grosso do Sul, o tipo Am encontra-se na parte norte do Mato Grosso e o Aw prevalece em todos os Estados.

## 4.1 PROCESSOS ATMOSFÉRICOS E VARIAÇÃO SAZONAL

Por se situar no subtropical, as características climáticas do Centro-Oeste sofrem influências dos sistemas atmosféricos de origem tanto tropical como extratropical. O setor norte recebe influências dos sistemas que atuam na região amazônica; o setor sul sofre a ação dos sistemas extratropicais, tais como os sistemas frontais. As variações regionais e temporais de grande escala do clima podem ser compreendidas em termos da circulação da atmosfera sobre a região. O forte aquecimento convectivo (liberação de calor latente) da atmosfera na Amazônia durante o verão resulta em um sistema típico e quase estacionário nos altos níveis, conhecido como a Alta da Bolívia. Como consequência dessa circulação, tem-se, nos baixos níveis, uma região de baixa pressão (Baixa do Chaco) e convergência de ar (Virji, 1981). A Alta da Bolívia recebe esse nome por posicionar-se, no verão, sobre a Bolívia e o Mato Grosso do Sul, porém sua intensidade e posição variam durante o ano. Esses sistemas, acoplados dinamicamente, deslocam-se para o norte, atingindo a Venezuela e a Colômbia em junho

## 5 | CLIMA DA REGIÃO SUL

*Alice M. Grimm*

O clima do sul do Brasil apresenta grandes contrastes nos regimes de precipitação e temperatura. Parte deles deve-se à situação geográfica da região, na transição entre os trópicos e as latitudes médias, e o relevo acidentado também contribui para esses contrastes. O regime de precipitação da Região Sul do Brasil apresenta transição bem clara: ao norte domina o típico regime de monção, com estação chuvosa iniciando-se na primavera e terminando no início do outono, resultando em grande diferença de precipitação entre verão e inverno, enquanto ao sul há distribuição aproximadamente uniforme de chuva ao longo do ano e o regime é mais característico de latitudes médias, com chuvas relativamente mais fortes no inverno. Efeitos topográficos também são notáveis, e as maiores precipitações da região associam-se à ascensão sobre barreira topográfica.

A situação geográfica da Região Sul, nos subtrópicos, garante a maior amplitude do ciclo anual de temperatura no Brasil, com o maior contraste entre o inverno e o verão. Além disso, o planalto meridional e as serras produzem contrastes marcantes na distribuição de temperaturas, sendo esta a única região do Brasil com precipitação em forma de neve.

Neste capítulo, descreve-se esse clima rico em contrastes e nuances, de forma a relacionar campos atmosféricos, como pressão, vento e umidade, com chuva

e temperatura. A influência do relevo também é enfatizada. Embora a chuva e a temperatura sejam descritas apenas para a Região Sul, os outros campos atmosféricos são mostrados para uma área maior, pois necessitam ser colocados em contexto mais amplo. Vários autores focalizaram aspectos do clima da Região Sul do Brasil ou de uma região um pouco maior, o sudeste da América do Sul, como Maack (2002), Grimm, Ferraz e Gomes (1998), Grimm, Barros e Doyle (2000) e Barros, Grimm e Doyle (2002).

Os dados de temperatura aqui utilizados são médias mensais em estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Dados de precipitação provêm da Agência Nacional de Águas (ANA). Todos os outros parâmetros meteorológicos foram obtidos do conjunto de dados da reanálise NCEP/NCAR. O período da análise foi 1961-2000.

Além das variabilidades espacial e sazonal do clima médio na Região Sul, há também variabilidade climática em torno desse estado médio, em várias escalas de tempo. Por exemplo, há significativo impacto sobre a chuva em certas fases da mais importante oscilação climática intrassazonal, a Oscilação de Madden-Julian (Grimm, 2019), e há significativas variações interanuais de chuva e temperatura em razão dos episódios El Niño e La Niña (Grimm; Ferraz; Gomes, 1998; Barros; Grimm; Doyle, 2002) e suas diferentes manifestações

### 5.2.2 Circulação média na alta troposfera

Os ventos médios na alta (e média) troposfera sobre a Região Sul são predominantemente de oeste, especialmente no inverno (Fig. 5.6). Embora eles sejam, na média, de oeste, apresentam no dia a dia perturbações ondulatórias associadas a perturbações de pressão, típicas das circulações subtropicais e de latitudes médias e associadas a sistemas de tempo que passam pelo sul do Brasil. No inverno, ventos de oeste estendem-se para o norte, atingindo o sudeste/centro do Brasil (Fig. 5.6, julho), enquanto no verão restringem-se ao extremo sul, pois se estabelece sobre grande parte do continente uma circulação anticiclônica em torno da Alta da Bolívia (Fig. 5.6, janeiro), que é gerada em resposta à liberação de calor nos principais centros de precipitação durante a monção sul-americana. Nas estações de transição, o jato subtropical de altos níveis está centrado sobre o sul do Brasil/nordeste da

Argentina, o que influencia os máximos de precipitação na região e a ocorrência de complexos convectivos de mesoescala (ver seção 5.3).

## 5.3 FLUXOS DE UMIDADE E CICLO ANUAL DE PRECIPITAÇÃO

### 5.3.1 Fluxos de umidade

Embora haja valores relativamente altos de evaporação no sul do Brasil em todas as estações do ano (mais no verão), a maior contribuição à água que precipita provém do transporte de umidade vinda do norte/noroeste. A diferença média entre precipitação e evaporação é positiva em todo o sul do Brasil, com a exceção de uma pequena área no inverno, o que indica a importância do transporte de umidade para a região (Rao; Cavalcanti; Hada, 1996; Labraga; Frumento; López, 2000). A maior contribuição a esse saldo deve-se à convergência do transporte horizontal médio de vapor, sendo a con-

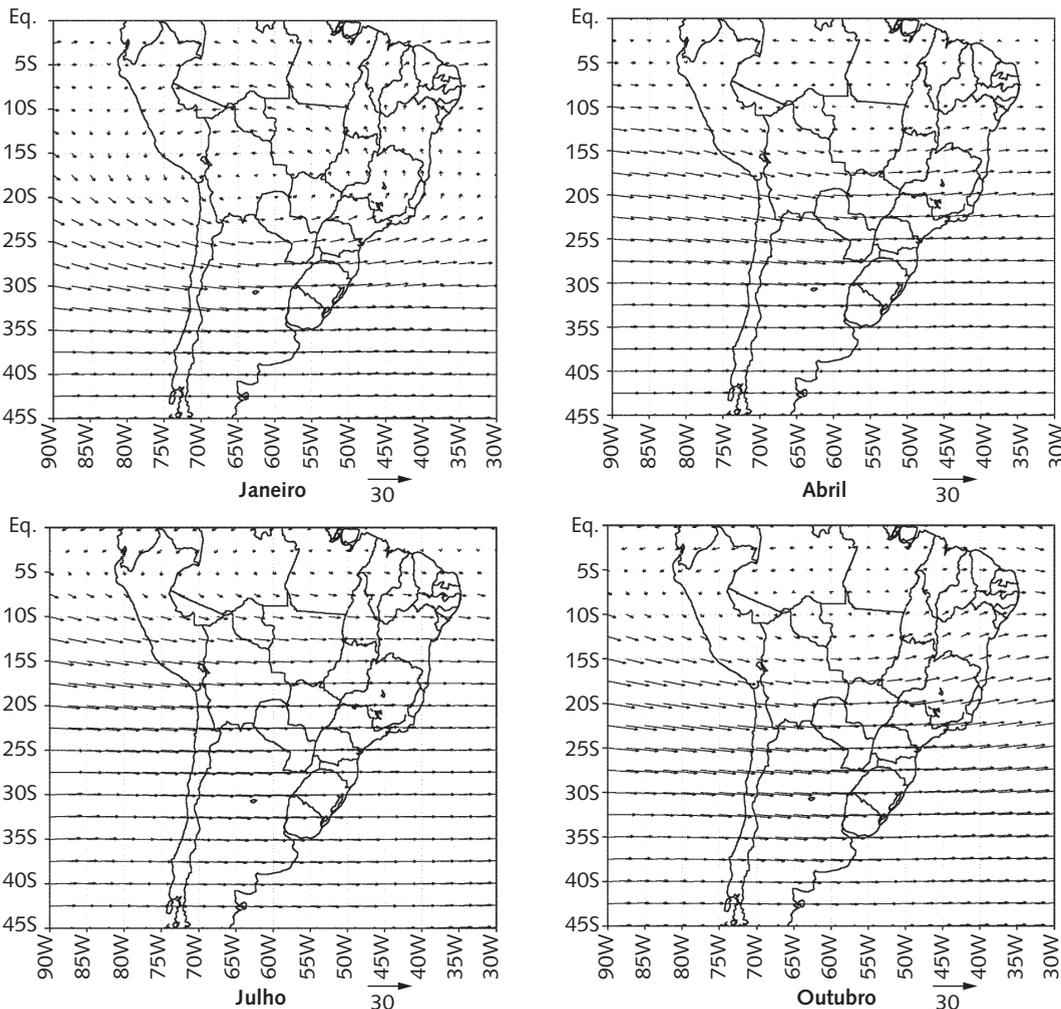


FIG. 5.6 Vento em 200 hPa (m/s)

# PARTE II

## VARIABILIDADE CLIMÁTICA

### 6 | VARIABILIDADE INTRASSAZONAL

*Charles Jones  
Mary Toshie Kayano  
Pedro Leite da Silva Dias  
Leila M. V. Carvalho*

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ), identificada nos anos 1970, caracteriza-se por uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial, que se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias. Existe uma vasta literatura sobre essa oscilação, que documenta principalmente sua estrutura, suas características de propagação e seus efeitos.

A OMJ é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal, com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e subtropicais. Para Kayano e Kousky (1999), a escala temporal da OMJ condiciona seus impactos mais marcantes em áreas de estações chuvosas curtas, como o nordeste do Brasil (NEB), o sudeste da África e o nordeste da Austrália. Sob a ótica dos sistemas de monções, trabalhos recentes mostraram que a OMJ influencia tais sistemas, em particular o sistema das Américas, além de desempenhar um papel importante na variabilidade do clima na escala subsazonal (Alvarez et al., 2016). Um exemplo é a modulação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pela OMJ. Outro aspecto importante é a possibilidade de a OMJ influenciar fenômenos de mais baixa frequência, como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

Como a OMJ desempenha papel fundamental na precipitação de algumas áreas da América do Sul, neste capítulo são revisados seus principais aspectos e efeitos

no clima do Brasil. Para uma revisão de aspectos mais específicos da OMJ, o leitor poderá consultar alguns artigos de revisão sobre a OMJ (Madden; Julian, 1994; Zhang, 2005; Zhang, 2013).

#### **6.1 CARACTERÍSTICAS DA OMJ**

##### **6.1.1 Aspectos gerais**

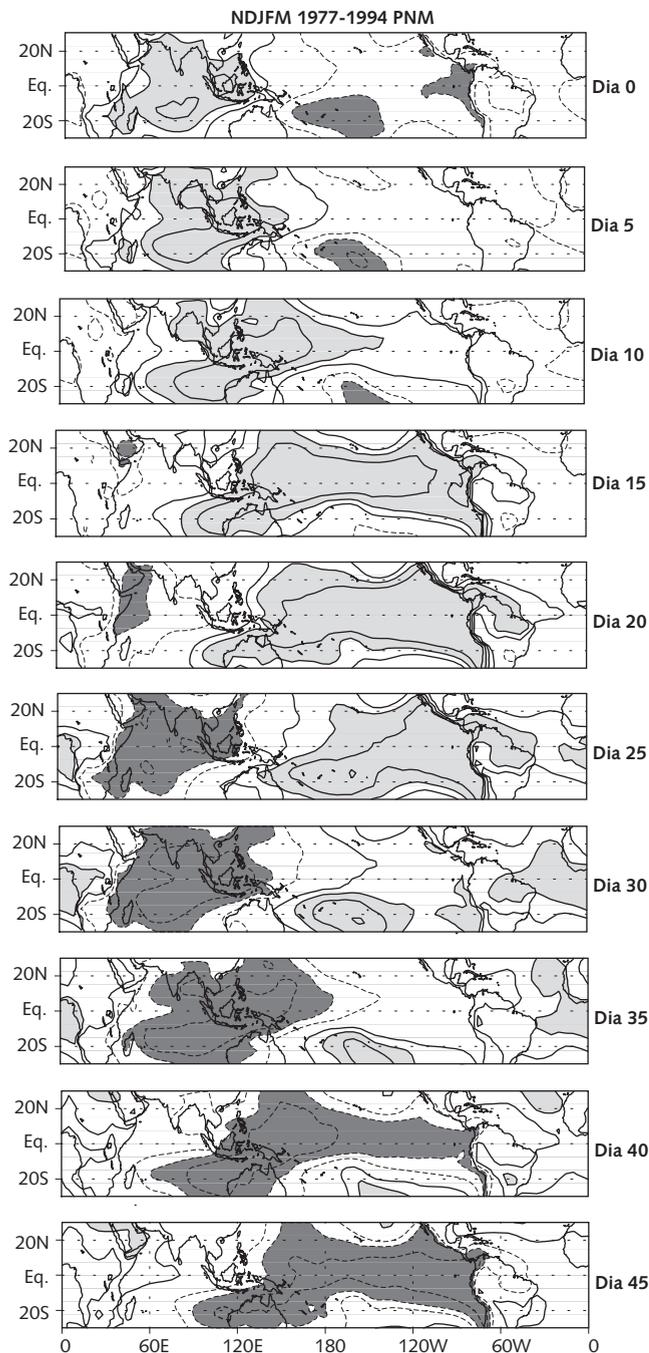
Madden e Julian (1971), por meio de análise espectral cruzada nas variáveis de radiossonda na ilha de Cantão, verificaram forte coerência entre pressão à superfície, vento zonal e temperatura em vários níveis para um largo intervalo de períodos, que se tornava máxima nos períodos entre 41 e 53 dias. Com análise espectral e análise espectral cruzada dos dados de outras estações, os autores detectaram picos e forte coerência para o período de 40-50 dias. Pelas análises dos ângulos de fases, concluíram que as oscilações resultavam de uma propagação para leste de uma célula de circulação zonal direta no plano equatorial (ver Figura 3 em Madden; Julian, 1994).

No Hemisfério Leste (entre 0° E e 180° E), a OMJ tem forte acoplamento com a convecção cúmulo e propaga-se lentamente, enquanto no Hemisfério Oeste (180° W a 0° E) o acoplamento com a convecção é mais fraco e a propagação é mais rápida. Estudos mais recentes, que usaram anomalias de Radiação de Onda Longa (ROL),

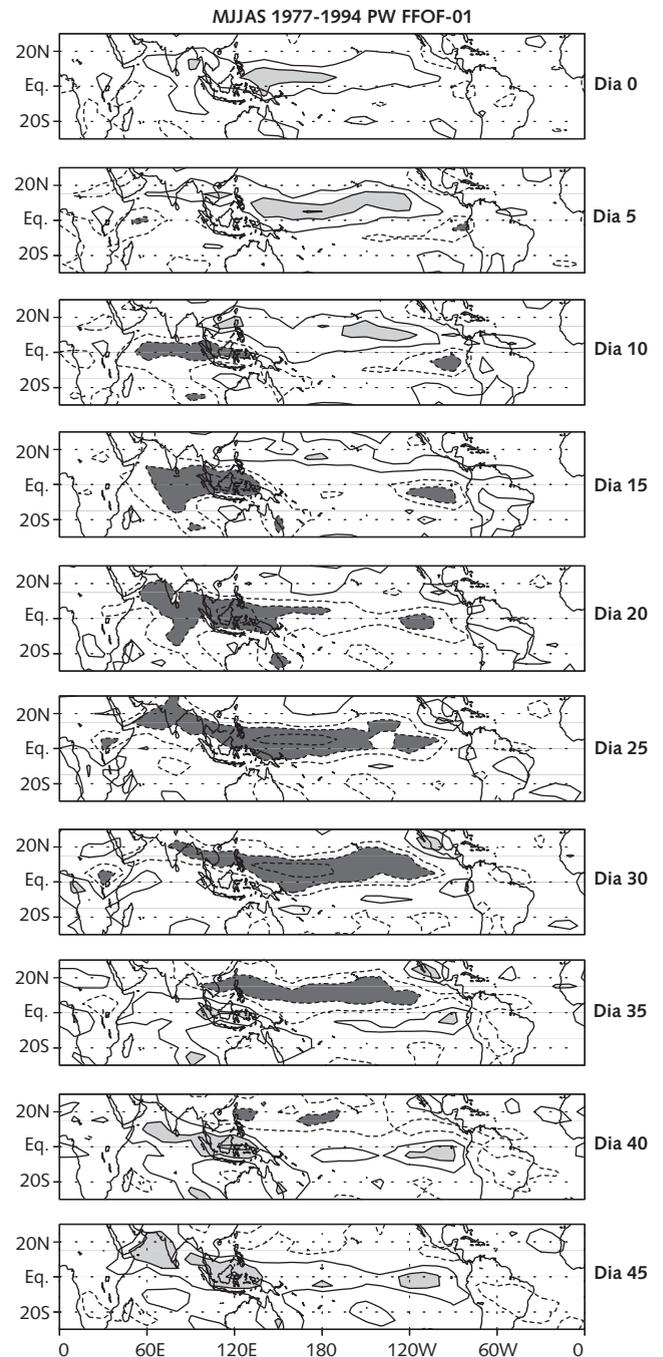
## 6.2 INFLUÊNCIA DA OMJ NA OCORRÊNCIA DE EXTREMOS NA PRECIPITAÇÃO

Alguns estudos identificaram importantes sinais associados a uma modulação da OMJ na ocorrência de precipitação intensa, especialmente sobre as Américas. Mo e Higgins (1998) examinaram eventos

secos e úmidos na Califórnia durante o inverno boreal e verificaram que anomalias de precipitação na costa oeste da América do Norte mostram um padrão de três células. Precipitação intensa na Califórnia, em geral, é acompanhada de condições secas sobre os Estados de Washington, British Columbia e ao longo da costa sudeste do Alasca, e de precipitação reduzida sobre o



**FIG. 6.3** Padrões de verão da primeira FOEE para pressão ao nível médio do mar. As convenções gráficas são as mesmas da Fig. 6.1



**FIG. 6.4** Padrões de inverno da primeira FOEE para PW. As convenções gráficas são as mesmas da Fig. 6.1

# 7 | VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL

*Alice M. Grimm*

A variabilidade interanual do clima no Brasil apresenta significativa contribuição para a variância da precipitação em várias regiões e, embora essa contribuição seja geralmente menor do que a da variabilidade sinótica e intrassazonal, representa um importante modulador dessa variabilidade de mais alta frequência. Neste capítulo, a variabilidade interanual é abordada principalmente do ponto de vista de seu impacto sobre a precipitação, o mais importante parâmetro climático, embora a temperatura também seja abordada em regiões onde existam estudos disponíveis sobre esse parâmetro. Portanto, a importância da variabilidade interanual será avaliada de acordo com seu impacto sobre a chuva, e mais enfatizada na estação chuvosa das várias regiões do Brasil (Grimm, 2003, 2011).

Além dos impactos da variabilidade interanual, também serão abordados seus mecanismos. Preliminarmente, pode-se dizer que a principal fonte de variabilidade climática interanual global é o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), uma oscilação acoplada do oceano-atmosfera, que produz alterações na temperatura da superfície do mar (TSM), na pressão, no vento e na convecção tropical, principalmente no Oceano Pacífico, mas com reflexos em muitos lugares do planeta, incluindo o Brasil. As fases opostas dessa oscilação são denominadas episódios El Niño (EN) e La Niña (LN). A descrição dessa oscilação e das características de suas fases extremas está em inú-

meros trabalhos (Philander, 1990; Diaz; Markgraf, 1992; Allan; Lindesay; Parker, 1996; Trenberth; Caron, 2000; Wang et al., 2016), além de páginas da internet, de modo que não necessita ser detalhada aqui.

Durante episódios EN, a TSM do Oceano Pacífico Equatorial Central e Leste fica mais alta do que o normal, aumentando a convecção atmosférica nessas regiões, enquanto esfria no Pacífico Oeste, onde a convecção e a precipitação diminuem, e nos subtropicais ao norte e ao sul (Fig. 7.1). Nos trópicos, anomalias positivas de TSM aumentam o fluxo de calor e umidade para a atmosfera, diminuindo a pressão na superfície e aumentando a convergência de baixos níveis e, portanto, a convecção. Com o aumento da convecção, aumenta a formação de nuvens e a liberação de calor latente para a atmosfera, o que produz expansão da coluna atmosférica e divergência em altos níveis. A diminuição da TSM tropical produz anomalias opostas e pode, por meio de diversos mecanismos, perturbar a circulação atmosférica em locais remotos, produzindo variações na precipitação, na temperatura e mesmo em TSM extratropicais.

Pela amplitude do tema da variabilidade interanual e da multiplicidade de oscilações interanuais contidas nas séries climáticas, apresentam-se aqui apenas os modos mais importantes de variabilidade, com ênfase na influência de ENOS.

### 7.3 MECANISMOS DA VARIABILIDADE INTERANUAL

As fontes anômalas tropicais de calor associadas a episódios ENOS perturbam as circulações divergentes de Walker (zonal) e de Hadley (meridional) sobre a América do Sul e produzem trens de ondas de Rossby (devido à divergência anômala em altos níveis), que são anomalias de circulação rotacional que se propagam para os extratropicos, com importantes efeitos sobre os subtrópicos e extratropicos do continente. Essa resposta está nos principais modos de variabilidade interanual da circulação atmosférica no Hemisfério Sul, de interesse para o Brasil. É o caso, por exemplo, do padrão Pacífico-América do Sul (PSA na sigla em inglês), que parece estar associado ao ENOS, correspondendo ao trem de ondas que se propaga para o sudeste a partir do Pacífico Tropical, e então para o equador, atingindo a América do Sul. Esses mecanismos são aqui descritos com ênfase na primavera austral, estação de maior impacto do ENOS nos extratropicos do Brasil.

#### 7.3.1 O norte/nordeste do Brasil e a teleconexão trópico-trópico

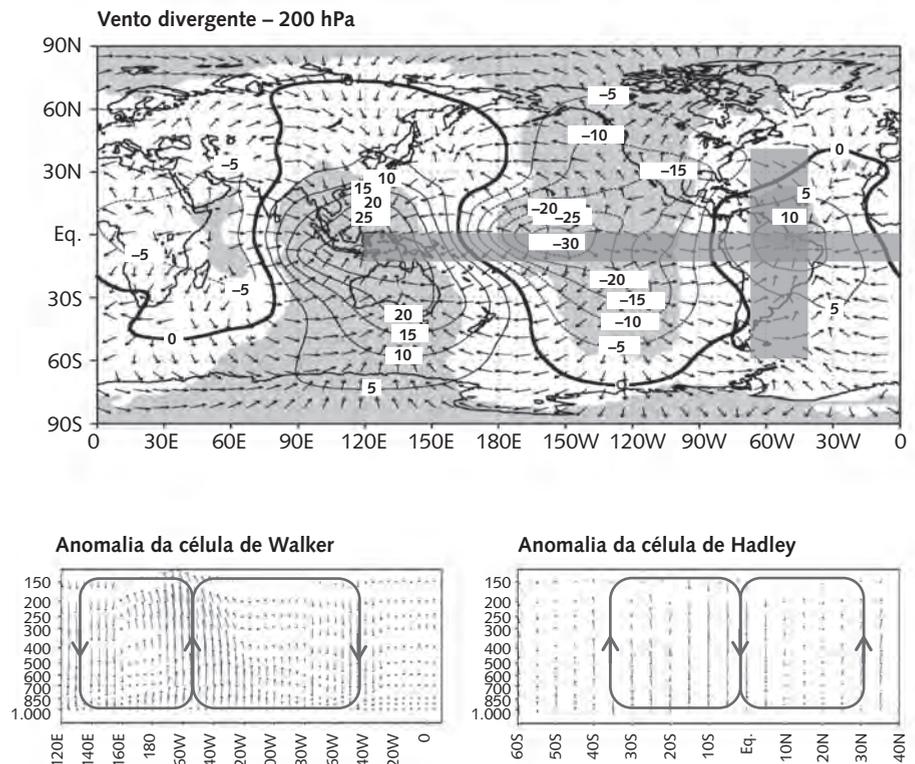
A teleconexão trópico-trópico é instrumental para o impacto de ENOS sobre o norte/nordeste do Brasil. Em episódios EN, as anomalias quentes de TSM sobre o

Pacífico Tropical Central/Leste produzem mais convecção nessa região tropical com subsidência climatológica (Fig. 7.1), o que resulta em maior divergência em altos níveis no Pacífico Central/Leste, e convergência sobre o norte da América do Sul (Fig. 7.9), associada ao ramo descendente de uma onda estacionária de Kelvin. Há, portanto, uma perturbação da célula de Walker climatológica, cujo ramo descendente no Pacífico Leste é deslocado para o norte da América do Sul, inibindo a atividade convectiva e causando a seca observada. A diminuição da convecção no norte do Brasil perturba a célula de Hadley local, que é enfraquecida (Fig. 7.9), podendo afetar também os subtrópicos.

#### 7.3.2 O sul/sudeste do Brasil e a teleconexão trópico-extratropical

O sul do Brasil tem um consistente sinal de ENOS na precipitação, que não é uniforme ao longo de um episódio, porque o estado básico da atmosfera no qual as ondas de Rossby se propagam varia ao longo do ano. O foco será novembro, mês de maior impacto. As anomalias de função corrente em altos níveis durante novembro (0) de EN mostram um trem de ondas que se estende do Pacífico Central para os extratropicos com uma larga curvatura, e outro emergindo do Pacífico Leste, o qual, na latitude

**Fig. 7.9** Vento divergente anômalo em 200 hPa, associado aos episódios El Niño na primavera austral (OND), incluindo as anomalias das células de Walker e Hadley, calculadas sobre as bandas latitudinais e longitudinais indicadas sobre o mapa. Áreas sombreadas têm anomalias consistentes com nível de confiança de 90%



# 8 | VARIABILIDADE DECENAL A MULTIDECENAL

*Mary Toshie Kayano  
Rita Valéria Andreoli*

Inúmeros estudos demonstraram que o campo de temperatura da superfície do mar (TSM) dos oceanos pode apresentar variações lentas que se manifestam em escalas de várias décadas. As variações que ocorrem no campo de TSM ocasionam alterações também na circulação atmosférica. Esses padrões anômalos de TSM e os correspondentes na circulação atmosférica são denominados modos de variabilidade climática de baixa frequência com escalas de variação temporal interdecenal ou multidecenal. Isso significa que, uma vez estabelecido um desses modos, as anomalias de TSM (ATSMs) positivas (ou negativas) nas suas áreas de atuação perduram por várias décadas. Na verdade, essas variações lentas nos oceanos manifestam-se com certa regularidade no tempo, e, portanto, são consideradas oscilações quase periódicas, com períodos que variam de décadas a várias décadas e cujas fases são definidas pelo sinal das ATSMs na área principal de atuação do modo. As fases do modo são determinadas através de séries temporais, chamadas índices, que descrevem as variações temporais dos correspondentes padrões de ATSMs. Assim, se ocorrem ATSMs positivas (negativas) na área de atuação de um dado modo, este se encontra na fase positiva (negativa) ou, equivalentemente, na fase quente (fria).

Os dois modos mais estudados de variabilidade interdecenal ou multidecenal têm suas principais áreas

de atuação no Pacífico e no Atlântico, e são denominados, respectivamente, Oscilação Interdecenal do Pacífico (ODP) e Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA). Esses modos variam lentamente e afetam o estado básico do campo de TSM dos oceanos que, por sua vez, pode alterar os fenômenos de mais alta frequência diretamente, através de processos oceânico-atmosféricos quando as áreas de atuação dos modos de alta e baixa frequência se sobrepõem, ou indiretamente, através de processos que remotamente ligam fenômenos de regiões distantes. A esse processo remoto damos o nome de teleconexão climática. Um fenômeno de mais alta frequência do que a multidecenal é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), com escala de variação temporal interanual e cujas características e efeitos podem ser alterados, dependendo das fases dos modos de baixa frequência. Este capítulo revisa as principais características da ODP e OMA e suas relações com o ENOS e os efeitos deste na precipitação na América do Sul, em particular no Brasil.

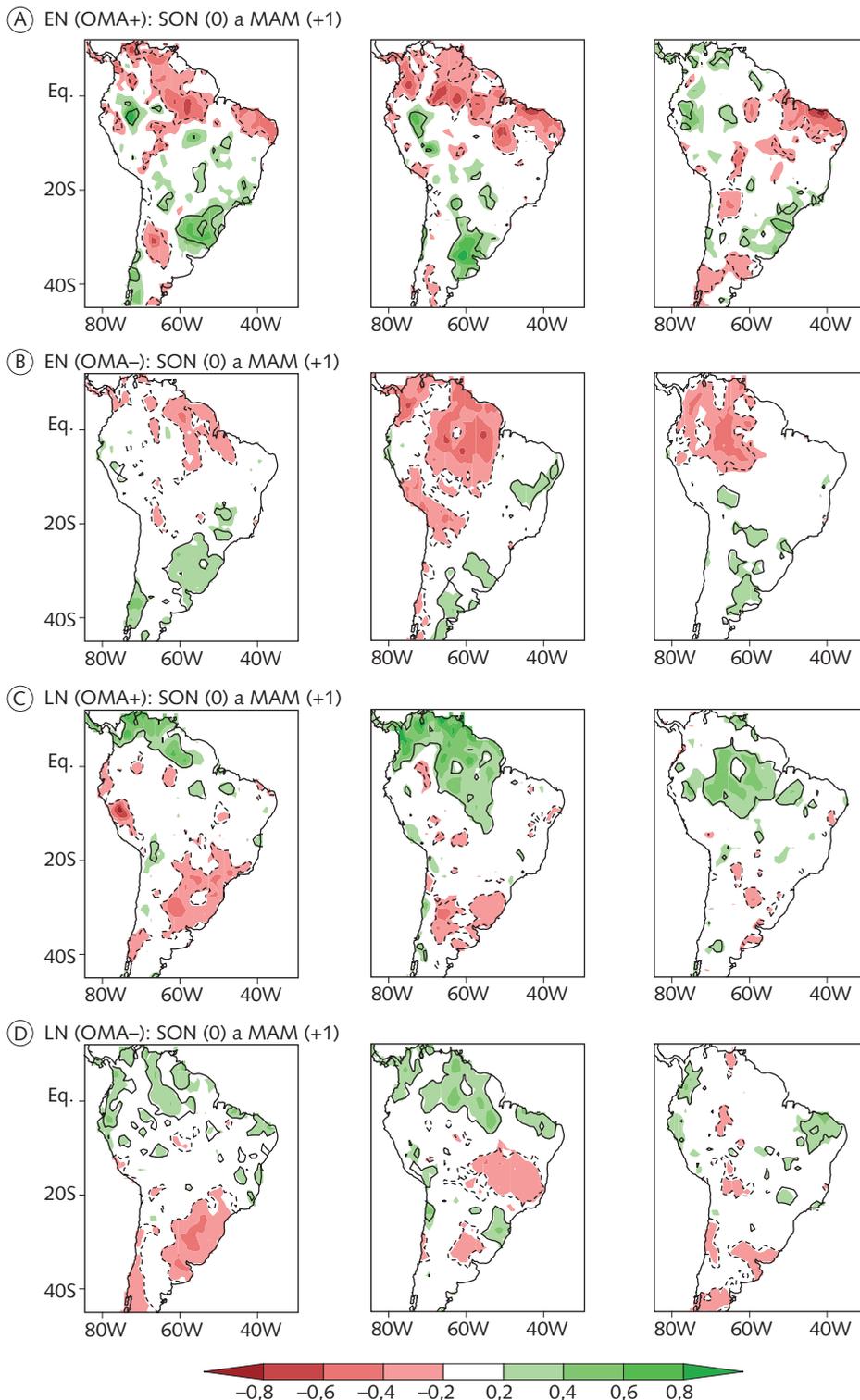
## 8.1 VARIABILIDADE DECENAL NO PACÍFICO

Mudanças abrangentes dos ecossistemas terrestres e marinhos, em particular no noroeste da América do Norte, ocorridas no final da década de 1970 foram rela-

caso da LN na OMA+, contribuiu para organizar o padrão de anomalias de precipitação. É notável que, em relação à LN na OMA-, o gradiente interbacias mais forte para LN na OMA+ induz uma célula de Walker também anormalmente mais intensa entre Pacífico Equatorial Leste e Atlântico Equatorial (Fig. 8.11A,B).

### 8.5 RELAÇÕES ENTRE ODP E OMA

Considerando a Fig. 8.1, existem quatro combinações possíveis das fases da ODP e OMA: ambas em sua fase quente (OMA+/ODP+), em 1930-1943, o que perfaz 14 anos; ambas em sua fase fria (OMA-/ODP-), nos períodos de 1892-1897, 1913-1923 e 1963-1976, que



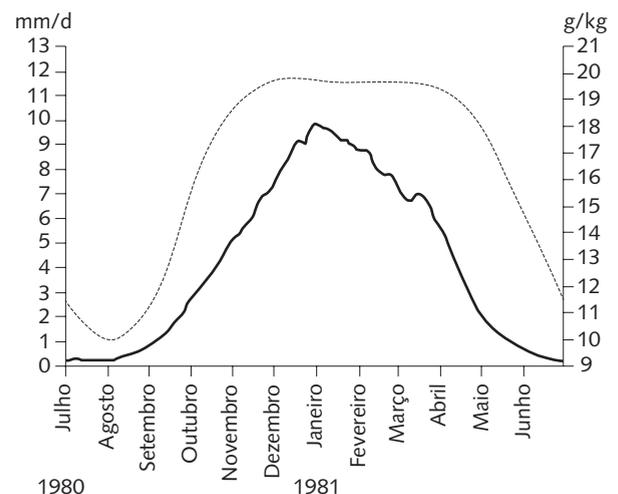
**Fig. 8.10** Anomalias de precipitação sazonais para (A) EN na OMA+, (B) EN na OMA-, (C) LN na OMA+ e (D) LN na OMA-. A convenção gráfica é a mesma da Fig. 8.5

# 9 | MONÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

Manoel Alonso Gan  
Luís Ricardo Rodrigues  
Vadlamudi Brahmananda Rao

Várias regiões na faixa tropical do globo caracterizam-se por um regime de circulação, particularmente de ventos e precipitação, chamado de sistema de monção. Nessas regiões, mais de 2 bilhões de pessoas vivem em países em desenvolvimento, cujo principal fator econômico é a agricultura. Além da agricultura, uma crescente preocupação com o uso da água, seja no dia a dia, seja na sua transformação em energia por meio de hidrelétricas, mostra a importância de se conhecer as variabilidades intrassazonal, sazonal, interanual e de longo prazo da circulação atmosférica de uma determinada região nesse regime.

A definição mais simples de monção relaciona-se a uma determinada região onde é observada a reversão sazonal da direção do vento, causando verões chuvosos e invernos secos (Moran; Morgan, 1986). A região central da América do Sul apresenta um ciclo anual de precipitação bem definido, com seis meses secos e seis chuvosos (Fig. 9.1), e 90% dessa precipitação ocorrem durante os meses mais quentes do ano. Apesar dessa constatação, no passado não era considerado que essa região tivesse uma circulação de monção, devido ao fato de os ventos em baixos níveis não reverterem sua direção durante a mudança da estação seca para a chuvosa e vice-versa. Estudos recentes mostram que a região central da América do Sul apresenta algumas características similares à circulação de monção observada em outras partes do globo.



**FIG. 9.1** Ciclo anual da precipitação diária (mm/dia – linha contínua) e da umidade específica (g/kg – linha tracejada) em 925 hPa para a região entre 10° S-20° S; 50° W-60° W, para o período de 1979 a 1997. Os valores diários foram suavizados usando-se uma média corrida de 31 dias  
Fonte: adaptado de Gan, Kousky e Ropelewski (2004).

O desenvolvimento do sistema de monção na América do Sul começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o sudeste, até atingir a longitude de 48° W (Região Sudeste do Brasil) em novembro. A precipitação máxima ocorre durante o

ROL foram observadas na Região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina. A forte convergência poderia ser explicada tanto pela presença de ventos de sul na região norte da Argentina e Paraguai, associados à circulação ciclônica observada nessa região durante eventos ZCAS, quanto pela forte componente de norte dos ventos observada na região central da Amazônia. No segundo caso, observou-se o oposto, ou seja, o vento zonal na região sul da Amazônia poderia indicar o transporte meridional de umidade para a região monçônica.

#### 9.4 FLUXOS DE CALOR NA SUPERFÍCIE E UMIDADE NO SOLO

Xue et al. (2006) estudaram os impactos dos processos de superfície na estrutura e características do sistema de monção da América do Sul, assim como sua evolução no início da estação chuvosa. Nesse estudo, o Modelo de Circulação Geral (MCG) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) foi rodado com duas parametrizações diferentes: uma com os processos de vegetação explícitos e a outra sem, a fim de estudar o comportamento dos fluxos de superfície. Na parametrização com processos de vegetação explícitos foram feitas três simulações diferentes, variando a condição inicial e a cobertura da terra. No caso da condição inicial, foram usados os dados de reanálise com e sem observações de umidade do solo. Com isso, verificou-se a importância da umidade do solo na simulação da circulação de monção. No caso da cobertura da terra, foram usados dois tipos de mapas: um com alta resolução e outro com resolução mais grosseira, para conhecer a importância da cobertura vegetal. As parametrizações com e sem os processos de vegetação explícitos mostraram resultados similares em escala global, porém diferenças significantes em escala regional, principalmente na simulação do calor sensível. Em escala regional, o gradiente de temperatura, o escoamento em baixos níveis e o transporte de umidade foram melhor simulados com os processos explícitos de vegetação. Com isso, a evolução da precipitação na monção da América do Sul foi bem captada quando os processos de vegetação foram tratados explicitamente. Entretanto, com observações de umidade do solo na condição inicial, o avanço da precipitação para sudeste na simulação foi ainda mais realístico. Portanto, nesse estudo, a representação explícita dos processos de vegetação propiciou

uma melhor simulação dos fluxos de calor no solo, e foi possível ter uma melhor simulação da temperatura, da pressão na superfície e do escoamento em baixos níveis, os quais levam a uma melhor simulação das características regionais do sistema de monção da América do Sul, como, por exemplo, o transporte de umidade e, consequentemente, a precipitação.

Grimm, Pal e Giorgi (2007) estudaram a ligação das condições atmosféricas na primavera com a circulação atmosférica e, consequentemente, com a precipitação observada no verão, na região centro-leste do Brasil, a qual está contida em parte do núcleo da monção da América do Sul. Por meio de análise de correlação e experimento de sensibilidade com o modelo climático regional versão 3 (RegCM3), os pesquisadores observaram uma correlação positiva entre a temperatura do ar na superfície no final da primavera, na Região Sudeste do Brasil, e a precipitação no pico da estação chuvosa, na região centro-leste, sendo essas correlações maiores durante eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS), em relação a eventos não ENOS. Esses autores sugeriram a seguinte hipótese para tais correlações: condições de seca (isto é, sem nebulosidade e precipitação) observadas durante a primavera na região centro-leste do Brasil levariam a condições de solo com menos umidade e à maior temperatura do ar na superfície, no final dessa estação. A orografia da Região Sudeste do Brasil faria com que a temperatura nessa região aumentasse ainda mais. Em condições sem nebulosidade, isto é, maior Radiação de Onda Curta (ROC) incidente, há um aquecimento maior das águas oceânicas na costa da Região Sudeste, elevando a temperatura da superfície do mar (TSM). Essas condições levariam ao abaixamento da pressão, a uma maior convergência e ao aumento da convecção na Região Sudeste (Fig. 9.10A). Portanto, é esperada uma circulação ciclônica anômala na Região Sudeste do Brasil, a qual pode aumentar o fluxo de umidade da região amazônica para a região centro-leste (Fig. 9.10B) e, consequentemente, provocar um aumento na convergência do fluxo de umidade, condições favoráveis a um período de precipitação intensa durante o pico da estação chuvosa nessa região. O aumento da TSM também contribuiria, intensificando ainda mais a convecção na região.

Collini et al. (2008) também fizeram um experimento de sensibilidade às condições iniciais de umidade

# 10 | TELECONEXÕES E SUAS INFLUÊNCIAS NO BRASIL

*Iracema F. A. Cavalcanti  
Tércio Ambrizzi*

Neste capítulo são apresentadas as principais configurações de teleconexão em ambos os hemisférios, mecanismos associados e influências na América do Sul e no Brasil. Os estudos mostram como anomalias que ocorrem em algumas regiões podem afetar o clima e o tempo em regiões distantes. Teleconexões associadas ao ENOS são apresentadas no Cap. 7.

## 10.1 DEFINIÇÃO E HISTÓRICO DAS TELECONEXÕES

A circulação atmosférica tem grande variabilidade, observada nos padrões de sistemas sinóticos e de circulação que ocorrem em diversas escalas de tempo, desde alguns dias (com tempestades e passagens de frentes), algumas semanas (com períodos mais quentes no meio do inverno ou períodos mais secos durante o verão), alguns meses (com invernos mais frios e/ou verões mais quentes), alguns anos (com invernos ou verões anormais por vários anos seguidos), até vários séculos (com mudanças climáticas de longo período).

A palavra teleconexão significa conexão à distância e, em meteorologia, explica como anomalias que ocorrem em uma região são associadas a anomalias em regiões remotas. O termo “padrão de teleconexão”, ou simplesmente “teleconexão”, refere-se a um padrão recorrente e

persistente de anomalias de uma determinada variável, por exemplo, pressão e circulação de grande escala, que cobre vastas áreas geográficas. Padrões de teleconexão são também conhecidos como modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência. Embora esses padrões possam persistir por várias semanas ou meses, algumas vezes eles podem se tornar dominantes por vários anos consecutivos e, dessa forma, mostram uma parte importante da variabilidade interanual e interdecenal da circulação atmosférica.

Vários dos padrões de teleconexão são de escala planetária, cobrindo bacias oceânicas e continentes. Há quase dois séculos, antes que esse termo começasse a ser usado de forma geral, um missionário da Groenlândia chamado Saabye anotou em seu diário que a tendência de temperaturas no norte da Europa e na Groenlândia variava em direções opostas. Atualmente sabemos que essa “gangorra” de temperaturas é parte da Oscilação do Atlântico Norte.

As primeiras evidências de teleconexões globais surgiram nas análises de dados de pressão em superfície disponíveis no final do século XIX (Hildebrandsson, 1897; Lockyer; Lockyer, 1904). Quase duas décadas mais tarde, Walker (1924) identificou três grandes oscilações atmosféricas: a Oscilação do Atlântico Norte (OAN), a Oscilação do Pacífico Norte (OPN) e a Oscilação Sul (OS),

OAA foi proposto por Gong e Wang (1999), calculando-se a diferença entre a média zonal normalizada de pressão ao nível do mar nas latitudes de 40° S e 65° S. Esse modo também é obtido em análises de FOE e tem similaridades com o modo anular norte ou OA (Thompson; Wallace, 2000). As configurações obtidas com os dois métodos mostram as mesmas características.

O padrão anular também foi chamado de modo de latitudes altas e relacionado com a atividade de ciclones no HS, por Sinclair, Renwick e Kidson (1997). Na fase positiva, com ventos de oeste mais fortes, há mais ciclones nas regiões circumpolares e menos nas latitudes médias. O oposto ocorre na fase negativa desse modo

de oscilação. Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) discutiram sobre influência das variabilidades interanual e intrassazonal da convecção tropical nas fases da OAA e sobre a relação dessa oscilação com o deslocamento do jato subtropical e polar e sua influência na trajetória dos ciclones extratropicais. Meneghini, Simmonds e Smith (2007) encontraram uma relação inversa/direta entre a precipitação sobre o sul/norte da Austrália e o índice de OAA, no período de 1958 a 2002. Influências sobre a precipitação e a temperatura na América do Sul são apresentadas na seção 10.5.

Um dos padrões bem identificados em estudos de variabilidade de baixa frequência é o Pacífico-América do

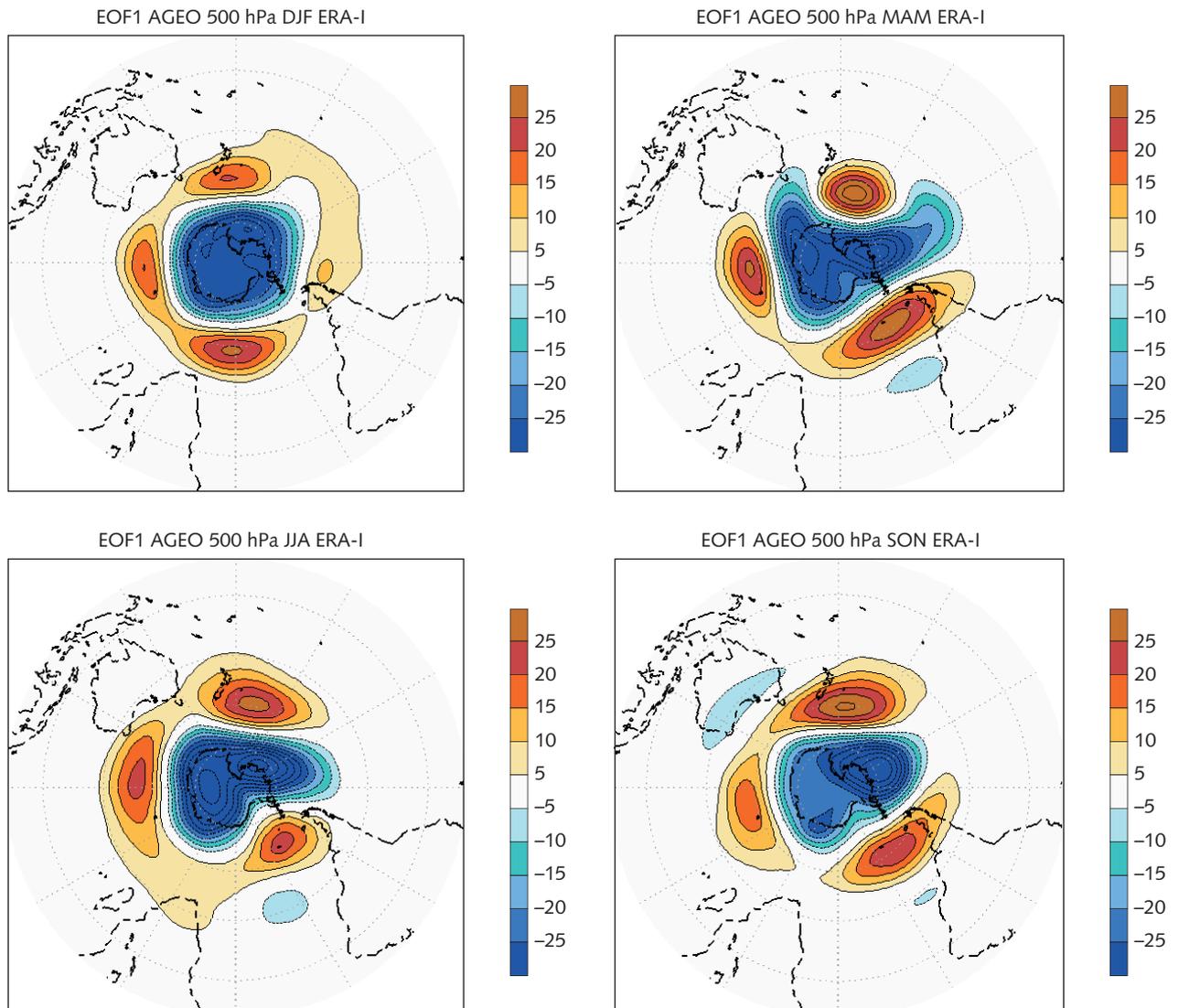


FIG. 10.3 Configuração do modo anular sul (SAM) para as quatro estações do ano

# 11 | BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS

Tércio Ambrizzi  
Rosa Marques  
Ernani Nascimento

A circulação atmosférica de latitudes médias em altos níveis é caracterizada predominantemente por um escoamento zonal de oeste que, por sua vez, conduz o deslocamento dos sistemas baroclínicos migratórios, tais como as frentes, os ciclones, os anticiclones e os *storm tracks*. Em contraste, sob condições de bloqueio, a presença de um anticiclone quase estacionário de grande amplitude nas latitudes médias obstrui a progressão normal dos sistemas sinóticos para leste.

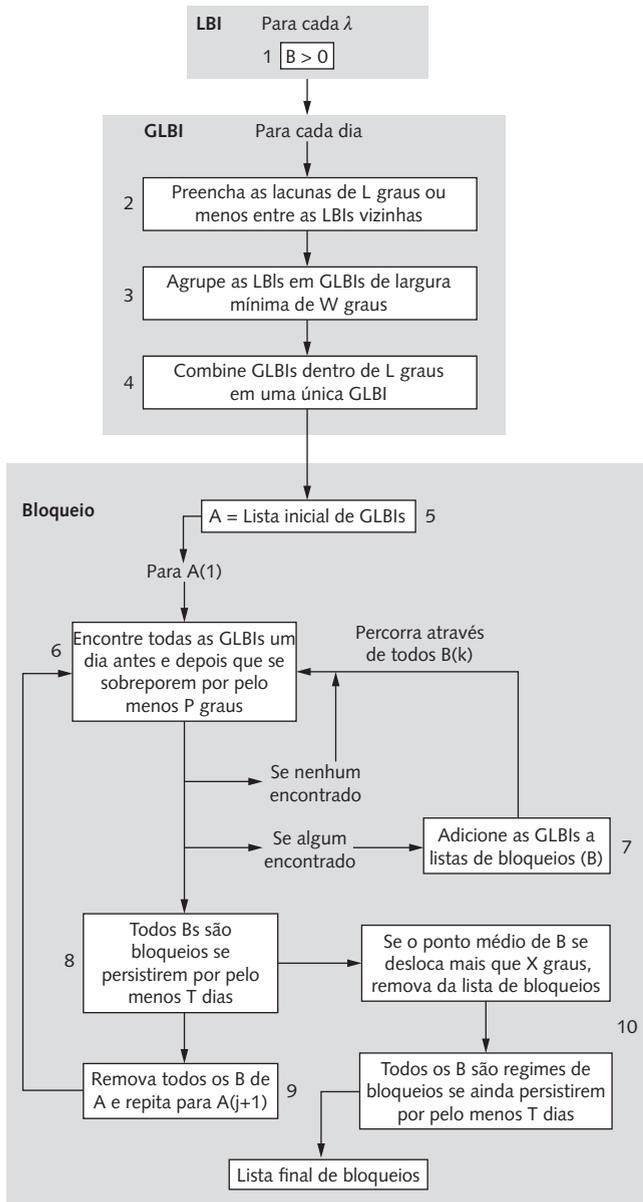
Na situação típica de bloqueio, um anticiclone quente semiestacionário se estabelece em latitudes mais altas do que aquelas onde se localizam as altas subtropicais, sendo ocasionalmente acompanhado por uma baixa fria em seu flanco equatorial (Trenberth; Mo, 1985). Uma característica da circulação atmosférica em altos níveis associada à situação de bloqueio é a divisão da corrente de jato em dois ramos que contornam os flancos do bloqueio, promovendo um rompimento do padrão zonal que altera o deslocamento de oeste dos sistemas sinóticos. Os sistemas sinóticos tornam-se mais meridionalmente alongados e zonalmente confinados ao aproximarem-se pelo oeste de uma região de bloqueio, tornando-se estacionários em uma longitude ou desviando-se para nordeste (NE) ou sudeste (SE) enquanto contornam o bloqueio. Durante essa sequência de eventos, a posição latitudinal da corrente de jato é alterada, arrastando

consigo a trajetória de perturbações atmosféricas transientes (*storm tracks*), que são aí fortalecidas (Blackmon; Mullen; Bates, 1986; Trenberth, 1986; Liu, 1994).

Vários pesquisadores têm estudado bloqueios, motivados pela possibilidade de melhorar e estender o prazo da previsão de tempo e pelo desafio de estabelecer uma teoria única que explique a formação, manutenção e dissipação do fenômeno. A maioria das investigações voltadas para explicar o bloqueio está direcionada para o Hemisfério Norte (HN), porém, atualmente já existem na literatura vários estudos focados no Hemisfério Sul (HS), o qual será enfatizado na presente revisão.

## 11.1 BLOQUEIOS ATMOSFÉRICOS, DESCRIÇÃO SINÓTICA E CRITÉRIOS DE IDENTIFICAÇÃO

Em seu estudo clássico, Willet (1949) indicou que a circulação atmosférica de grande escala em latitudes médias tende a variar entre duas situações distintas. Na primeira prevalece o escoamento zonal (circulação de alto índice zonal), em que os distúrbios baroclínicos transientes deslocam-se livremente para leste; na outra situação, o escoamento meridional é mais intenso (circulação de baixo índice zonal), e age como uma obstrução para o deslocamento dos transientes. A esse



**FIG. 11.3** Algoritmo para identificação de bloqueios  
Fonte: adaptado de Barnes, Slingo e Woollings (2012) e Campos (2014).

Assim, evidencia-se um grande número de definições e critérios, subjetivos e objetivos, que são utilizados para a identificação de bloqueios. A metodologia proposta por Lejeñas e Okland (1983), apesar de provavelmente ser a mais utilizada, não pode ser considerada como um padrão universalmente aceito e empregado. Percebe-se, mesmo nas investigações que procuram caracterizar bloqueios de uma forma objetiva, que há ainda uma certa subjetividade intrínseca, especialmente no que diz respeito a dois aspectos associados à quase estacionariedade do sistema:

- a determinação da duração mínima para que um escoamento referido como bloqueado seja considerado de fato um evento de bloqueio;
- o deslocamento longitudinal máximo do anticiclone ao longo do ciclo de vida do sistema para que, definitivamente, represente um padrão de bloqueio.

## 11.2 BLOQUEIOS NO HEMISFÉRIO SUL: CLIMATOLOGIA

Desde os trabalhos do final da década de 1940, os bloqueios no Hemisfério Norte sempre foram extensamente estudados e estão bem documentados, principalmente no que diz respeito à sua climatologia. Para o Hemisfério Sul, poucos trabalhos abordando o assunto foram publicados antes da década de 1980, podendo-se citar o de Van Loon (1956), considerado a investigação pioneira sobre bloqueios no hemisfério austral.

A partir dos anos 1980, um maior interesse foi enfocado no estudo da ação de bloqueios no Hemisfério Sul, basicamente motivado pela melhora significativa na representatividade dos campos meteorológicos nesse hemisfério. Esse interesse é evidenciado pelos trabalhos explorando a climatologia dos bloqueios, como Casarin e Kousky (1982), Coughlan (1983), Lejeñas (1984), Trenberth e Mo (1985), Kayano e Kousky (1990), Rutllant e Fuenzalida (1991), Tibaldi et al. (1994), Marques e Rao (1996), Marques (1996), Sinclair (1996), Fuentes (1997), Nascimento (1998), Nascimento e Ambrizzi (2002), Wiedenmann et al. (2002) e, mais recentemente, Mendes et al. (2005).

Como resultado de algumas comparações de regimes climatológicos de bloqueios nos dois hemisférios, algumas diferenças são caracterizadas:

- A duração dos bloqueios no Hemisfério Sul (HS) é menor que no Hemisfério Norte (HN) (Van Loon, 1956; Trenberth, 1986; Tibaldi et al., 1994), e isso é atribuído à presença de ventos troposféricos de oeste, comparativamente mais intensos no HS nas latitudes altas e médias (Trenberth, 1986).
- Escoamentos bloqueados em 500 hPa não são tão frequentes no HS quanto no HN (Lejeñas, 1984; Tibaldi et al., 1994); contudo, Coughlan (1983) mostrou que a frequência de bloqueios na região

# SOBRE OS AUTORES

ALICE MARLENE GRIMM

Doutorado em Meteorologia pelo Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade Estadual Paulista – Unesp (1992). Atualmente é professora da Universidade Federal do Paraná.

CHARLES JONES

PhD em Ciências Atmosféricas pela Universidade da Califórnia, Davis, EUA (1994). Atualmente é pesquisador no Institute for Computational Earth System Science, Universidade da Califórnia, Santa Bárbara (EUA).

ERNANI DE LIMA NASCIMENTO

PhD em Meteorologia pela Universidade de Oklahoma/EUA (2002). Atualmente é professor adjunto nos cursos de graduação e pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (RS).

FERNANDA CERQUEIRA VASCONCELLOS

Doutora em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE (2012). Atualmente é docente na graduação e pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

GILBERTO FISCH

Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE (1995), pesquisador titular (aposentado) do Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE/DCTA) e atualmente professor titular da Universidade de Taubaté (UNITAU).

IRACEMA FONSECA DE ALBUQUERQUE CAVALCANTI

PhD em Meteorologia pela Universidade de Reading, Reino Unido (1991). Atualmente é pesquisadora sênior (aposentada) do CPTEC/INPE. Professora no curso de pós-graduação em Meteorologia do INPE.

JOSÉ ANTONIO MARENGO ORSINI

PhD em Meteorologia pela Universidade de Wisconsin, Madison, EUA (1991). Atualmente é pesquisador titular e coordenador geral de pesquisa e desenvolvimento do CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais), CCST/INPE. Professor no curso de pós-graduação do INPE.

LEILA MARIA VÉSPOLI DE CARVALHO

Doutorado em Meteorologia pelo Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade Estadual Paulista – Unesp (1992). Professora do Departamento de Geografia da Universidade da Califórnia, Santa Bárbara (EUA) e do DCA/IAG/USP.

LINCOLN MUNIZ ALVES

Doutorado em Meteorologia pelo INPE (2016). Atualmente é pesquisador do CCST/INPE.

LUÍS RICARDO LAGE RODRIGUES

Doutorado em Física pela Universidade de Barcelona, Espanha (2009). Atualmente é pesquisador do CCST/INPE.

MANOEL ALONSO GAN

Doutorado em Meteorologia pelo INPE (1992). Atualmente é pesquisador do CPTEC/INPE. Professor no curso de pós-graduação em Meteorologia do INPE.

MARY TOSHIE KAYANO

Doutorado em Meteorologia pelo INPE (1986). Atualmente é pesquisadora sênior do CPTEC/INPE. Professora no curso de pós-graduação em Meteorologia do INPE.

MICHELLE SIMÕES REBOITA

Doutora em Meteorologia pela Universidade de São Paulo – USP (2008). Atualmente é docente da Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) e pesquisadora do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC) da USP.

NELSON JESUZ FERREIRA

PhD pela Universidade de Wisconsin, Madison, EUA (1987). Atualmente é pesquisador titular (aposentado) do CPTEC/INPE e professor colaborador no curso de pós-graduação em Meteorologia do INPE.

PEDRO LEITE DA SILVA DIAS

PhD em Ciências Atmosféricas pela Colorado State University (1979). Atualmente é diretor do LNCC e professor do DCA/IAG/USP.

RENATA TATSCH EIDT

Doutoranda na área de Oceanografia Física pelo programa de Mudanças Climáticas da Universidade de Bolonha (Unibo), Itália. Mestre em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com graduação em Oceanografia pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG).

RITA VALÉRIA ANDREOLI

Doutorado em Meteorologia pelo INPE (2002). Atualmente é pesquisadora/professora da Escola Superior de Tecnologia da Universidade do Estado do Amazonas (UEA) e da pós-graduação em Clima e Ambiente da UEA/INPA.

ROSA DE FÁTIMA CRUZ MARQUES

Doutorado em Meteorologia pelo INPE (1996). Atualmente é pesquisadora no Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), Divisão de Ciências Atmosféricas (ACA).

TÉRCIO AMBRIZZI

PhD em Meteorologia pela Universidade de Reading, Inglaterra (1993). É professor titular do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo e membro da Academia Brasileira de Ciências.

VADLAMUDI BRAHMANANDA RAO

PhD em Meteorologia pela Universidade de Andhra, Índia (1969). Atualmente é pesquisador emérito do INPE.