



meteorologia

noções básicas



Rita Yuri Ynoue | Michelle S. Reboita
Tércio Ambrizzi | Gyrlene A. M. da Silva

meteorologia

noções básicas

*Rita Yuri Ynoue | Michelle S. Reboita
Tércio Ambrizzi | Gyrlene A. M. da Silva*

oficina de textos

Copyright © 2017 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 Malu Vallim

PROJETO GRÁFICO, PREPARAÇÃO DE FIGURAS E DIAGRAMAÇÃO Alexandre Babadobulos

PREPARAÇÃO DE TEXTO Hélio Hideki Iraha

REVISÃO DE TEXTO Paula Marcele Sousa Martins

IMPRESSÃO E ACABAMENTO Prol gráfica e editora

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

Ynoue, Rita Yuri

Meteorologia: noções básicas / Rita Yuri Ynoue...[et al.]. -- São Paulo : Oficina de Textos,
2017. Outros autores: Michelle S. Reboita, Tércio Ambrizzi, Gylrene A. M. da Silva

Bibliografia

ISBN: 978-85-7975-263-6

1. Meteorologia 2. Tempo I. Título

16-00002

CDD-551.5

Índices para catálogo sistemático:

1. Tempo : Meteorologia 551.5

Todos os direitos reservados à OFICINA DE TEXTOS

Rua Cubatão, 798

CEP 04013-003 São Paulo-SP – Brasil

tel. (11) 3085 7933

site: www.ofitexto.com.br

e-mail: atend@ofitexto.com.br

Apresentação

A Meteorologia aparece hoje no centro de um grande conjunto de disciplinas ligadas de um modo geral ao meio ambiente em que vivemos e, particularmente, ao ar que respiramos e ao clima no qual realizamos nossas mais diversas atividades, sejam produtivas, sejam de lazer. A curiosidade natural nos leva a tentar entender as transformações que ocorrem nesse meio, rápidas ou lentas, e que podem levar a fenômenos lindos, como o céu azul, ou aterrorizantes, como o furacão. Cada vez que acontecem fenômenos extremos, como secas prolongadas ou enchentes devidas a chuvas extremas, perguntamo-nos se sempre foi assim ou se estamos vivendo mudanças climáticas numa velocidade nunca dantes observada.

Responder a questões específicas sobre a variabilidade do tempo e do clima requer conhecimento dos processos básicos. É preciso ir aos detalhes de como o Sol interage com a superfície terrestre e com o ar, como o calor se redistribui pelo planeta Terra a partir das regiões mais quentes, como os oceanos e a atmosfera interagem. Como se formam a chuva leve e as tempestades com ventanias e pedras de gelo? Como as atividades humanas alteram a composição química da atmosfera e como é possível que essa alteração produza mudanças no clima, nas chuvas, nas secas, nas tempestades, no degelo das calotas polares? Por que algumas regiões ficam mais quentes e outras mais frias ao longo do ano e como isso varia ao longo de décadas? E, na era tecnológica em que vivemos, com revoluções nas comunicações e no acesso à informação, como prever o que vai ocorrer com o tempo e o clima nos próximos dias, anos, décadas?

Este livro, Meteorologia, traz os primeiros passos para responder a essas questões. Os diversos conceitos vão sendo introduzidos com o rigor necessário, mas numa linguagem relativamente simples e com referenciais históricos ao desenvolvimento da ciência que sustenta o conhecimento atual. Com a base de Física, Química e Matemática de um ingressante na universidade, é possível acompanhar o desenvolvimento da teoria e avançar na construção de uma imagem global da atmosfera como um sistema altamente complexo e cheio de surpresas a cada investigação mais profunda. De forma objetiva e com simplicidade, o leitor vai sendo levado a entender processos complexos de forma a poder até julgar a

veracidade de informações simplistas e muitas vezes erradas que aparecem na mídia não especializada.

O livro mostra os conceitos básicos de uma forma interligada, indicando as relações entre os assuntos abordados nos diversos capítulos. Apresenta exemplos específicos do tempo e do clima no Brasil, indicando a fonte onde podem ser obtidas informações atualizadas no dia a dia e como interpretá-las. Mostra também como o interessado pode se aprofundar ou diversificar o conhecimento por meio de portais especializados na internet. É, assim, um guia importante para professores e estudantes da atmosfera e para aqueles interessados em entender como a ação do homem pode influenciar o clima através de alterações na composição química do ar e das mudanças de uso da terra.

Trata-se de uma nova referência para os iniciantes no estudo dos assuntos de tempo e clima e que preenche uma lacuna nos livros básicos de texto em português, com ênfase nos assuntos que afetam o Brasil, sem deixar de abordar aspectos globais do tempo e do clima do planeta Terra.

Profa. Maria Assunção Faus da Silva Dias
Professora Titular do IAG-USP

Prefácio

A Meteorologia é a ciência que estuda os processos físicos, químicos e dinâmicos da atmosfera e as interações desses processos com os sistemas litosfera, hidrosfera, criosfera e biosfera, sendo, portanto, inserida no contexto das Ciências Ambientais.

Em um determinado momento e local, o estado da atmosfera é definido como *tempo atmosférico*, ou *tempo*, como iremos chamar aqui. Ele é descrito principalmente pelas seguintes variáveis: temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade, nebulosidade, precipitação, visibilidade e vento. Observando o tempo num determinado intervalo de tempo cronológico – por exemplo, alguns meses ou anos –, é possível obter o “tempo médio” ou *clima* de uma determinada região.

O termo *meteorologia* foi utilizado pelo filósofo grego Aristóteles, que, por volta de 350 a.C., em sua obra intitulada *Meteorologica*, descreveu os primeiros conhecimentos sobre tempo e clima da época, de maneira filosófica e especulativa. Naquela época, todas as observações ocorridas na atmosfera eram chamadas de *meteoro*s, o que explica o termo *meteorologia*. Apenas a partir do século XV, quando surgiram os primeiros instrumentos meteorológicos, a Meteorologia adquiriu caráter de ciência natural. Desde então, vem avançando o desenvolvimento de instrumentos de observação de dados meteorológicos, transmissão, análise e previsão.

Um dos maiores avanços ocorreu durante a década de 1950, com o surgimento dos computadores, que viabilizaram a realização de previsões de tempo. Assim, passou a ser possível solucionar, em um curto espaço de tempo, um grande número de equações que descrevem o comportamento da atmosfera. Na década seguinte, em 1960, com o lançamento do primeiro satélite meteorológico, foi possível dar início ao registro e transmissão de informações meteorológicas em todo o globo. Nas últimas décadas, os modelos climáticos vêm sendo aprimorados. Os constantes avanços nesse tipo de modelagem, bem como no poder computacional, têm possibilitado a realização de simulações mais detalhadas de processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera. Previsões em longo prazo dos efeitos impostos por mudanças no meio ambiente também se tornaram possíveis.

A aplicação da Meteorologia é extensa, pois as condições atmosféricas influenciam as atividades humanas – por exemplo, tipo de moradia, vestuário, agricultura, recursos

hídricos, estratégias militares, construção civil, saúde, cultura, entretenimento, sensações pessoais, entre outras.

Este livro tem como objetivo apresentar os conceitos relativos aos fenômenos meteorológicos que ocorrem nas camadas mais baixas da atmosfera – troposfera e estratosfera. A composição e a estrutura da atmosfera estão descritas no Cap. 1. A radiação solar que incide sobre a Terra fornece a energia para as interações entre os sistemas atmosféricos, e no Cap. 2 serão abordados os vários processos e interações entre radiação, atmosfera e superfície terrestre, bem como o balanço de energia na Terra. As variáveis meteorológicas serão apresentadas nos Caps. 3 a 6, na seguinte ordem: temperatura; umidade do ar; estabilidade atmosférica, nuvens e precipitação; e pressão atmosférica e ventos. A descrição de como é feita a observação da atmosfera será dada no Cap. 7. O padrão global de ventos, por sua vez, será apresentado no Cap. 8. Em seguida, no Cap. 9, serão mostrados os modelos conceituais adotados para explicar os sistemas atmosféricos relacionados às mudanças no tempo. Ainda será abordada a poluição atmosférica (Cap. 10) e como é feita a classificação climática (Cap. 11). No Cap. 12 serão apresentados os métodos utilizados nessas previsões, e no Cap. 13, por fim, serão discutidas as mudanças climáticas.

Rita Yuri Ynoue, Michelle S. Reboita,
Tércio Ambrizzi e Gyrlene A. M. da Silva

Sumário

1 Atmosfera terrestre	
1.1 Composição.....	11
1.2 Evolução.....	12
1.3 Estrutura vertical da atmosfera	12
2 Radiação solar e terrestre e o balanço de energia global	
2.1 Energia e suas formas.....	17
2.2 Mecanismos de transferência de energia	18
2.3 Balanço de energia global	22
3 Temperatura	
3.1 Medidas da temperatura.....	25
3.2 Fatores que influenciam as variações da temperatura	27
3.3 O ciclo diurno da temperatura.....	34
4 Umidade do ar	
4.1 A água.....	37
4.2 Umidade.....	39
4.3 Formas de condensação.....	46
5 Estabilidade atmosférica, nuvens e precipitação	
5.1 Lei dos gases ideais	49
5.2 Primeira lei da termodinâmica.....	49
5.3 Mecanismos de levantamento do ar	51
5.4 Estabilidade estática.....	52
5.5 Nuvens.....	54
5.6 Precipitação	55
5.7 Medidas de precipitação.....	56
6 Pressão atmosférica e ventos	
6.1 Pressão atmosférica	59
6.2 Ventos	63
6.3 Forças que influenciam os ventos.....	65
6.4 Ventos acima da camada-limite planetária	69
6.5 Ventos em superfície	71
6.6 Movimento vertical	72
7 Dados atmosféricos	
7.1 Tipos de observação	75
7.2 Utilização das observações ambientais.....	83

8 Circulação geral da atmosfera	
8.1 Escalas do movimento atmosférico	85
8.2 Circulação global.....	85
8.3 Campos médios de pressão e ventos observados na atmosfera real.....	89
8.4 Ventos de oeste em altos níveis nas latitudes médias.....	90
8.5 Circulações locais.....	94
8.6 Circulações com variações sazonais: monções	95
8.7 Interação oceano-atmosfera	97
9 Sistemas atmosféricos	
9.1 Massas de ar.....	101
9.2 Frentes	102
9.3 Ciclones.....	106
9.4 Anticíclones.....	114
9.5 Tempestades severas.....	116
10 Poluição atmosférica	
10.1 Tipos e fontes de poluentes atmosféricos	121
10.2 Ozônio na troposfera.....	124
10.3 Ozônio na estratosfera.....	124
10.4 Fatores atmosféricos que afetam a poluição.....	127
10.5 Poluição atmosférica e ambientes urbanos	129
11 Classificação climática	
11.1 Definição de tempo e clima.....	131
11.2 Fatores ou controles climáticos.....	131
11.3 Modelos de classificação climática.....	133
12 Previsão de tempo e clima	
12.1 Breve histórico	145
12.2 Princípios da previsão de tempo e clima	146
12.3 Etapas da previsão de tempo e clima.....	146
12.4 Tipos de modelo.....	149
12.5 Previsão de tempo.....	149
12.6 Previsão de clima	151
13 Mudanças climáticas	
13.1 Causas naturais das mudanças climáticas.....	155
13.2 Causas antropogênicas das mudanças climáticas (fator interno)	162
13.3 Mudanças observadas no clima.....	165
13.4 Projeções do clima futuro.....	166
13.5 O mundo e as mudanças climáticas.....	170
Referências bibliográficas	173
Sobre os autores	181

1

Atmosfera terrestre

Neste primeiro capítulo, será visto que a atmosfera terrestre é formada por uma camada de gases e como eles evoluíram ao longo da história do planeta. Também se verá que a concentração dos gases na atmosfera varia com a altura, assim como a temperatura do ar, o que caracteriza a estrutura vertical da atmosfera. Além disso, será mostrada a camada da atmosfera mais importante para o estudo do tempo e do clima do planeta.

1.1 Composição

A Tab. 1.1 ilustra as concentrações médias de gases numa atmosfera seca, ou seja, na ausência de vapor d'água e sob condições normais de temperatura e pressão encontradas ao nível médio do mar (NMM). O gás nitrogênio (N_2) ocupa aproximadamente 78% do volume total da atmosfera seca, e o gás oxigênio (O_2), cerca de 21%. Essas quantidades de nitrogênio e oxigênio na atmosfera são relativamente constantes próximo à superfície da Terra, sendo esses gases denominados permanentes, assim como o argônio (Ar), o neônio (Ne), o hélio (He), o hidrogênio (H_2) e o xenônio (Xe). Por outro lado, as concentrações de alguns gases que compõem a atmosfera não são constantes ao longo do tempo ou do espaço. Gases como o vapor d'água (H_2O) e o ozônio (O_3) podem variar significativamente de lugar para lugar ou de um dia para outro, sendo, portanto, chamados de gases variáveis. Como têm concentrações muito pequenas, também recebem o nome de gases-traço.

O vapor d'água é um gás de extrema importância, e sua concentração está relacionada com a temperatura do ar e a disponibilidade de água na superfície terrestre, possuindo, portanto, composição variável na atmosfera. Em regiões tropicais, como na floresta amazônica, pode chegar a 4% do volume total dos gases atmosféricos, mas nas regiões frias, como na Antártica, fica abaixo de 1%. Quando o vapor d'água passa para o estado líquido, num processo denominado condensação, formam-se pequenas gotas de água.

Tab. 1.1 Composição da atmosfera seca próxima à superfície da Terra

Gás	Volume (ar seco) (%)
Nitrogênio (N_2)	78,08
Oxigênio (O_2)	20,94
Argônio (Ar)	0,93
Dióxido de carbono (CO_2)	0,03 (variável)
Neônio (Ne)	0,0018
Hélio (He)	0,0005
Ozônio (O_3)	0,00001 (variável)
Hidrogênio (H_2)	0,00005
Criptônio (Kr)	Indícios
Xenônio (Xe)	Indícios
Metano (CH_4)	Indícios

Fonte: adaptado de Ayoade (1991).

Quando muda de fase para o estado sólido, sem passar pela fase líquida, num processo denominado ressубlimação ou deposição, formam-se pequenos cristais de gelo. Tanto as gotas de água quanto os cristais de gelo são visíveis, possibilitando a observação de nuvens e nevoeiros. A condensação e a deposição são processos importantes para a conversão de energia na atmos-

mica dos gases ou suas propriedades elétricas. Antes de analisar esses critérios, porém é preciso entender como a pressão e a densidade do ar variam com a altura. Essas duas variáveis serão vistas com mais detalhes no Cap. 6, sendo alguns conceitos básicos apresentados a seguir.

A atmosfera está presa ao planeta em virtude de sua força de gravidade ou força peso, definida da seguinte forma:

$$\text{Peso} = \text{massa} \times \text{aceleração da gravidade} \quad (1.2)$$

A densidade do ar é determinada pela quantidade de massa num determinado volume, ou seja:

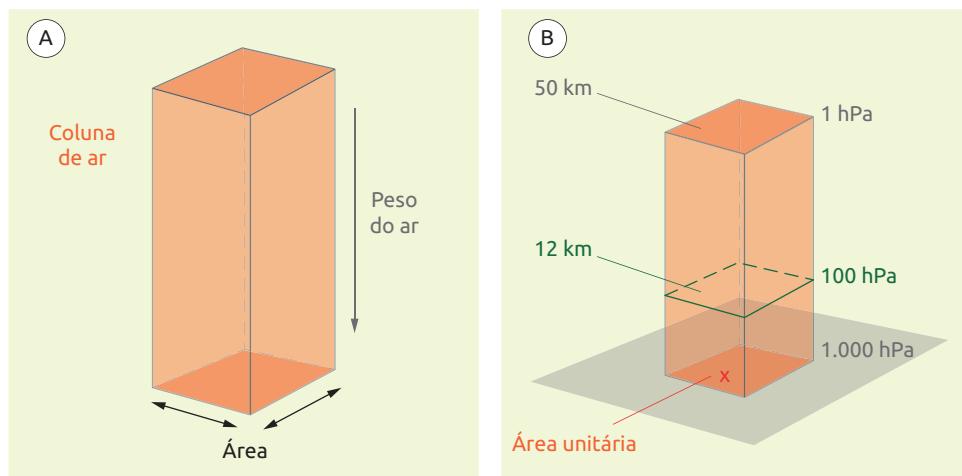
$$\text{Densidade} = \frac{\text{massa}}{\text{volume}} \quad (1.3)$$

Como as moléculas de ar estão mais comprimidas próximo à superfície, ficando cada vez mais espalhadas à medida que se sobe em direção ao espaço, as maiores densidades do ar estão perto da superfície, diminuindo rapidamente com a altura nos primeiros quilômetros e, depois, mais lentamente.

A pressão é definida como a força aplicada numa determinada área, ou seja:

$$\text{Pressão} = \frac{\text{força}}{\text{área}} \quad (1.4)$$

A pressão atmosférica é a força exercida pelo peso do ar sobre uma determinada área (Fig. 1.1). Em Meteorologia, é comum usar a unidade hectopascal (hPa), definida como a força de 100.000 N exercida em uma superfície de 1 m². O valor padrão da pressão atmosférica ao NMM é de 1.013,25 hPa. Tradicionalmente, entretanto, utilizava-se a unidade milibar (mb ou mbar; 1 mb = 1 hPa), que ainda é encontrada em centros operacionais e alguns textos da área.



Como o número de moléculas diminui com a altura, o mesmo ocorre com o peso exercido por essas moléculas numa determinada coluna. Assim, a pressão atmosférica, bem como a densidade, sempre diminui com a altura, decrescendo rapidamente nos primeiros quilômetros e depois mais lentamente, como pode ser visto na Fig. 1.2.

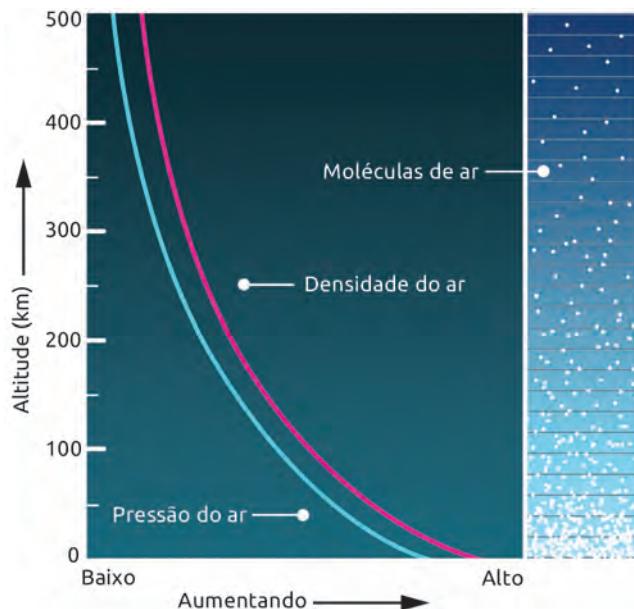


Fig. 1.2 Variação da densidade e da pressão atmosférica com a altitude
Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

O perfil vertical da temperatura do ar, no entanto, é um pouco mais complexo. Ao observar a Fig. 1.3, verifica-se que a temperatura ora diminui, ora aumenta com a altura. Com base nessa variação, pode-se dividir a atmosfera em quatro camadas na vertical.

A primeira camada, mais próxima à superfície, é denominada troposfera (do grego *tropein*, que significa mistura). É nela que os meteorologistas realizam

Fig. 1.1 (A) Definição de pressão atmosférica e (B) sua variação com a altura

2

Radiação solar e terrestre e o balanço de energia global

Neste capítulo, será visto que o Sol é a principal fonte de energia para os processos atmosféricos. A energia do Sol chega à Terra na forma de radiação eletromagnética e vários processos ocorrem à medida que a radiação interage com a atmosfera e com a superfície terrestre. Esses processos são importantes para explicar alguns fenômenos óticos que ocorrem na atmosfera e o efeito estufa, entre outros fenômenos. Neste capítulo também será abordado o balanço de energia global.

2.1 Energia e suas formas

Energia é, por definição, a capacidade de um sistema realizar trabalho ou executar uma ação. Imagine-se um homem exercendo uma força sobre uma bola de boliche ao longo de um pequeno percurso. O trabalho realizado por ele é que fará com que a bola role na pista. É possível dizer que, com o trabalho do homem, a bola passou a ter energia. Assim, trabalho pode ser definido como o resultado da ação de uma força ou do consumo de energia que causará deslocamento de matéria. Há várias formas de energia, sendo as principais a potencial, a cinética e a radiante, que neste livro receberá o nome genérico de radiação eletromagnética.

A energia potencial gravitacional é relativa à posição de um objeto no campo gravitacional terrestre. Quanto mais distante do centro da Terra, maior a energia potencial do objeto. Por exemplo, uma parcela de ar que está a 1 km de altura tem energia potencial gravitacional maior do que uma parcela de ar de mesma massa que está a 100 m de altura.

A energia cinética, por sua vez, é relativa ao movimento de um objeto. Assim, quanto maior a velocidade de um objeto de massa constante, maior sua energia cinética. As moléculas e átomos que compõem o ar, por exemplo, estão em constante movimento, em todas as direções e com diferentes velocidades. A energia total das partículas que compõem uma parcela de ar, devido a esses movimentos aleatórios, é chamada de *energia térmica*. A medida da energia ciné-

tica média dos átomos e moléculas é definida como temperatura. Partículas que se movem mais rápido têm maior energia cinética, ou seja, quanto maior a temperatura de um material, mais rápido se movem as partículas. Energia térmica é, na realidade, energia cinética, e a distinção de nomenclatura deve-se à escala dos objetos em estudo: a energia cinética está associada aos corpos macroscópicos, e a energia térmica, aos microscópicos.

A energia não pode ser criada ou destruída, mas pode ser transformada, isto é, pode haver conversão entre suas diversas formas, como ilustrado na Fig. 2.1, que mostra um exemplo de conversão de energia potencial em energia cinética numa montanha russa. Assim, a energia total de um sistema é conservada.

No Brasil, costuma-se usar a escala de temperatura grau Celsius ($^{\circ}\text{C}$), denominada assim em homenagem ao astrônomo sueco Anders Celsius (1701-1744), que foi o primeiro a propô-la, em 1742. Essa escala de temperatura possui dois pontos importantes: o ponto de congelamento da água pura, que corresponde ao valor zero, e o ponto de ebulição, que equivale ao valor 100, observados a uma pressão atmosférica padrão ao nível médio do mar (NMM), também chamada de pressão

Tab. 2.1 Valores dos albedos para diversas superfícies

Terra	escura e úmida	0,05
	clara e seca	0,40
	Areia	0,15-0,45
Grama	longa	0,16
	curta	0,26
	Culturas agrícolas	0,18-0,25
	Tundra	0,18-0,25
Floresta	transitória	0,15-0,20
	conífera	0,05-0,15
Água	ângulo zenital pequeno	0,03-0,10
	ângulo zenital grande	0,01-1,00
Neve	antiga	0,40
	fresca	0,95
Gelo	marítimo	0,30-0,45
	glaciares	0,20-0,40
Nuvens	espessas	0,60-0,90
	finas	0,30-0,50

Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

2.3 Balanço de energia global

O tempo e o clima são determinados pela quantidade e distribuição da radiação solar que atinge a Terra. O balanço de energia considera as quantidades de energia que entram e que saem do sistema Terra, definido neste livro como a superfície terrestre e a atmosfera. Para um clima em equilíbrio, a energia que sai do sistema Terra deve ser necessariamente igual àquela que entra. Caso contrário, ele pode resfriar, se a quantidade de energia que entra for menor do que a que sai, ou aquecer, se a quantidade de energia que entra for maior do que a que sai. Para realizar o balanço de energia global, são consideradas três regiões-limite: o topo da atmosfera, a atmosfera e a superfície. Ao chegar ao topo da atmosfera terrestre, a radiação solar pode ser espalhada ou refletida pelas nuvens e aerosóis ou ainda ser absorvida pela atmosfera. A radiação transmitida (ou seja, aquela que consegue “atravessar” a atmosfera) pode ser, então, ou absorvida, ou refletida pela superfície da Terra.

A radiação solar absorvida pela superfície é, assim, distribuída em calor sensível, calor latente (considerando as diferentes fases da água) e condução de calor no solo. A superfície da Terra aquecida também emite radiação.

O balanço de energia pode ser entendido da seguinte forma: se cem unidades de energia solar atingem o topo da atmosfera terrestre (Fig. 2.8), aproximadamente 30% dessa radiação volta para o espaço como radiação de onda curta (albedo planetário) – 6% espalhada pela atmosfera, 20% refletida pelas nuvens e 4% refletida pela superfície da Terra. A atmosfera

absorve 19% da radiação solar, restando 51% dessa radiação para ser absorvida pela superfície terrestre, ou seja, 51% da radiação solar foi transmitida através da atmosfera, conseguindo atingir a superfície.

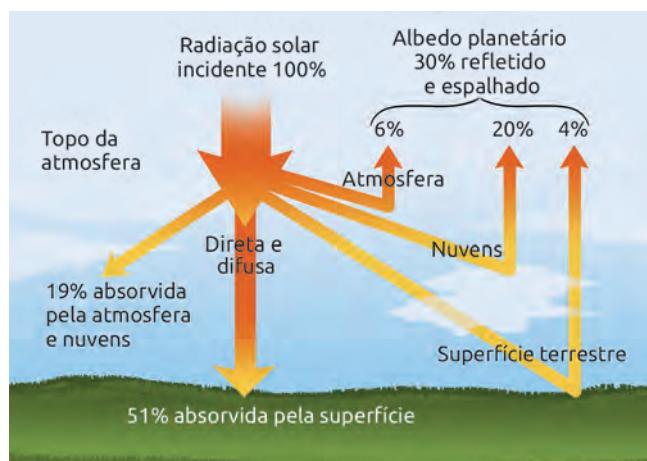


Fig. 2.8 Interação da atmosfera e da superfície terrestre com a radiação solar

Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

Na Fig. 2.9, observa-se que, dessas 51 unidades de radiação solar transmitidas que atingem a superfície, 23 são utilizadas na evaporação da água (transformação de energia solar em calor latente), e 7, nos processos de condução e convecção. Sobrariam, então, 21 unidades para serem armazenadas na superfície e emitidas na forma de radiação infravermelha. Entretanto, a superfície terrestre emite 117 unidades. Isso ocorre porque, além da radiação solar que recebe durante o dia, a superfície recebe continuamente radiação infravermelha da atmosfera, tanto de dia quanto de noite. Da energia emitida pela superfície da Terra, a atmosfera permite que apenas seis unidades a atravessem.

A maior parte, 111 unidades, é absorvida principalmente pelos gases de efeito estufa e pelas nuvens. Dessa absorção, 96 unidades são reemitidas para a superfície (efeito estufa), completando as 147 unidades absorvidas (51 da radiação solar e 96 da radiação emitida pela atmosfera). Assim, as 147 unidades de energia emitida pela superfície da Terra ficam平衡adas pelas 147 unidades de energia absorvida.

Apesar de o Sol emitir quase constantemente a mesma quantidade de energia, observam-se variações de temperatura tanto ao longo de um dia quanto ao longo de um ano. No próximo capítulo, será visto como os movimentos de translação e de rotação da Terra estão associados a essas variações na temperatura. Também será mostrado que a temperatura em um determinado local depende de diferentes fatores, como latitude, altitude e proximidade com corpos d'água.

3

Temperatura

No Cap. 2, foi visto que a quantidade de energia emitida pelo Sol praticamente não se altera. Entretanto, variações na temperatura do ar ocorrem tanto ao longo de um dia quanto ao longo de um ano. Tais variações estão associadas aos movimentos de translação e rotação da Terra, mas outros fatores também influenciam a temperatura de um determinado local, como a latitude, a altitude, a proximidade com corpos d'água e as circulações oceânicas e atmosféricas, como veremos neste capítulo.

3.1 Medidas da temperatura

A medição da temperatura do ar é feita com termômetros comuns, de mercúrio ou álcool, ou por meio de dispositivos elétricos, como os termopares. O princípio de funcionamento dos termômetros baseia-se na propriedade dos materiais de expandir-se ou contrair-se com a temperatura. Quando adquirem calor, aumentam de temperatura, dilatam-se e aumentam de volume, porém, quando perdem calor, ocorre o contrário.

Os termômetros normalmente fornecem o valor instantâneo da temperatura. A leitura deve ser realizada conforme mostrado na Fig. 3.1A. Para o termômetro de mercúrio, a direção do olhar deve coincidir com a linha tangente à parte superior do menisco, uma vez que este é convexo (Fig. 3.1B, lado esquerdo). Já para o termômetro de álcool, a direção do olhar deve coincidir com a linha tangente à parte

inferior do menisco, tendo em vista que este é côncavo (Fig. 3.1B, lado direito).

Os meteorologistas utilizam termômetros de máxima e de mínima para medir as variações temporais das temperaturas atingidas pelo ar em um determinado dia, a mais elevada e a mais baixa, respectivamente. O termômetro de máxima é um termômetro de mercúrio que possui, próximo ao bulbo, um estrangulamento que permite a passagem do mercúrio quando este se expande em virtude do aumento da temperatura, mas impede seu retorno quando a temperatura diminui. Assim, a temperatura lida nesse

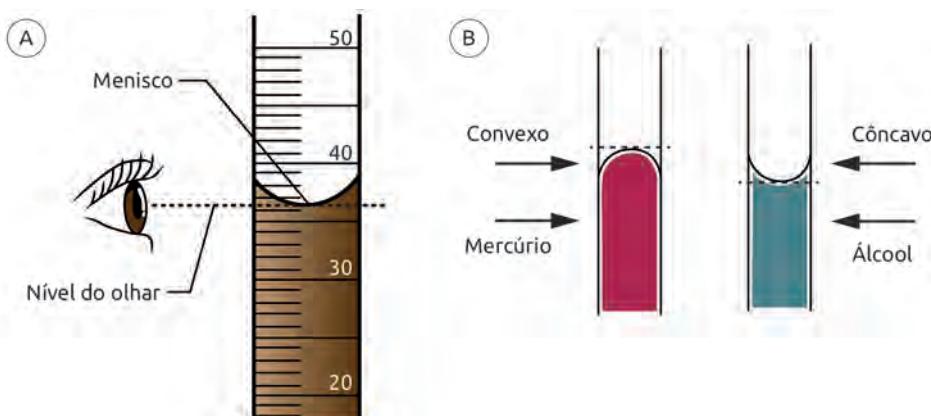


Fig. 3.1 Leitura dos termômetros de mercúrio e de álcool

Fonte: adaptado de *Medição...* (s.d.).

3.2.4 Efeito da continentalidade

A influência dos oceanos e continentes na distribuição espacial da temperatura pode ser entendida por meio da Fig. 3.11. Nos meses de inverno, os continentes são mais frios do que os oceanos numa mesma latitude, e, nos meses de verão, os continentes são mais quentes. Isso pode ser explicado pelo fato de a atmosfera ser aquecida a partir das camadas de ar próximas à superfície do planeta, isto é, de baixo para cima. Assim, o tipo de superfície afetará a temperatura do ar. Os continentes possuem capacidade térmica menor do que a da água. Considerando a radiação solar incidente numa mesma latitude, os continentes aquecem-se e resfriam-se mais rapidamente do que os oceanos. A água tem calor específico – quantidade de calor necessária para elevar em 1 °C uma massa de 1 g de substância – muito maior do que a terra. Por essa razão, as variações de temperatura na água são menores do que nos continentes. Além do mais, a água é relativamente transparente, permitindo que a radiação solar atinja profundidades consideráveis, ao passo que a terra é opaca, e a radiação solar é absorvida apenas nos primeiros centímetros da superfície. Outro motivo é que, sobre uma superfície de água, parte do calor fornecido pode ser utilizado na evaporação. Quanto maior a quantidade de vapor na atmosfera, menos energia escapa para fora da atmosfera terrestre e há menor redução de temperatura. Outro processo a ser considerado é que a água também é um fluido e pode ser misturada tanto hori-

zontalmente quanto verticalmente, podendo levar energia de uma região para outra. Tudo isso explica a variação da temperatura do ar, que é maior sobre uma superfície de terra e menor sobre uma superfície de água.

3.2.5 Correntes oceânicas

As correntes oceânicas são movimentos quase horizontais do sistema de circulação das águas do oceano produzidos por ação dos ventos na superfície do mar. São semelhantes aos ventos na atmosfera, pois transferem quantidades significativas de calor das áreas equatoriais para os polos, e, portanto, desempenham um papel importante no clima global, mais diretamente nas regiões costeiras. Além disso, as correntes oceânicas influenciam a circulação atmosférica (e vice-versa), interferindo nos elementos climáticos, tais como temperatura, nebulosidade e precipitação.

O transporte de calor para os polos realizado pelas correntes oceânicas quentes compensa o ganho de radiação em baixas latitudes e o deficit em altas latitudes. Essas correntes normalmente se movem em direção aos polos no setor oeste dos oceanos, a leste dos continentes. As correntes quentes contribuem para o aumento da evaporação da água do mar, a qual é a principal fonte de umidade para a atmosfera. Esse é o caso da corrente do Brasil, no oceano Atlântico (Fig. 3.14). Por outro lado, as correntes frias normalmente se movem em direção ao equador no setor leste dos oceanos, à margem oeste dos continentes, como é

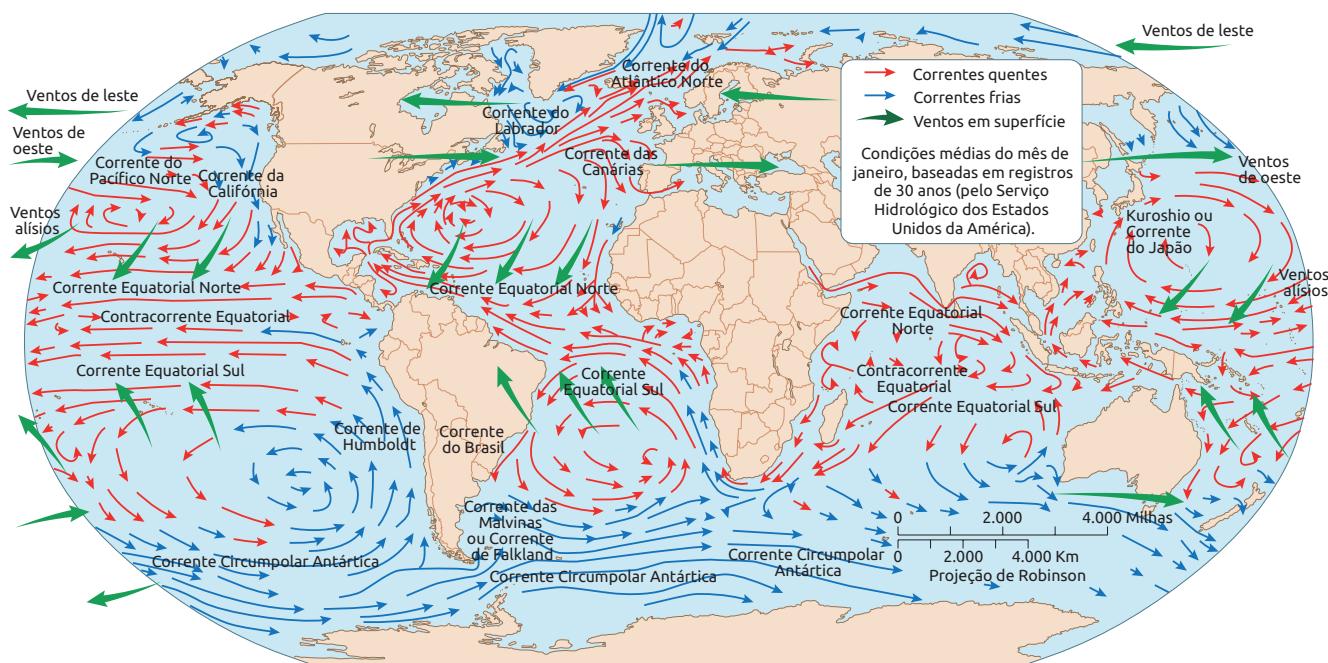


Fig. 3.14 Principais correntes oceânicas ao redor do globo

Fonte: adaptado de Gordon (2011).

4

Umidade do ar

Neste capítulo, será visto que a umidade do ar está relacionada à quantidade de vapor d'água na atmosfera. Como abordado no Cap. 1, o vapor d'água é um dos principais gases do efeito estufa e, portanto, está relacionado à temperatura do ar, tendo como principal fonte as superfícies dos oceanos. Também será abordada a importância do vapor d'água na distribuição global de água (ciclo hidrológico) e as diferentes estimativas e medições da umidade do ar.

4.1 A água

A água é imprescindível para a vida na Terra. Ela cobre mais de 70% da superfície do planeta e é a única substância que existe nas fases gasosa, líquida e sólida dentro das temperaturas e pressões observadas na Terra. Cada molécula de água é composta de dois átomos de hidrogênio e um átomo de oxigênio, estruturados como exibido na Fig. 4.1.

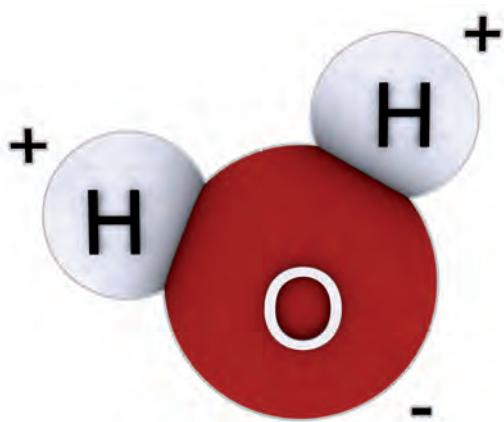


Fig. 4.1 Molécula de água

Fonte: adaptado de It's Just... (s.d.).

Quando duas moléculas de água se aproximam, o lado positivo de uma é atraído pelo lado negativo da outra, gerando uma interação química denominada ponte de hidrogênio (Fig. 4.2), ou seja, o átomo de oxigênio de uma molécula de água se liga ao átomo de hidrogênio da outra.

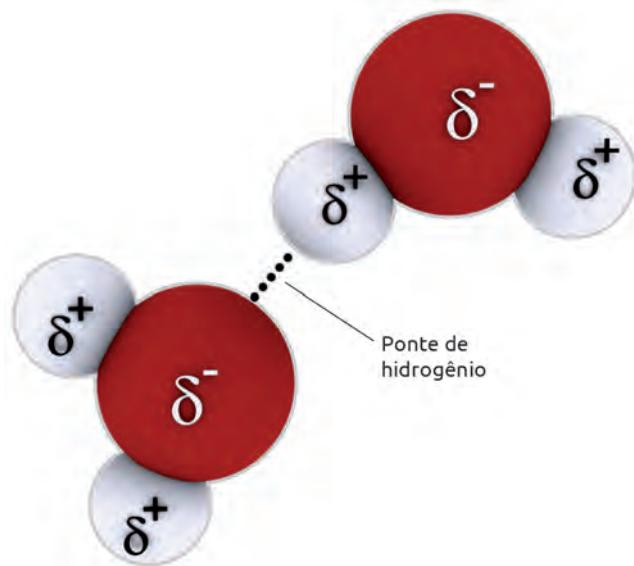


Fig. 4.2 Ponte de hidrogênio entre duas moléculas de água

Fonte: adaptado de Ponte... (s.d.).

Essa interação é responsável pela alta capacidade térmica, pela tensão superficial e pelo alto ponto de ebulição da água. A ligação por ponte de hidrogênio também explica por que o gelo flutua na água. À medida que ela é resfriada ao seu ponto de solidificação, a presença das ligações de ponte de hidrogênio leva à

a temperatura mínima que será alcançada na próxima madrugada e se haverá formação de orvalho ou geada. Quanto menor for a temperatura de ponto de orvalho, menor será a temperatura mínima esperada, considerando uma noite com ventos calmos e céu sem nuvens. Isso acontece porque, com menor quantidade de vapor d'água na atmosfera, menor será a absorção de radiação terrestre pela atmosfera durante a noite, e, portanto, menor a temperatura mínima a ser atingida.

A diferença entre a temperatura do ar e a temperatura de ponto de orvalho também fornece uma estimativa da umidade relativa. Quanto maior for essa diferença, menor será a umidade relativa, e vice-versa. Quando as temperaturas do ar e de ponto de orvalho forem iguais, a umidade relativa será de 100%. Entretanto, é necessário interpretar novamente o significado da umidade relativa. Uma massa de ar polar com temperatura de -2°C e temperatura de ponto de orvalho/congelamento de -2°C terá uma umidade relativa de 100%. Ao mesmo tempo, uma massa de ar desértica com temperatura de 35°C e temperatura de ponto de orvalho de 10°C terá uma umidade relativa de 21%. Apesar de a massa de ar no deserto possuir umidade relativa menor, seu conteúdo de vapor d'água é maior do que o da massa de ar polar, pois sua temperatura de ponto de orvalho é maior. Assim, a massa de ar do deserto tem umidade absoluta, umidade específica e razão de mistura maiores do que a massa de ar polar.

4.2.2 Medindo a umidade

O instrumento mais comum para medir a umidade relativa é o psicrômetro (Fig. 4.9), que consiste em dois termômetros idênticos montados lado a lado: o termômetro de bulbo seco, que fornece a temperatura do ar, e o termômetro de bulbo úmido. O termômetro de bulbo úmido tem um pedaço de musselina, tecido muito leve e transparente, amarrado em torno do bulbo. Para usar o psicrômetro, o tecido é molhado e exposto a uma corrente de ar contínua, o instrumento é girado (psicrômetro giratório) ou uma corrente de ar é forçada através dele. A temperatura vai diminuindo em virtude da retirada de calor pela evaporação da água da musselina. Quando a temperatura atinge seu valor mínimo (e estacionário), lê-se a temperatura de bulbo úmido. Portanto, a temperatura de bulbo úmido é a menor temperatura que pode ser atingida considerando apenas esse processo de evaporação. Quanto mais seco o ar, maior o resfriamento. A umidade relativa é calculada pela diferença entre as tempera-

turas de bulbos seco e úmido, denominada *depressão do bulbo úmido*. Assim, quanto maior essa diferença, menor a umidade relativa, e vice-versa. Se o ar estiver saturado, nenhuma evaporação ocorrerá e os dois termômetros terão leituras idênticas.



Fig. 4.9 Psicrômetro

Fonte: LABCAA (s.d.).

A Tab. 4.6 pode ser usada para estimar a umidade relativa com base na medição das temperaturas de bulbo seco e de bulbo úmido. Considerando um exemplo para São Paulo (SP), que possui pressão atmosférica média de 930 hPa (pressão ao nível da estação meteorológica), suponha-se que as leituras tenham sido:

- temperatura de bulbo seco = 27°C ;
- temperatura de bulbo úmido = 20°C .

A depressão de bulbo úmido, ou seja, a diferença entre as temperaturas de bulbo seco e de bulbo úmido, será de $27 - 20 = 7^{\circ}\text{C}$. Assim, a umidade relativa será de 53%.

Outro instrumento utilizado na medição de umidade é o higrômetro de cabelo. O cabelo humano e o pelo da crina de cavalo têm a propriedade de se esticar com o aumento da umidade e se contrair com seu decréscimo, sendo utilizados também em termo-higrógrafos como o da Fig. 4.10.

5

Estabilidade atmosférica, nuvens e precipitação

Este capítulo aborda a estabilidade da atmosfera e o processo de formação das nuvens e da precipitação. No que diz respeito à estabilidade da atmosfera, fisicamente, o conceito de estabilidade está relacionado à propriedade de um corpo de tender a retornar à sua posição inicial quando deslocado verticalmente. Será visto que a estabilidade atmosférica é determinada pela diferença entre a temperatura de uma parcela de ar e a temperatura da atmosfera ao seu redor (ambiente), e que ela está associada aos mecanismos de formação de nuvens e dispersão de poluentes na atmosfera. Também será visto que há duas formas de variar a temperatura da parcela: sem trocas de calor entre a parcela e o ambiente (processo adiabático) e trocando calor com o ambiente (processo diabático).

5.1 Lei dos gases ideais

A pressão, o volume e a temperatura de qualquer material podem ser relacionados por uma equação de estado. Todos os gases seguem aproximadamente a mesma equação de estado, a qual é referida como equação do gás ideal. Na maioria dos estudos em Meteorologia, assume-se que os gases atmosféricos obedecem à lei dos gases ideais, que pode ser escrita como:

$$p \cdot V = m \cdot R \cdot T \quad (5.1)$$

em que p é a pressão (Pa), V é o volume (m^3), m é a massa (kg), T é a temperatura absoluta do gás (K) e R é a constante do gás para 1 kg de gás. Como $m/V = \rho$, sendo ρ a densidade do gás, a equação também pode ser escrita da seguinte forma:

$$\rho \cdot V = \rho \cdot R \cdot T \quad (5.2)$$

Para uma unidade de massa (1 kg) de gás, $m = 1$ e, portanto, é possível reescrever a Eq. 5.1 como:

$$p \cdot \alpha = R \cdot T \quad (5.3)$$

em que α é igual a $1/\rho$ e corresponde ao volume específico do gás, isto é, o volume ocupado por 1 kg de gás em uma dada pressão (p) e temperatura (T).

A seguir, será visto como variações no volume de uma parcela de ar podem ser associadas às variações da temperatura.

5.2 Primeira lei da termodinâmica

A estabilidade atmosférica descreve como a atmosfera se comporta quando uma parcela de ar é deslocada verticalmente. Para entender esse conceito, é preciso antes familiarizar-se com alguns princípios.

A primeira lei da termodinâmica baseia-se num princípio fundamental da Física, o de conservação de energia, segundo o qual a energia não pode ser criada nem destruída, ela se transforma. Ela pode ser interpretada da seguinte forma: caso se adicione calor à parcela de ar, uma parte é utilizada para a realização de trabalho, e a outra, para a mudança de temperatura. Essa lei é expressa da seguinte forma:

$$\Delta H = P \cdot \Delta \alpha + c_V \cdot \Delta T \quad (5.4)$$

em que:

P = pressão atmosférica;

c_V = calor específico do ar, supondo um processo com volume constante.

O sistema clássico de classificação de nuvens baseia-se em *formas*, com as seguintes categorias:

- *cirrus*: nuvens finas compostas de cristais de gelo;
- *stratus*: nuvens em camadas;
- *cumulus*: nuvens isoladas, com contornos bem definidos e base achatada, formadas pelo processo de convecção;
- *nimbus*: nuvens que produzem chuva.

As nuvens também são classificadas pela altura de sua base (Tab. 5.1), podendo ser uma composição da classificação anterior, e recebem abreviaturas (Fig. 5.7):

- *nuvens altas*: *cirrus* (Ci), *cirrostratus* (Cs) e *cirrocumulus* (Cc);
- *nuvens médias*: *altostratus* (As) e *altocumulus* (Ac);
- *nuvens baixas*: *cumulus* (Cu), *stratus* (St), *stratocumulus* (Sc) e *nimbostratus* (Ns);
- *nuvens convectivas ou com desenvolvimento vertical*: *cumulus* (Cu) e *cumulonimbus* (Cb).

Tab. 5.1 Altura média das bases das nuvens nas diferentes regiões do planeta

Altura da base da nuvem	Região tropical (km)	Região temperada (km)	Região polar (km)
Baixa	Superfície a 2	Superfície a 2	Superfície a 2
Média	2 a 8	2 a 7	2 a 4
Alta	6 a 18	5 a 13	3 a 8

Fonte: adaptado de Antas e Alcântara (1969).

5.6 Precipitação

Já se aprendeu que uma nuvem é um conjunto de gotículas d'água ou cristais de gelo, ou ambos, em suspensão na atmosfera. As gotículas d'água, também chamadas de gotículas de nuvem, possuem diâmetro médio de 0,02 mm. A união de várias dessas gotículas forma a gota de chuva. Existem dois processos responsáveis pelo crescimento das gotículas de nuvem de forma que tenham massa suficiente para vencer a força de flutuação térmica e precipitar:

- crescimento por condensação;
- crescimento por colisão e coalescência.

5.6.1 Crescimento por condensação

A formação de gotículas de nuvem começa com o resfriamento adiabático de uma parcela de ar ascendente, levando à saturação e à condensação do vapor d'água, inicialmente, sobre os núcleos de condensação e, depois, sobre a própria gotícula de nuvem. Entretanto, esse processo só acontece até a gotícula atingir um raio de aproximadamente 20 µm (micrômetros), não

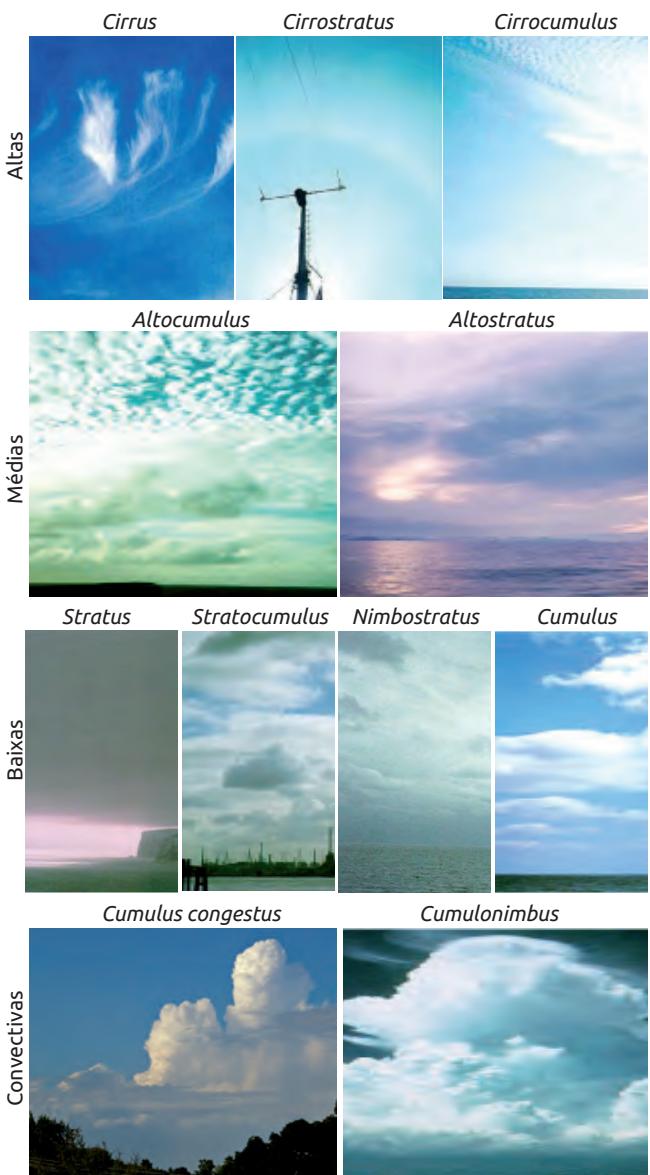


Fig. 5.7 Classificação de nuvens

Fonte: Inmet (s.d.-d) e Bidgee (CC BY-SA 3.0) (<https://goo.gl/y59FJ5>).

sendo suficiente para produzir precipitação, ou seja, gotas com diâmetro maior do que 1 mm. Portanto, o processo de condensação por si só não é capaz de promover a ocorrência de precipitação, pois são formadas gotículas pequenas que não conseguem vencer a força de flutuação térmica.

5.6.2 Crescimento por colisão e coalescência – nuvens quentes

A maior parte das nuvens baixas nos trópicos são nuvens quentes, isto é, seus topo possuem temperaturas maiores do que 0 °C. Nesse tipo de nuvem, os processos de colisão e coalescência são os responsáveis pelo crescimento das gotículas de nuvem. As gotas dentro de uma nuvem têm tamanhos distintos e, portanto, diferentes velocidades terminais (velo-

6

Pressão atmosférica e ventos

Este capítulo aborda a pressão atmosférica e como essa grandeza varia verticalmente e horizontalmente. Também são estudadas as forças que originam os ventos em superfície e em altitude e que neles interferem, e como ocorrem os movimentos verticais na atmosfera. Esses movimentos são responsáveis pela formação de diferentes sistemas atmosféricos, que serão discutidos no Cap. 7.

6.1 Pressão atmosférica

A pressão atmosférica equivale à pressão exercida pelo peso da coluna de ar sobre uma dada superfície, ou seja, representa o peso que a atmosfera exerce por unidade de área. Como a força gravitacional – força de atração exercida pela Terra em relação a um corpo – favorece uma maior concentração das moléculas de ar em direção à superfície terrestre, a atmosfera é mais densa perto dela (Fig. 6.1).

Para o estudo da pressão atmosférica, é importante recordar o conceito de *densidade*, que é dada pela quantidade de massa num determinado volume.

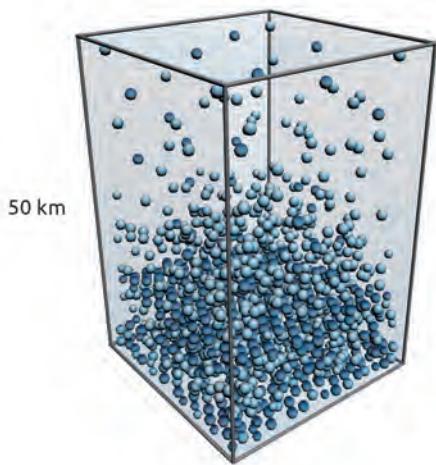


Fig. 6.1 Concentração das moléculas de ar em direção à superfície terrestre

Fonte: adaptado de Aguado e Burt (2010).

Imagine-se a existência de linhas horizontais cortando a Fig. 6.1. Nessa situação, mais moléculas seriam encontradas sobre a linha mais próxima da superfície (maior densidade) e menos sobre a linha em maior altitude (menor densidade).

A pressão atmosférica é, então, o peso exercido por uma coluna atmosférica acima de uma determinada superfície. A força peso (em newton, N) é dada pelo produto entre a massa (kg) e a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$). Assumindo que essa coluna tenha área de $1\ m^2$, a pressão possui a unidade $[kg\ m\ s^{-2}/m^2] = [N/m^2] = [Pa]$ (pascal). Inicialmente, a unidade adotada para a pressão era o milibar (mb ou mbar), mas ela tem sido substituída, pela convenção internacional, pelo pascal. Como $1\ Pa = 100\ mb$, neste livro será adotada a unidade hPa (hectopascal, sendo hecto = 100). Além disso, as condições padrão de temperatura e pressão adotam os valores de $273,15\ K$ ($0\ ^\circ C$) e $101.325\ Pa$ ($= 101,325\ kPa = 1.013,25\ hPa = 1,01325\ bar = 1.013,25\ mbar = 1\ atm = 760\ mmHg$) ao nível médio do mar (NMM).

Em 1643, Evangelista Torricelli (1608-1647), um estudante do famoso cientista Galileu, inventou o primeiro instrumento para medir a pressão atmos-

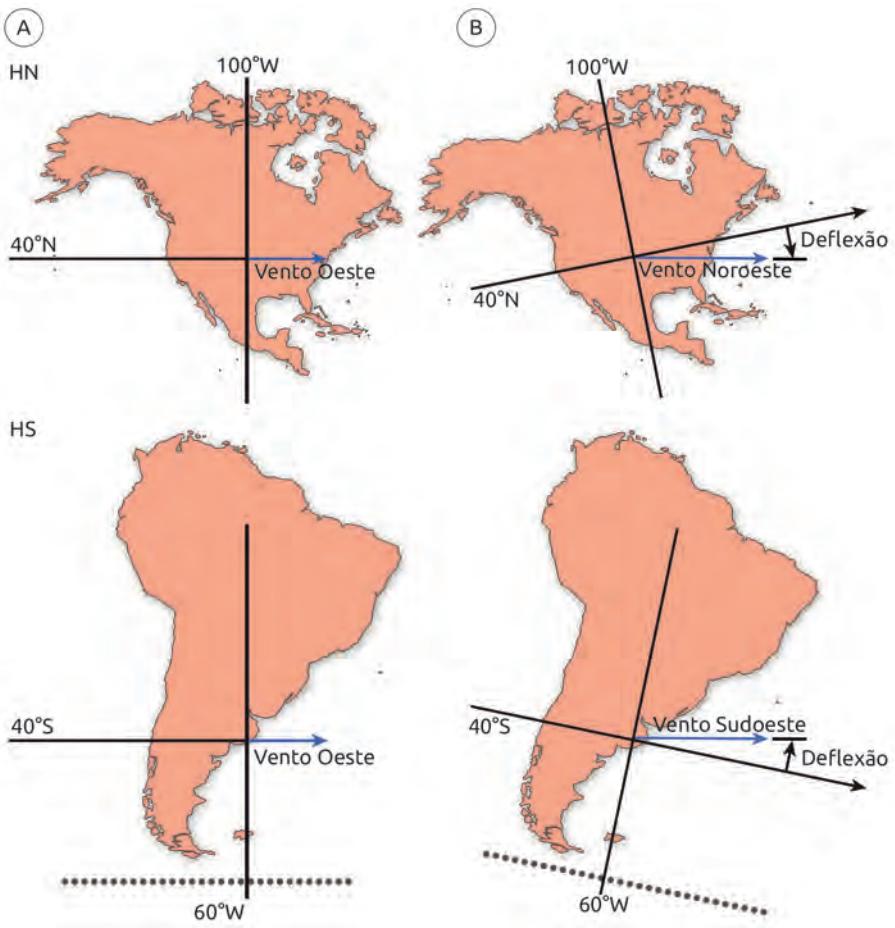


Fig. 6.17 Deflexão no vento de oeste produzida pelo efeito de Coriolis. Para facilitar a interpretação da figura, observe-se a posição dos paralelos e meridianos (A) no instante inicial e (B) depois de decorridas algumas horas

Fonte: adaptado de Grimm (1999b).

Ao contrário do que diz a crença popular, a FC não faz a água girar no ralo da piscina. Para que essa força seja perceptível, são necessárias pelo menos algumas horas de movimento. Esse tipo de efeito pode ser visto em fenômenos de mesoescala, como brisas, ou de escala maiores, como ciclones e anticiclones (ver Cap. 8).

6.4 Ventos acima da camada-limite planetária

Já foi mostrado que a FGP horizontal é a única força que gera os ventos e que a FC influencia somente a direção do vento. Agora, essas duas forças serão examinadas para entender como produzem os ventos acima da camada-limite planetária (CLP, uma camada de aproximadamente 1.000 m de altura que sofre os efeitos imediatos da superfície do planeta).

6.4.1 Vento geostrófico

A Fig. 6.18 mostra a evolução do movimento de uma parcela de ar no hemisfério Sul acima da CLP, a uma altitude de aproximadamente 5 km, e numa atmosfera com variações horizontais de pressão. O espaçamento similar das isóbaras indica a existência de uma FGP constante, dirigida de norte para sul (setas azul-clara na Fig. 6.18). A figura faz refletir sobre o porquê de o vento originalmente de norte se

tornar de oeste. Para tal entendimento, será acompanhada uma parcela de ar inicialmente em repouso colocada na posição 1 no diagrama.

Nessa posição 1, a parcela se encontra num ambiente com gradiente de pressão e a FGP age sobre a parcela, acelerando-a para sul na direção das baixas pressões. À medida que a parcela começa a se mover, a FC atua, desviando-a para a esquerda do movimento – pois está sendo considerado o hemisfério Sul –, curvando sua trajetória. Entretanto, a FGP ainda é maior do que a FC, o que faz com que a parcela de ar continue aumentando sua velocidade (posições 2, 3 e 4). Conforme isso ocorre, a grandeza da FC aumenta – pois essa força é proporcional à velocidade do vento, mostrado pelo aumento das setas vermelhas na figura –, fazendo o vento curvar-se cada vez mais para a esquerda. A velocidade do vento pode crescer até o ponto em que a FC se equilibra com a FGP. Quando isso acontece (posição 5), ele não acelera mais porque a força resultante é zero. Então, o vento escoa em linha reta, paralelamente às isóbaras e com velocidade constante. Esse escoamento é chamado de vento geostrófico. Assim, o vento geostrófico é o vento que surge quando a FGP está em balanço com a FC. Observe-se que o vento geostrófico no hemisfé-

7

Dados atmosféricicos

A maior parte do conhecimento sobre a estrutura física e dinâmica da atmosfera e dos oceanos é baseada em observações locais (*in situ*). Um exemplo de observação *in situ* é o registro diário da precipitação acumulada em 24 horas num pluviômetro instalado num determinado local. Entretanto, com o avanço tecnológico, surgiram outras formas de observação das variáveis meteorológicas e oceanográficas, como satélites e estações de coleta de dados automáticas. Este capítulo descreve os vários tipos de observação que existem para o registro de dados atmosféricos.

7.1 Tipos de observação

7.1.1 Observações de superfície

A Organização Meteorológica Mundial (OMM) possui uma rede com mais de 11 mil estações meteorológicas distribuídas pelo globo que fazem observações da atmosfera próximo à superfície (WMO, 2011), conforme mostra a Fig. 7.1. Entre essas estações, têm-se

as situadas em aeroportos, identificadas pela sigla METAR, as instaladas em navios, identificadas pela sigla SHIP, e as demais estações convencionais, representadas pela sigla SYNOP.

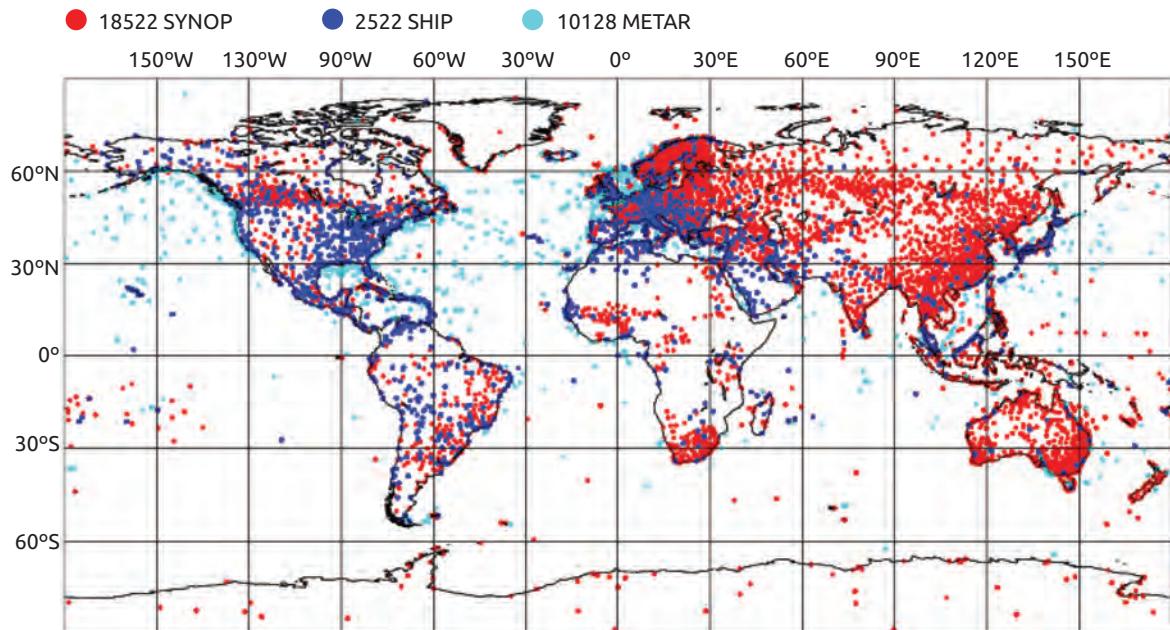


Fig. 7.1 Localização das estações meteorológicas de superfície pertencentes à rede da OMM
Fonte: adaptado de WMO (2011).

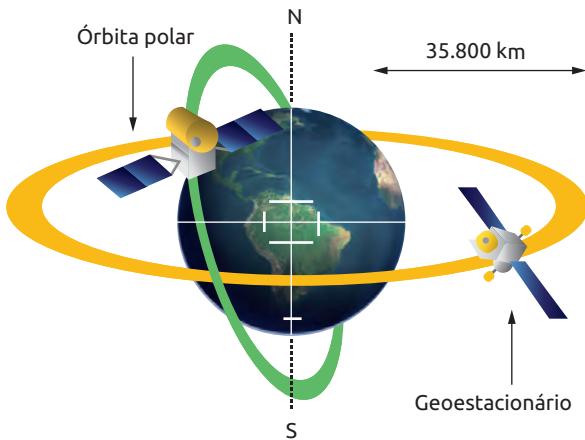


Fig. 7.14 Exemplo de órbita geoestacionária e polar

Fonte: adaptado de Inpe.

A Fig. 7.15A mostra uma imagem do dia 24 de janeiro de 2011, às 17:50 UTC, do canal vapor d'água do satélite geoestacionário GOES-12, que pertence à série de satélites Geostationary Operational Environmental Satellites. Nessa imagem, quanto mais intenso é o tom de branco, mais vapor d'água está presente na média-alta atmosfera. Por sua vez, a Fig. 7.15B apresenta uma imagem do mesmo dia, às 16:44 UTC, do sensor MODIS, a bordo do satélite de órbita polar Aqua. Nessa imagem, é feita uma composição com os dados obtidos em diferentes canais da faixa do visível (verde, vermelho e azul).

7.1.6 Outras plataformas de observação

Informações das variáveis meteorológicas também podem ser obtidas por meio de radares e sondas. O radar foi introduzido na Meteorologia na década de 1940, quando foi descoberto que as nuvens de chuva forneciam ecos de ondas de rádio na banda espectral de 0,4 GHz a 0,6 GHz (Djuric, 1994). O princípio

de funcionamento do radar está associado à emissão de micro-ondas de alta frequência na atmosfera. Quando essas ondas são emitidas e encontram o alvo (gotículas de nuvem ou de chuva), parte da radiação é refletida de volta para o local do radar, o que também é chamado de eco. A relação entre a intensidade do sinal enviado e recebido indica a intensidade da chuva que está caindo em uma região.

Os radares podem estar instalados em plataformas fixas ou móveis. A Fig. 7.16 ilustra um radar móvel que é utilizado para pesquisas pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP).



Fig. 7.16 Radar meteorológico do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP)

Fonte: cortesia do IAG/USP.

Uma analogia entre o sistema de navegação dos morcegos e o sistema de funcionamento dos radares pode ser encontrada no site do Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (Saisp) (<http://www.saisp.br/site/oque.htm>).

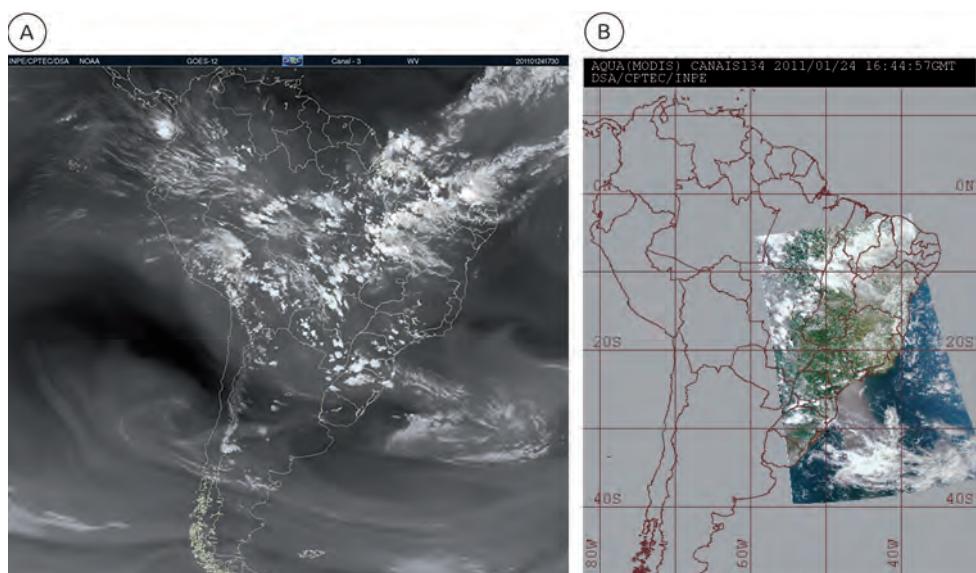


Fig. 7.15 (A) Imagem do dia 24 de janeiro de 2011, às 17:50 UTC, do canal vapor d'água do satélite geoestacionário GOES-12 e (B) imagem na faixa do visível do mesmo dia, às 16:44 UTC, do satélite polar Aqua

Fonte: CPTEC (2011c).

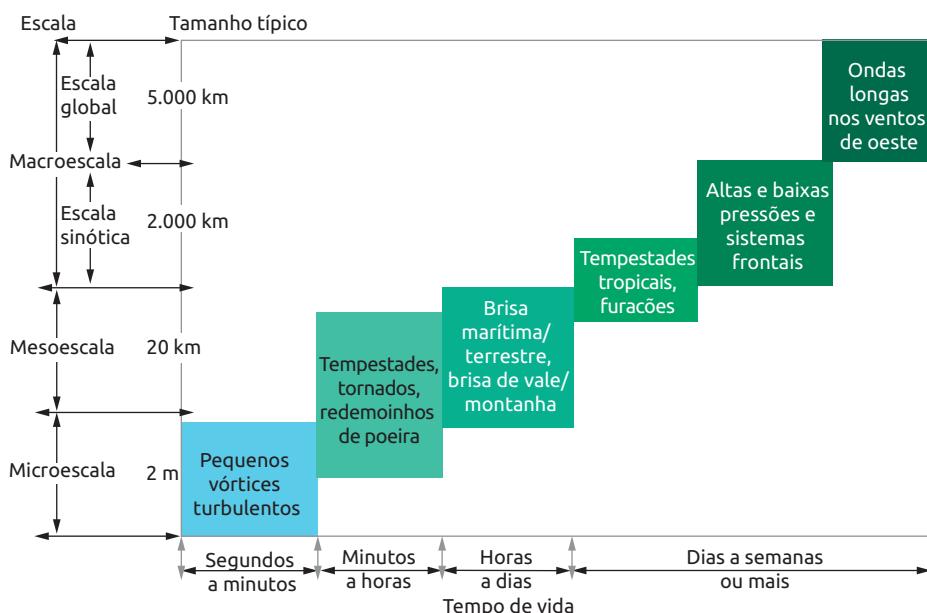
8

Circulação geral da atmosfera

Este capítulo apresenta a distribuição dos sistemas de alta e baixa pressão na atmosfera e o padrão dos ventos, tanto em superfície quanto em níveis mais elevados. Primeiramente, serão descritos os ventos de escala global e, depois, os ventos de menor escala espacial e temporal. O capítulo encerra com uma discussão sobre a interação oceano-atmosfera (fenômeno El Niño Oscilação Sul, Enos).

8.1 Escalas do movimento atmosférico

O vento, que é o ar em movimento, é invisível, mas há evidências dele em quase todo lugar, como o balançar das folhas de uma árvore. Há circulações de ar com diferentes escalas espaciais (tamanho) e temporais (tempo de duração) na atmosfera e que interagem entre si. Devido a essas características, os meteorologistas podem classificar as circulações atmosféricas em microescala, mesoescala e macroescala. A Fig. 8.1 exemplifica a dimensão espacial e temporal dessas escalas e cita alguns sistemas atmosféricos representativos de cada uma. A dimensão horizontal real de alguns desses sistemas pode variar e, portanto, ocupar mais de uma categoria na hierarquia.



8.2 Circulação global

A circulação geral da atmosfera representa o escoamento médio do ar em torno do globo. Entretanto, os ventos num determinado ponto e instante podem diferir dessa média por várias causas, entre elas, as influências locais, o que será abordado mais adiante.

Fig. 8.1 As escalas das circulações atmosféricas, incluindo a dimensão horizontal e o tempo de vida dos fenômenos associados

Fonte: adaptado de Ahrens (2009).

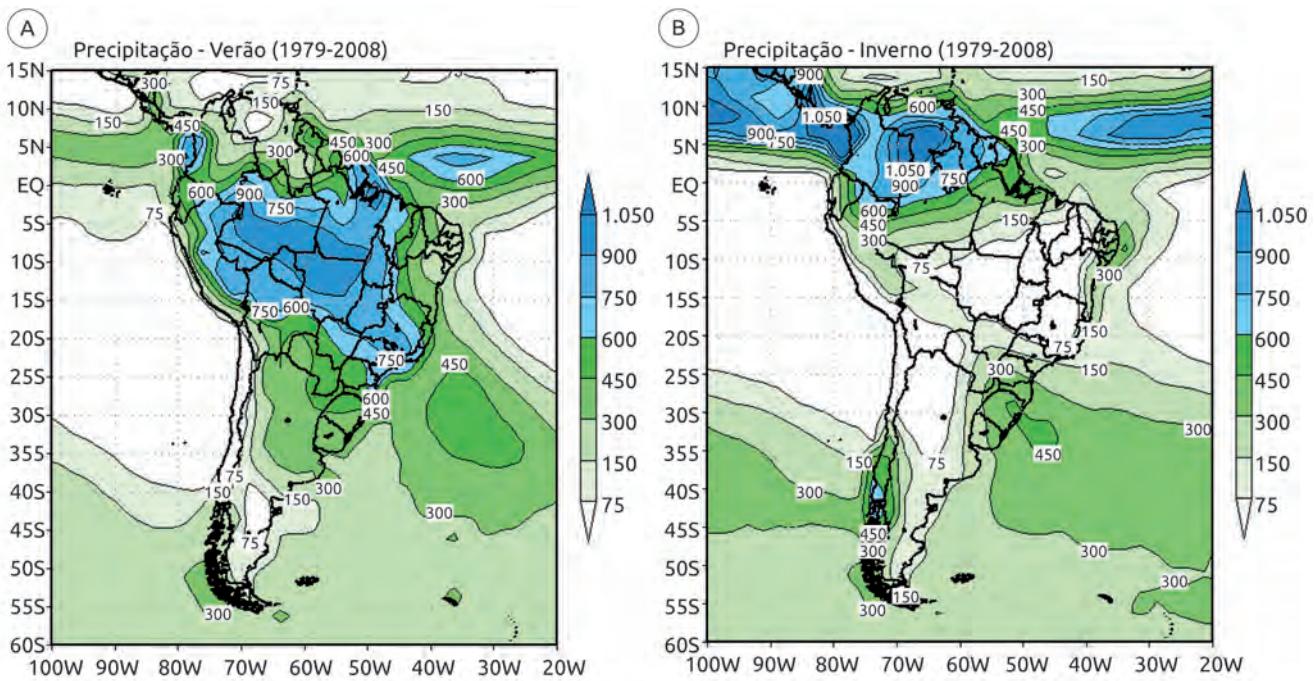


Fig. 8.17 Precipitação média acumulada (A) no verão e (B) no inverno (em mm)

Fonte: Reboita et al. (2012).

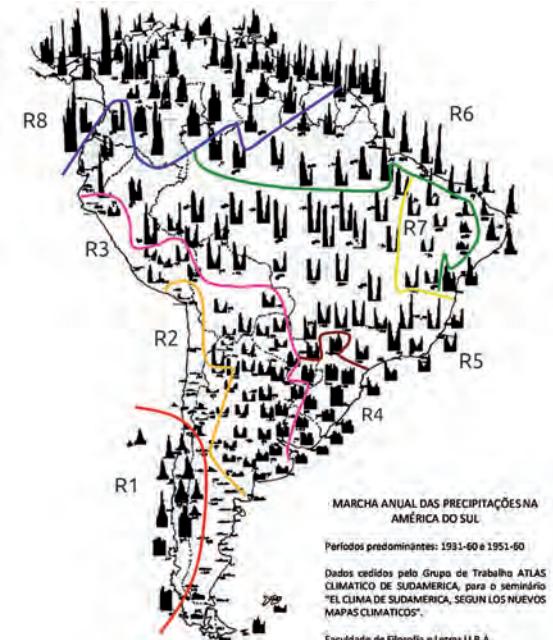


Fig. 8.18 Evolução mensal da precipitação na América do Sul

Fonte: Reboita et al. (2010).

8.7 Interação oceano-atmosfera

A média da pressão atmosférica em superfície e da circulação geral da atmosfera mostrada na Fig. 8.8 pode ser modificada quando a atmosfera é perturbada por forçantes de origem natural, ou seja, sem influência antropogênica. Como exemplo de forçante natural, tem-se a temperatura de superfície do mar (TSM), que é a temperatura da água do mar medida entre a superfície e a 10 μm a 10 m de profundidade, dependendo do método de medida utilizado.

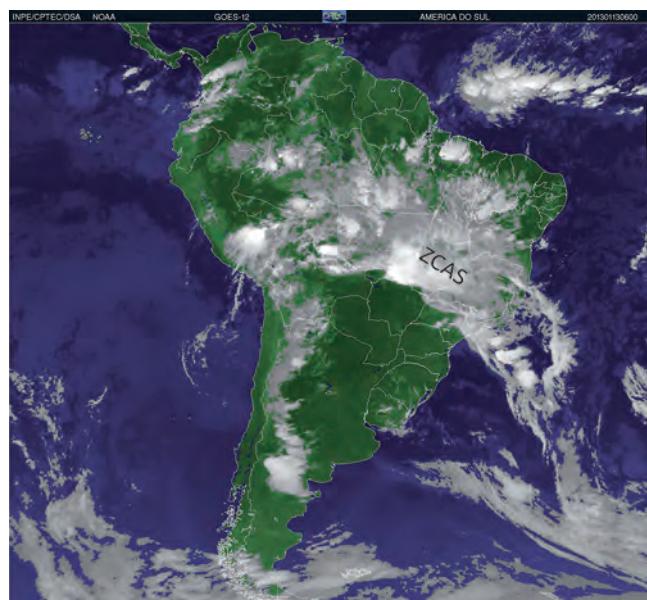


Fig. 8.19 Exemplo de episódio de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no dia 13 de janeiro de 2013

Fonte: adaptado de CPTEC (2013).

A Fig. 8.20 exemplifica a distribuição média da TSM no globo entre 1981 e 1995, e algumas considerações podem ser feitas:

- a distribuição da TSM é aproximadamente zonal e as isotermas – linhas que ligam valores de temperaturas iguais – seguem aproximadamente as linhas de latitude;
- ao redor do equador, a TSM possui seus maiores valores, em torno de 28 °C, decrescendo em

9

Sistemas atmosféricos

O Cap. 8, além de apresentar o modelo teórico da distribuição de ventos e pressão no globo, introduziu alguns sistemas atmosféricos de natureza tropical, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O enfoque deste capítulo será sobre os sistemas de natureza extratropical: massas de ar, frentes e ciclones extratropicais. Entretanto, serão vistos também os ciclones tropicais, os sistemas anticiclônicos e as tempestades severas.

9.1 Massas de ar

As massas de ar são grandes porções horizontais de ar com propriedades termodinâmicas (temperatura e umidade) homogêneas, adquiridas da região onde se originaram, também chamada de região-fonte. Em virtude de a atmosfera ser aquecida de baixo para cima – isto é, das camadas mais próximas da superfície para as camadas em maiores altitudes – e ganhar sua umidade da evaporação da superfície terrestre (continente ou oceano), a natureza da região-fonte determina grandemente as características de uma massa de ar. Uma região-fonte ideal é aquela que apresenta duas características:

- é uma área extensa e uniforme fisicamente, isto é, não exibe topografia irregular nem intercalação de corpos d'água e de terra;
- possui uma estagnação da circulação atmosférica, ou seja, o ar permanece na região por um período suficiente para adquirir as características da superfície.

Uma parte da massa de ar, após se formar, normalmente migra da área onde adquiriu suas propriedades para uma região com características diferentes de sua região-fonte. À medida que a massa de ar se move, além de modificar as condições de tempo da área que está atravessando, também tem suas características modificadas pela superfície sobre a qual está passando.

As massas de ar podem ser classificadas de acordo com a latitude e a natureza da superfície da

região-fonte (continente ou oceano). A latitude da região-fonte indica as condições de temperatura dentro da massa de ar; já a natureza da superfície indica o conteúdo de umidade do ar. A classificação é feita por códigos compostos de duas letras (Quadro 9.1). A primeira letra representa a latitude (temperatura), sendo dividida em quatro categorias: Antártica ou Ártica (A), Equatorial (E), Polar (P) e Tropical (T). A segunda letra representa a natureza da superfície da região-fonte e, portanto, as características de umidade das massas de ar, e é dividida em duas categorias: marítima (m) e continental (c). Como se formam sobre o oceano, as massas de ar marítimas são mais úmidas do que aquelas que se formam sobre o continente.

Quadro 9.1 Classificação das massas de ar

Ac	Antártica ou Ártica continental
Ec	Equatorial continental
Pc	Polar continental
Tc	Tropical continental
Em	Equatorial marítima
Pm	Polar marítima
Tm	Tropical marítima

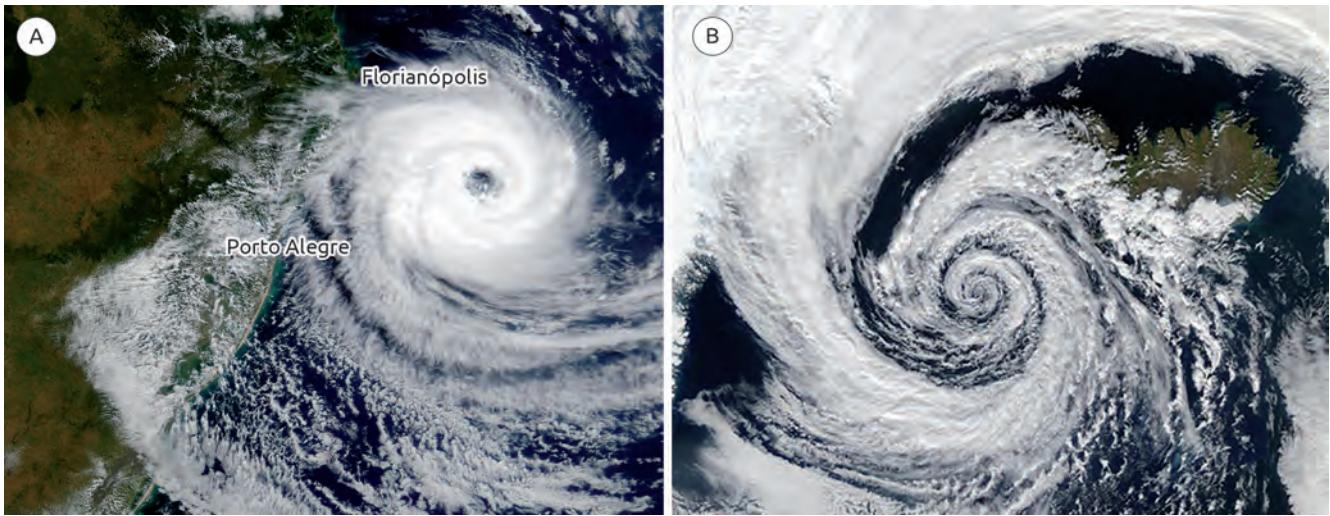


Fig. 9.10 Exemplo de ciclones extratropicais em imagens de satélite no canal do infravermelho para (A) o hemisfério Sul, com circulação horária, e (B) o hemisfério Norte, com circulação anti-horária
Fonte: adaptado de Knapp (2008).

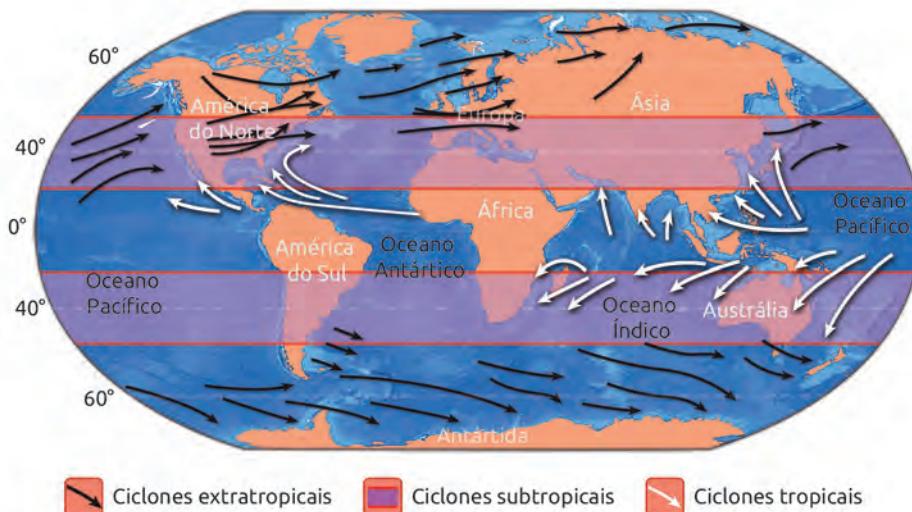


Fig. 9.11 Regiões de ocorrência e trajetórias dos ciclones extratropicais (setas pretas) e tropicais (setas brancas). A região destacada em roxo é onde pode ocorrer a formação de ciclones subtropicais
Fonte: Profa. Reboita, Unifei.

Os principais mecanismos que explicam a formação dos ciclones extratropicais são as regiões de gradientes horizontais de temperatura em superfície (teoria da frente polar) e a influência de ondas em médios/altos níveis da atmosfera.

Teoria da frente polar

Um ciclone extratropical pode se formar na região de transição entre duas massas de ar com propriedades físicas distintas – frentes. No Cap. 8, foi mostrado que a frente polar é um limite global semicontínuo que separa o ar frio polar do ar quente subtropical, sendo, portanto, uma região propícia à gênese de ciclones. No entanto, é importante mencionar que os ciclones também podem se formar associados com outras zonas frontais. Os estágios do desenvolvimento de um ciclone extratropical no hemisfério Sul são exemplificados na Fig. 9.13.

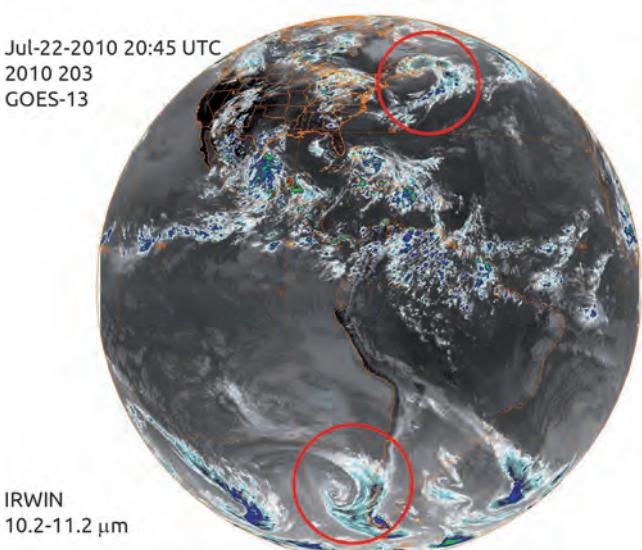


Fig. 9.12 Exemplos de ciclones extratropicais nos hemisférios Sul e Norte. No hemisfério Sul, os ciclones possuem circulação horária, e no hemisfério Norte, anti-horária
Fonte: adaptado de NOAA (2010).

Nordeste do Brasil. Assim, no inverno, o ASAS inibe a influência/formação de outros sistemas atmosféricos e a precipitação na região Sudeste do País. Por outro lado, no verão, como esse sistema está afastado da costa brasileira, sua circulação contribui para o transporte de umidade do oceano Atlântico para o interior do continente e favorece a precipitação.

9.5 Tempestades severas

Uma tempestade é um fenômeno formado por uma única nuvem *cumulonimbus* com grande extensão vertical ou por um aglomerado de nuvens desse tipo. Quando uma tempestade é severa, produz muita chuva, raios, trovões, ventos fortes, granizo e, às vezes, tornados. Alguns dos fenômenos de tempo mais perigosos, como tornados, podem ser produzidos em uma supercélula, que é uma única nuvem *cumulonimbus*, porém que pode ser maior do que um aglomerado de nuvens desse tipo, e que pode se estender a mais de 20 km na atmosfera.

O ciclo de vida de uma tempestade é composto de três fases: estágio de *cumulus*, estágio maduro e estágio de dissipação. No primeiro estágio, o aquecimento da superfície favorece a ocorrência de movimentos ascendentes, que vão contribuir para a formação de nuvens *cumulonimbus* (Fig. 9.24A). Nesse estágio, o ar dentro da nuvem é dominado por correntes ascendentes. No estágio maduro, começam a ocorrer, ao lado das correntes ascendentes, correntes descendentes de ar que saem da base da nuvem, bem como precipitação (Figs. 9.24B e 9.25). O estágio de dissipação acontece quando as correntes descendentes de ar dominam na nuvem (Fig. 9.24C). Note-se que a própria nuvem se dissipia, pois as correntes descendentes inibem a ascensão de ar úmido, que é seu “combustível”.

De acordo com Lutgens e Tarbuck (2010), o Serviço Meteorológico Nacional dos Estados Unidos classifica uma tempestade como severa quando produz ventos

acima de 93 km h^{-1} ou granizo com diâmetro maior do que 1,9 cm ou, ainda, quando gera tornado.

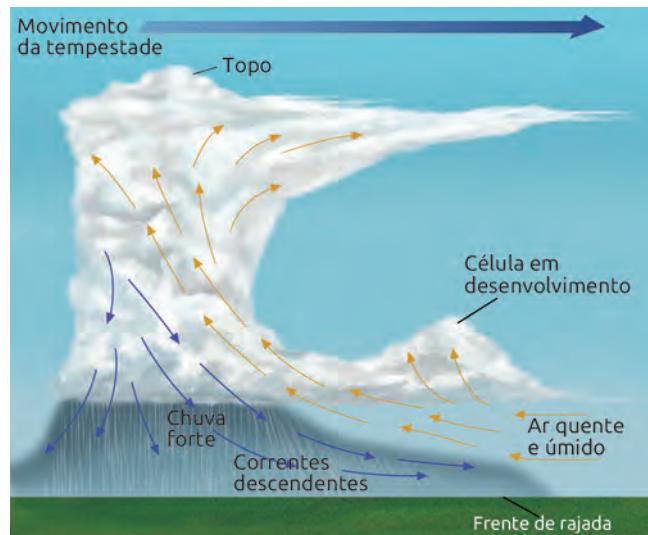


Fig. 9.25 Exemplo de uma nuvem cumulonimbus bem desenvolvida e com fortes correntes ascendentes e descendentes

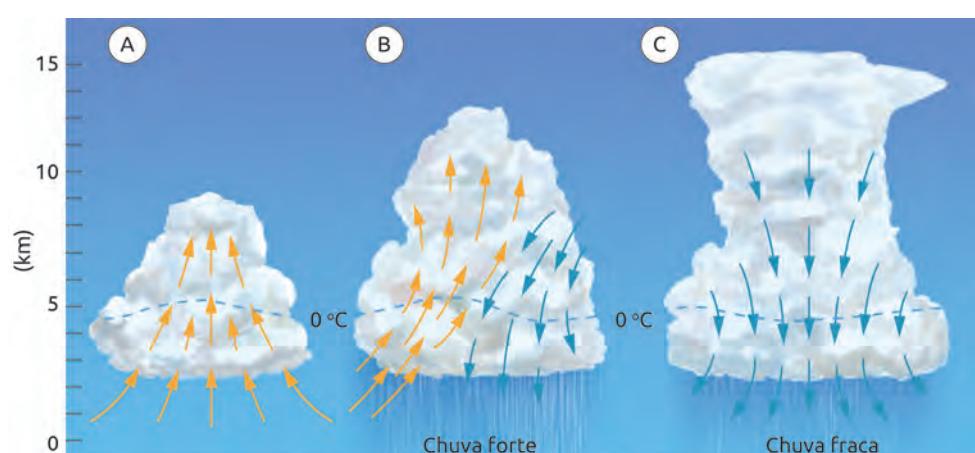
Fonte: adaptado de Lutgens e Tarbuck (2010).

9.5.1 Tornados

Gerados por tempestades severas, os tornados têm diâmetro inferior a 1 km e duração de poucos minutos. Esses sistemas também recebem a denominação de twisters e geralmente começam como uma nuvem em forma de funil, que lembra a tromba de um elefante pendendo de uma enorme nuvem *cumulonimbus* (Fig. 9.26). Essa nuvem afunilada, chamada de tuba, só recebe o nome de tornado a partir do momento em que toca a superfície. Em virtude dos ventos fortes, com intensidades que variam de 105 km h^{-1} (mais fracos) a 450 km h^{-1} (mais intensos), e de sua rápida formação, os tornados causam grande destruição nos locais por onde passam. É importante destacar que sistemas com tais características que ocorrem sobre corpos d’água são denominados trombas-d’água.

Fig. 9.24 Ciclo de vida de uma nuvem *cumulonimbus*: (A) estágio de *cumulus*; (B) estágio maduro; (C) estágio de dissipação

Fonte: adaptado de Lutgens e Tarbuck (2010).



10

Poluição atmosférica

Este capítulo trata da poluição atmosférica. Inicialmente, serão apresentadas as definições de poluentes atmosféricos e os principais compostos presentes numa atmosfera urbana poluída: material particulado, monóxido de carbono, óxidos de nitrogênio e de enxofre e ozônio. Nesse momento, será oportuno distinguir o ozônio troposférico do ozônio estratosférico e introduzir o conceito de camada de ozônio, mostrando como ela está sendo destruída. É importante destacar que os poluentes atmosféricos estão concentrados nas camadas mais próximas da superfície da Terra, na baixa troposfera – pois as atividades urbanas têm se destacado como principais fontes de poluição –, ao passo que a camada de ozônio se encontra na estratosfera. Os principais fatores meteorológicos que afetam a poluição do ar nas camadas mais baixas da troposfera também serão discutidos. Outro tema abordado neste capítulo são os efeitos da poluição nos ambientes urbanos: as ilhas de calor e a deposição ácida.

10.1 Tipos e fontes de poluentes atmosféricos

No Brasil, o órgão responsável pela deliberação e consulta de toda a Política Nacional do Meio Ambiente é o Conselho Nacional do Meio Ambiente (Conama), que define poluente atmosférico da seguinte forma:

Entende-se como poluente atmosférico qualquer forma de matéria ou energia com intensidade e em quantidade, concentração, tempo ou características em desacordo com os níveis estabelecidos, e que tornem ou possam tornar o ar:

- I. impróprio, nocivo ou ofensivo à saúde;
- II. inconveniente ao bem-estar público;
- III. danoso aos materiais, à fauna e flora;
- IV. prejudicial à segurança, ao uso e gozo da propriedade e às atividades normais da comunidade. (Conama, 1990).

10.1.1 Classificação dos poluentes

No Cap. 1, estudaram-se os principais gases que compõem a atmosfera. Entretanto, a variedade de substâncias que podem ser encontradas na atmosfera é muito grande, compreendendo, além dos gases, os aerossóis – também denominados material particulado ou partículas –, que podem estar na fase líquida ou sólida. Em consequência, há várias formas de classificar os poluentes. Normalmente, eles são divididos em:

- **poluentes primários:** aqueles que são diretamente emitidos por uma fonte;
- **poluentes secundários:** aqueles que são formados na atmosfera, por exemplo, por reações químicas entre poluentes primários e constituintes naturais da atmosfera.

Os poluentes também podem ser divididos com relação à sua origem, podendo ser emitidos por fontes naturais, como vegetação, oceanos e vulcões, ou antropogênicas, quando emitidos por processos industriais ou relacionados a atividades humanas, como chaminés de indústrias, escapamentos de veículos, navios, aviões, cigarro, fornos a lenha etc.

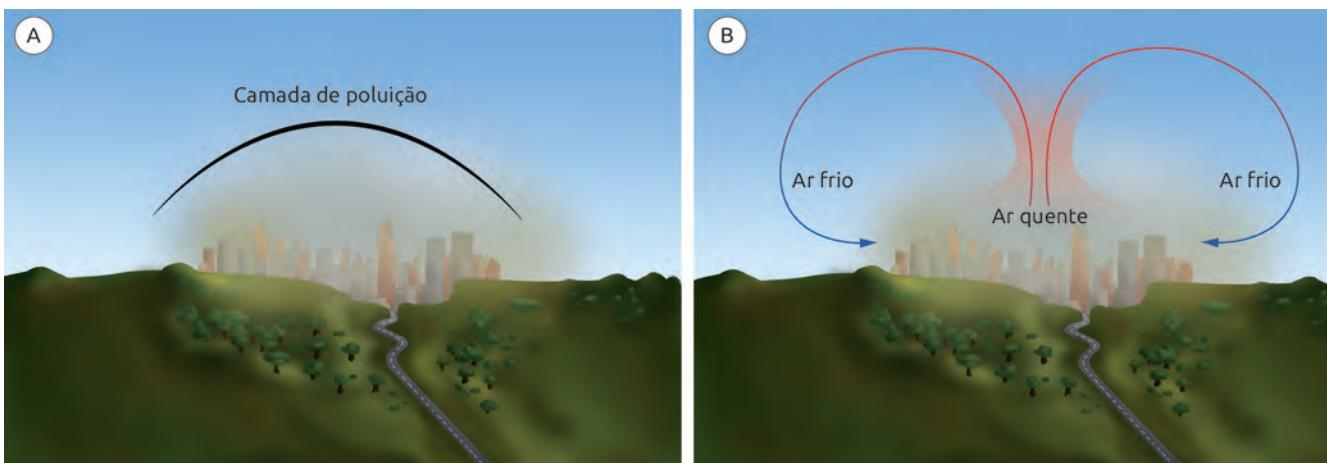


Fig. 10.10 (A) Impacto da poluição na ilha de calor e (B) influência dessa ilha de calor nas circulações locais
Fonte: adaptado de Ilhas... (2009).

10.5.2 Deposição ácida

Poluentes emitidos por fontes antropogênicas – principalmente os óxidos de enxofre e de nitrogênio – ou suas partículas resultantes podem ser removidos da atmosfera por deposição seca ou por deposição úmida. O termo deposição ácida compreende tanto a deposição úmida (conhecida como chuva ácida) quanto a seca (sem a presença de água na forma líquida).

A precipitação já é naturalmente ácida, com pH de 5,6. Isso ocorre porque o dióxido de carbono da atmosfera se dissolve nas gotas de chuva, formando o ácido carbônico.

Assim, a chuva só será considerada ácida se seu pH for menor do que 5.

Os óxidos de enxofre e de nitrogênio emitidos para a atmosfera pelas atividades humanas, diferentemente do dióxido de carbono, formam ácidos fortes, aumentando a acidez da água da chuva.

Altas concentrações de deposição ácida podem danificar plantas e recursos hídricos. A chuva ácida afeta florestas, sobretudo aquelas em altas altitudes, pois a água acidificada dissolve os nutrientes que estão no solo e rapidamente os arrasta antes que as plantas possam utilizá-los para crescer. Também pode ocorrer a liberação de algumas substâncias tóxicas no solo, como o alumínio, prejudicando sua fertilidade. Um exemplo é mostrado na Fig. 10.11.

O impacto dessa chuva em monumentos históricos também é grande, como pode ser visto na estátua de arenito da Fig. 10.12. A chuva ácida produzida pela poluição do ar na região, que provavelmente é bastante industrializada, explica esses graves danos.



Fig. 10.11 Efeito da chuva ácida sobre uma plantação
Fonte: Thinkstock.

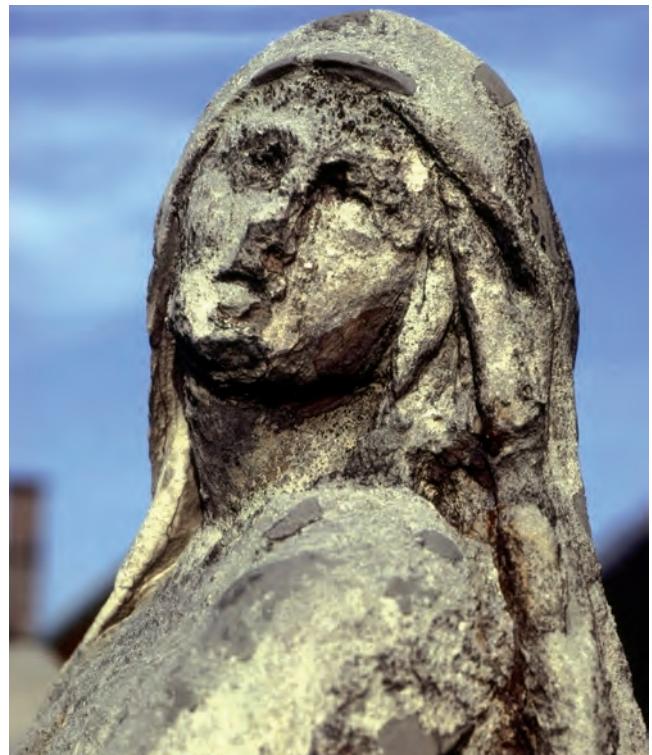


Fig. 10.12 Efeito da chuva ácida sobre um monumento histórico
Fonte: Thinkstock.

11

Classificação climática

Este capítulo apresenta a definição de clima e sua diferença em relação ao tempo atmosférico, os fatores que o controlam e, por fim, um resumo de algumas das diferentes classificações climáticas existentes.

11.1 Definição de tempo e clima

O termo *tempo* é utilizado para se referir ao estado momentâneo da atmosfera (uma manhã ensolarada, uma tarde nublada ou chuvosa etc.), enquanto o termo *clima* se refere ao estado médio da atmosfera, que é obtido pela média dos eventos de tempo durante um longo período (meses, anos, séculos).

As informações utilizadas para determinar o clima são obtidas principalmente de estações meteorológicas, que registram as variáveis atmosféricas, como temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica e precipitação. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) define como clima a média dessas variáveis em períodos de 30 anos (WMO, 1983), bem como estabelece tais períodos (1931-1960, 1961-1990, 1991-2020 etc.), que são denominados normais climatológicas e possibilitam a comparação entre os dados coletados em diversas partes do planeta.

11.2 Fatores ou controles climáticos

Se a superfície terrestre fosse completamente homogênea, o mapa dos climas do globo seria composto de uma série de bandas latitudinais mostrando as temperaturas mais frias nos polos e as mais quentes no equador. Como a superfície terrestre não é homogênea, diferentes fatores ou controles climáticos fazem com que numa mesma latitude ocorram climas variados. Embora correspondam aos mesmos “controles de temperatura” apresentados no Cap. 3, os fatores climáticos são novamente apresentados, mas de forma resumida:

- *Latitude*: as regiões mais próximas do equador recebem mais energia do que as mais afastadas, em razão do ângulo de incidência dos raios solares sobre a superfície do planeta

(Fig. 11.1). Portanto, as latitudes tropicais são mais quentes do que as polares.

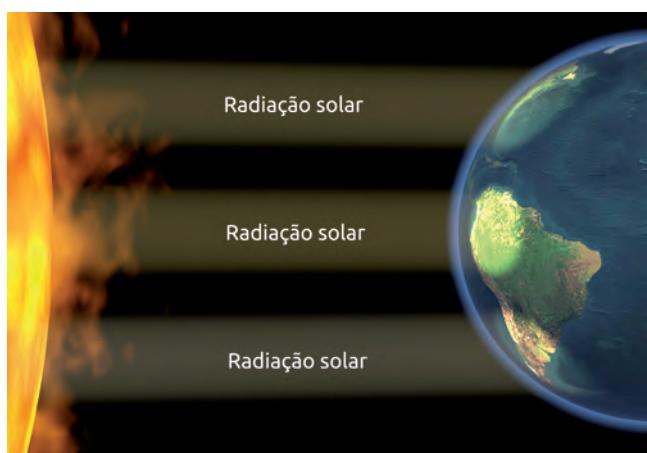


Fig. 11.1 Distribuição da radiação solar em função da latitude
Fonte: adaptado de UV radiation... (s.d.).

- *Altitude*: regiões mais afastadas do nível médio do mar (NMM) são mais frias do que aquelas próximas a tal nível. Isso ocorre em virtude de a temperatura do ar decrescer com a altitude até aproximadamente 10 km de altura. A superfície terrestre é aquecida durante o dia

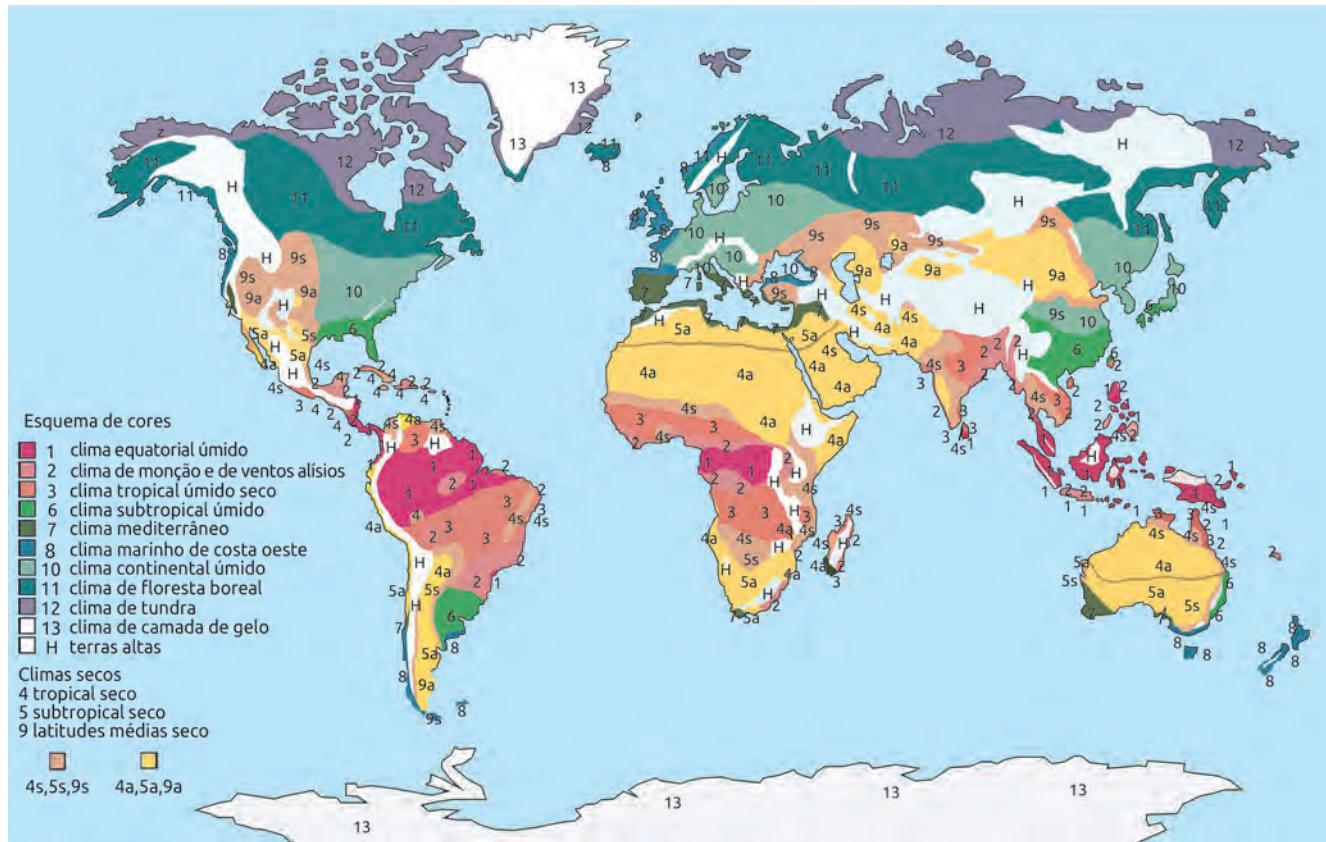


Fig. 11.4 Classificação climática genética de Strahler

Fonte: adaptado de Strahler e Strahler (1997).

Tab. 11.1 Classificação genética de Budyko

Tipo climático	Índice radiativo de aridez (I_d)
I. Deserto	> 3,0
II. Semideserto	2,0-3,0
III. Estepe	1,0-2,0
IV. Floresta	0,33-1,0
V. Tundra	< 0,33

Fonte: adaptado de Ayoade (2010).

11.3.2 Modelos de classificação empírica

Apesar de existirem vários modelos de classificação climática que adotam a abordagem empírica, neste livro só serão apresentados três deles, de forma resumida: o de Köppen, de 1918; o de Thornthwaite, de 1948; e o de Trewartha, de 1954.

Classificação empírica de Köppen

O modelo de classificação climática elaborado por Köppen em 1918, ou alguma de suas versões adaptadas, é muito utilizado em livros didáticos de Meteorologia, Climatologia e Geografia Regional. Nesse modelo, cada clima é definido de acordo com os valores de temperatura e precipitação calculados em termos anuais ou mensais. É possível identificar o grupo climático e o subgrupo de qualquer posto

(localidade) somente com base em seus registros de temperatura e precipitação (Strahler; Strahler, 1997). Köppen acreditava que a distribuição natural da vegetação era o que melhor expressava os diferentes climas. Assim, os limites climáticos que definiu foram grandemente baseados na abrangência espacial de certas plantas (Lutgens; Tarbuck, 2010).

Esse autor definiu cinco grupos climáticos principais, identificados por letras maiúsculas (Quadro 11.3 e Fig. 11.5). Tais grupos ainda são subdivididos em outros, que têm como base a distribuição sazonal de precipitação e características adicionais de temperatura do ar (Quadros 11.4 e 11.5).

A Fig. 11.7 apresenta os climas do Brasil de acordo com a classificação de Köppen. No Norte predomina o clima A (Af, Am); no Sul, o Cf (Cfa e Cfb); e no Sudeste, o Cw (Cwa e Cwb). Boa parte da região Centro-Oeste e parte do oeste da região Nordeste estão sob a influência do clima Aw. No Nordeste ainda aparecem os climas As e BSh.

A evolução mensal da temperatura do ar e da precipitação para as capitais do Brasil é mostrada na Fig. 11.8. Assim, para saber como é a evolução dessas variáveis atmosféricas em cada clima mostrado na Fig. 11.7, basta escolher uma capital brasileira locali-

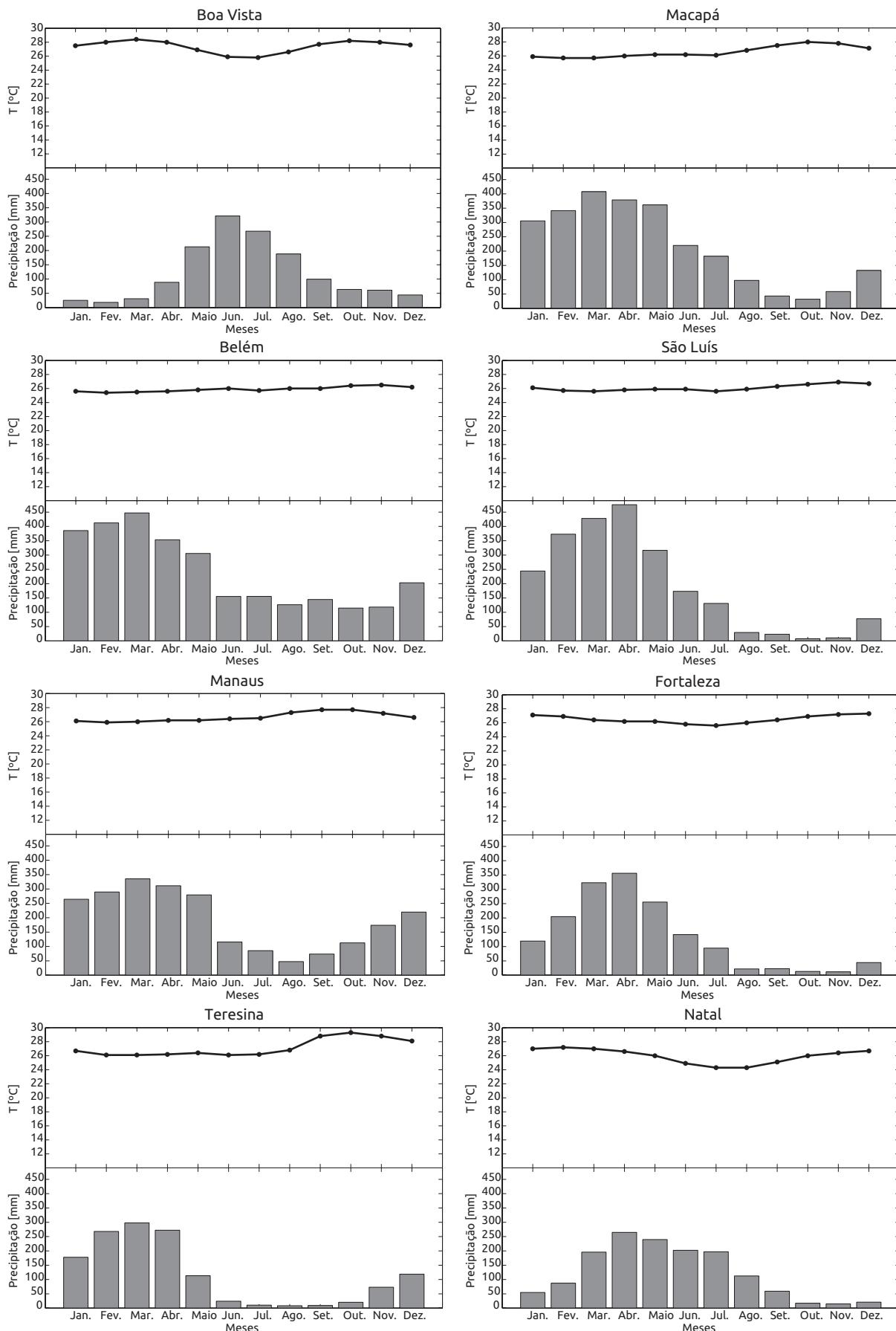


Fig. 11.8 Climógrafos das capitais do Brasil mostrando a evolução mensal da temperatura média do ar (linha dos gráficos superiores) e da precipitação (barras dos gráficos inferiores). As figuras foram construídas com base nas normais climatológicas do período de 1961 a 1990 determinadas pelo Inmet (2010)

12

Previsão de tempo e clima

Nos capítulos anteriores, foram apresentados vários sistemas de tempo que atuam na atmosfera, bem como as definições de tempo e clima. Por meio de equações físicas e métodos matemáticos e computacionais, é possível prever numericamente tanto o tempo quanto o clima, ou seja, prognosticar se daqui a três ou seis dias choverá ou não (previsão de tempo) ou se uma dada estação do ano será mais quente ou mais fria do que a média climatológica (previsão de clima). Diante do exposto, o objetivo deste capítulo é apresentar uma introdução sobre as etapas envolvidas na previsão numérica de tempo e clima.

12.1 Breve histórico

A história da previsão numérica de tempo iniciou-se em 1904 com Vilhelm Bjerknes (1862-1951), que mencionou que o estado futuro da atmosfera poderia ser obtido pela integração das equações diferenciais que governam seu comportamento. As condições iniciais utilizadas, isto é, os dados que serviriam como entrada para as equações diferenciais, seriam os dados que descrevem um estado observado da atmosfera (observações realizadas em estações meteorológicas). Porém, foi o cientista britânico Lewis Fry Richardson (1881-1953) que realizou a primeira integração numérica de fato dessas equações. Ele calculou manualmente as equações em pontos definidos numa grade com resolução horizontal de cerca de 200 km, centrada sobre a Alemanha, e considerando quatro níveis verticais (Charney, 1951). Com base nos dados meteorológicos das 7 UTC do dia 20 de maio de 1910, Richardson calculou a derivada temporal da pressão na Alemanha Central. A variação prevista na pressão no período de seis horas foi de 146 hPa, valor muito maior do que aquele realmente observado. Entretanto, nem todo o trabalho de Richardson foi perdido, pois alguns dos obstáculos a serem percorridos para a realização da previsão numérica de tempo foram revelados. Para fazer a previsão de uma variável atmosférica para apenas um dia, era – e ainda é – necessário um enorme número de cálculos,

os quais precisavam ser feitos com rapidez. Além disso, os dados utilizados para representar o estado inicial da atmosfera não eram suficientes. Verificou-se também que, se não fossem bem aplicadas, as técnicas matemáticas utilizadas poderiam resultar em pequenos erros que iriam se propagar e amplificar durante os cálculos.

Em 1950, nos Estados Unidos, os cientistas Jule Charney (1917-1981), Ragnar Fjørtoft (1913-1998) e John von Neumann (1903-1957) realizaram a primeira bem-sucedida previsão de tempo para um dia com o auxílio de um computador. Eles utilizaram um dos primeiros computadores eletrônicos – o Electronic Numerical Integrator and Computer (Eniac). A partir de 1955, também nos Estados Unidos, teve início a execução das previsões por computadores e de maneira contínua. Desde então, melhorias nas previsões vêm ocorrendo graças à evolução dos computadores, que permite o uso de modelos cada vez mais complexos e, consequentemente, favorece uma melhor representação da atmosfera.

O surgimento da Organização Meteorológica Mundial (OMM), em 1963, também é um acontecimento importante, pois desde sua fundação vem possibilitando um maior conhecimento das condições iniciais

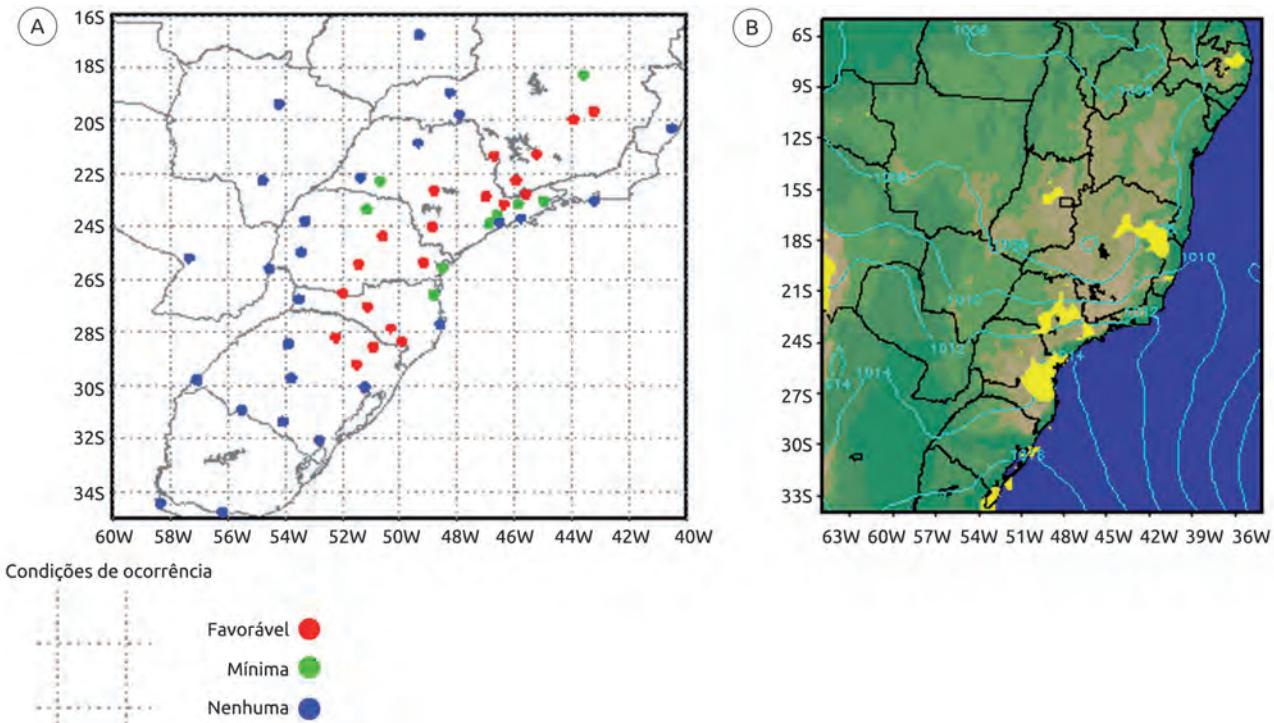


Fig. 12.5 (A) Previsão de geada para a madrugada de 3/9/2011 e (B) previsão de nevoeiro elaborada em 16/11/2011 para o dia seguinte, 17/11/2011

Fonte: CPTEC (2011a, 2011b).

12.6 Previsão de clima

Nesta seção, a primeira questão que surge é como se pode prever a evolução da atmosfera para períodos maiores do que dez dias levando em conta a natureza caótica da atmosfera. Essa questão é respondida com base em dois fatores:

- a previsão climática não se preocupa em prever com exatidão a hora e o local de ocorrência dos fenômenos atmosféricos, mas sim em simulá-los de forma que, num determinado período e região, consiga representar o valor médio das variáveis atmosféricas observadas (temperatura, umidade, precipitação etc.);
- o clima é influenciado por condições de contorno inferior que variam lentamente no tempo cronológico. Segundo Frederiksen et al. (2001), essas condições são temperatura de superfície do mar (TSM), cobertura de gelo (marinho e continental), umidade do solo, relevo, vegetação, albedo e rugosidade de superfície.

Com relação à TSM, suponham-se condições de normalidade ao longo do oceano Pacífico equatorial e que, passados alguns dias, a TSM desse oceano comece a aumentar no setor central e leste. Suponha-se ainda que essa TSM se mantenha mais quente do que a climatologia por cerca de meses. A situação descrita está associada à ocorrência de um evento El Niño, que, como mostrado no Cap. 8, causa alteração

na circulação atmosférica em várias regiões do globo, como subsidênciaria do ar sobre o norte da região Norte e sobre a região Nordeste do Brasil. Logo, a precipitação é alterada nessas regiões e, portanto, as condições climáticas também são afetadas.

Ainda é importante lembrar que os modelos climáticos necessitam de condições iniciais e de contorno inferior: topografia, tipo de cobertura do solo e TSM, por exemplo. De forma geral, as duas primeiras são consideradas estáticas, enquanto a TSM é variável ao longo do tempo. Portanto, em geral, são utilizados modelos de circulação oceânica para prever essa variável e fornecê-la aos modelos atmosféricos.

As Figs. 12.6 e 12.7 exemplificam as etapas envolvidas na previsão climática trimestral do CPTEC/Inpe para a América do Sul. Suponha-se que o objetivo seja a previsão de chuva para a estação do verão, de dezembro a fevereiro. Essa previsão é inicializada em novembro (ver canto superior esquerdo da Fig. 12.6). Para minimizar os efeitos do caos atmosférico, várias simulações são realizadas para o mesmo período com pequenas modificações nas condições iniciais. A seguir, a média dessas simulações é calculada a fim de fornecer a previsão sazonal do conjunto (de simulações).

O resultado obtido com a previsão sazonal do conjunto é apresentado por meio de mapas de anomalias – por exemplo, a anomalia de chuva mostrada no canto direito da Fig. 12.6 –, isto é, a diferença entre a previsão

13

Mudanças climáticas

Os registros geológicos ou paleoclimáticos, como testemunhos de gelo e anéis de árvore, indicam que mudanças drásticas no clima ocorreram no passado, provocadas por modificações nas forçantes climáticas. Como essas mudanças, em sua maior parte, aconteceram na ausência de seres humanos (Fig. 13.1), podem ser chamadas de mudanças climáticas naturais. As forçantes impostas ao sistema climático são divididas em duas categorias: externas e internas. De acordo com Hartmann (1994), a atmosfera, o oceano e a superfície terrestre são considerados fatores internos ao sistema climático; já o interior do planeta e tudo o que está fora da sua atmosfera (extraterrestre) são fatores externos, pois influenciam o clima terrestre, mas não são influenciados por ele. Assim, variações na deriva continental, na constante solar e na órbita da Terra ao redor do Sol, assim como erupções vulcânicas, são consideradas forçantes externas.

As mudanças climáticas se referem tanto ao resfriamento quanto ao aquecimento da atmosfera, ou ainda ao aumento ou à diminuição de precipitação; em ambos os casos, há alterações no meio ambiente e até mesmo na capacidade da Terra de sustentar a vida.

Em 1988, foi criado o Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) com a função de avaliar as pesquisas realizadas em todo o planeta que fossem relevantes para entender os riscos das mudanças climáticas, bem como de projetar impactos e apontar opções de estratégia e mitigação desses impactos (Oliveira; Silva; Henriques, 2009). Associados às mudanças climáticas estão os eventos extremos de tempo e clima, que podem causar grandes transtornos para a sociedade, dependendo da vulnerabilidade da região afetada e de quanto tempo ela leva para se recuperar após o episódio. O quarto relatório do IPCC (2007) define evento extremo como um evento de

tempo atmosférico tão raro quanto ou mais raro do que o percentil 10 ou 90 da função de densidade de probabilidade. Quando um evento extremo de tempo persiste por um longo tempo cronológico – como uma estação, por exemplo –, pode ser classificado como um extremo climático.

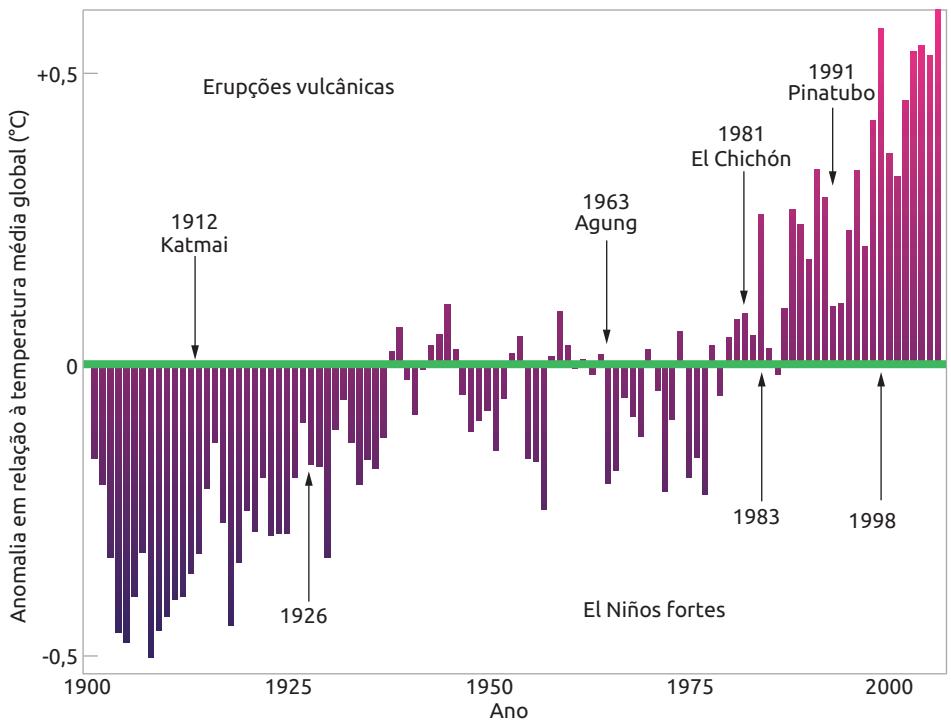
Diante do exposto, este capítulo tem como objetivos descrever as causas naturais e antropogênicas das mudanças do clima e apresentar evidências das mudanças climáticas nas últimas décadas, as projeções dos modelos numéricos para o final do século XXI e, por fim, uma breve síntese das políticas e acordos internacionais.

13.1 Causas naturais das mudanças climáticas

13.1.1 Fatores externos

Movimento das placas tectônicas

A Terra apresenta movimentos continentais que são dirigidos pela convecção no manto terrestre. A distribuição atual dos oceanos e continentes é muito diferente daquela do período Cambriano e de perío-



buição do dióxido de carbono absorvido. É importante destacar que os oceanos, ao absorverem esse gás, contribuem para sua redução na atmosfera, de forma que há menos impacto do efeito estufa no planeta.

Com as alterações climáticas ao longo dos últimos anos, o nível dos oceanos tem aumentado sistematicamente. Na Fig. 13.12A é mostrado que, em nível global, o aumento vem sendo da ordem de 1,8 mm a 2 mm por ano, ao passo que na Fig. 13.12B é exibido que a amplitude de variação de região para região. Dois fatores importantes podem estar contribuindo para esse aumento sistemático: o degelo da neve em montanhas e a expansão térmica do oceano, sendo que ambos estão relacionados ao aumento da temperatura média global que vem ocorrendo no planeta no presente e último século. Nas próximas seções, serão discutidos em mais detalhes os fatores que podem influenciar essa mudança do clima e, consequentemente, seu impacto nos oceanos.

13.2 Causas antropogênicas das mudanças climáticas (fator interno)

Até agora foram apresentadas as causas naturais que podem conduzir a mudanças climáticas. A partir desse ponto será discutido como o homem contribui para as mudanças no clima.

De acordo com o IPCC (2007, 2013), as atividades humanas contribuem para as mudanças climáticas por meio de alterações na composição química da atmosfera, isto é, por meio do aumento de gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera, da injeção de aerossóis e da criação de fatores que propiciam a nebulosidade.

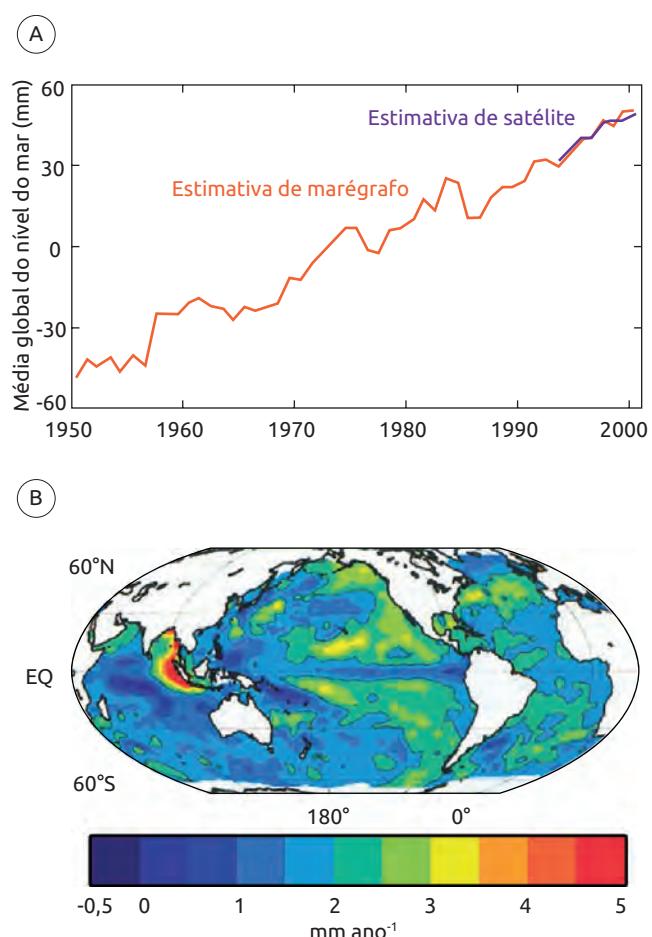


Fig. 13.12 (A) Média global do aumento do nível do mar ao longo dos últimos anos e (B) distribuição regional estimada desse aumento de janeiro de 1950 a dezembro de 2000

Fonte: adaptado de Church et al. (2004).

Sobre os autores

Rita Yuri Ynoue

Possui graduação (1992), mestrado (1999) e doutorado (2004) em Meteorologia pela Universidade de São Paulo (USP). Suas principais linhas de pesquisa são na área de Poluição Atmosférica e Meteorologia Sinótica. Foi professora do curso de Licenciatura em Ciências da Natureza na Escola de Artes, Ciências e Humanidades (EACH) da USP entre 2006 e 2009, quando se interessou pelo ensino de Meteorologia para professores de ensino médio e fundamental. Atualmente é docente do curso de Bacharelado em Meteorologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP, onde também atua como orientadora no Programa de Pós-Graduação em Meteorologia.

Michelle S. Reboita

É graduada em Geografia (bacharelado, 2001) e mestre em Engenharia Oceânica (2004) pela Universidade Federal do Rio Grande (Furg) e doutora em Meteorologia (2008) pela Universidade de São Paulo (USP). Realizou dois pós-doutorados em Meteorologia pela USP, sendo um sanduíche com a Universidade de Vigo, na Espanha. É docente do Instituto de Recursos Naturais (IRN) da Universidade Federal de Itajubá (Unifei) desde 2010, orientadora do programa de mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Unifei e pesquisadora do IRN e do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP. Atualmente é membro da Câmara de Assessoramento de Recursos Naturais, Ciências e Tecnologias Ambientais (CRA) da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (Fapemig) e associada júnior do Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, da Itália. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meteorologia Sinótica, Climatologia e Modelagem Climática.

Tércio Ambrizzi

Concluiu o doutorado em Meteorologia pela Universidade de Reading, na Inglaterra, em 1993. Foi diretor do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) e é professor titular do Departamento de Ciências Atmosféricas da mesma instituição. Foi editor-chefe da Revista Brasileira de Meteorologia, vinculada à Sociedade Brasileira de Meteorologia. Publicou centenas de artigos em periódicos especializados, trabalhos em anais de eventos e capítulos de livros. Atua na área de Ciências Atmosféricas, com ênfase em Meteorologia Dinâmica, Modelagem Numérica da Atmosfera e Climatologia. É coordenador do Grupo de Estudos Climáticos (GrEC) e do INterdisciplinary CLimate INvEstigation Center (INCLINE) e membro titular da Academia Brasileira de Ciências (ABC).

Gyrlene Aparecida Mendes da Silva

Possui curso técnico em Processamento de Dados (1997) pelo Instituto Federal de Alagoas (Ifal), graduação em Meteorologia (2003) pela Universidade Federal de Alagoas (Ufal) e mestrado (2005) e doutorado (2009) em Ciências na área de concentração de Meteorologia pela Universidade de São Paulo (USP). Desde 2014 é docente da Universidade Federal de São Paulo (Unifesp) no Departamento de Ciências do Mar, onde desenvolve orientação, pesquisa, extensão e gestão. No Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da USP, foi co-orientadora de Iniciação Científica e coordenou o Grupo de Estudos Climáticos (GrEC), onde atualmente é colaboradora. Também desenvolveu uma pesquisa de pós-doutorado nessa universidade e outra na Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Realizou consultoria na área de modelagem de dispersão de poluentes atmosféricos na Applied Science Associates South America e participou como relatora da Conferência Regional Sobre Mudanças Globais. Foi coordenadora e docente da disciplina de Meteorologia no primeiro oferecimento do curso de Licenciatura em Ciências Semipresencial da Universidade Virtual do Estado de São Paulo. Co-orientou uma dissertação de mestrado no Programa de Pós-Graduação em Aquicultura e Pesca do Instituto de Pesca. É pesquisadora do INterdisciplinary CLimate INvEstigation Center (INCLINE), co-orientadora de Iniciação Científica no Instituto de Geociências da USP e revisora de periódicos internacionais. Tem experiência em Processamento de Dados, atuando como suporte técnico/webmaster (interno/externo), e em Geociências, com ênfase em Meteorologia, onde atua na observação e modelagem numérica do clima, interação oceano-atmosfera, previsão climática, paleoclimatologia, previsão de tempo, modelagem de dispersão de poluentes atmosféricos, técnicas estatísticas aplicadas em Geociências, e downscaling estatístico.



O tempo e o clima afetam atividades econômicas e nosso cotidiano, sendo as mais óbvias agricultura, recursos hídricos, vestuário, saúde e meio ambiente. Ao mesmo tempo sofrem influência direta da ação antrópica, com inquietação internacional para as mudanças climáticas. Nas últimas décadas, a aquisição de dados meteorológicos e os modelos de previsão do tempo experimentaram um extraordinário aperfeiçoamento, ganhando credibilidade e interesse, inclusive da população. Hoje, o jornal em qualquer mídia apresenta e explica a dinâmica meteorológica. Embora façam parte de um sistema complexo, os fenômenos meteorológicos são apresentados nesta obra de forma simples e didática, desde os conceitos básicos de composição e estrutura da atmosfera até a previsão do tempo e do clima e as mudanças climáticas.

Ao longo de seus 13 capítulos, *Meteorologia: noções básicas* aborda temas como radiação solar, temperatura, umidade do ar, estabilidade e pressão atmosférica, ventos, observação da atmosfera, padrão global dos ventos, modelos conceituais, poluição atmosférica e classificação climática, tudo numa linguagem direta e clara, amplamente ilustrado e com exemplos específicos de tempo e clima no Brasil. A obra se destina ao público amplo cuja área de estudos é influenciada pela Meteorologia, sem que esta seja sua especialidade: biólogos, geógrafos, ecólogos, agrônomos, geólogos, engenheiros e muitos outros.

Trata-se de uma nova referência para os iniciantes no estudo dos assuntos de tempo e clima e que preenche uma lacuna nos livros básicos de texto em português, com ênfase nos assuntos que afetam o Brasil, sem deixar de abordar aspectos globais do tempo e do clima do planeta Terra.

Profa. Maria Assunção Faus da Silva Dias
Professora Titular do IAG-USP

ISBN 978-85-7975-263-6

