

Introdução e história da meteorologia e climatologia

1

OBJETIVOS DE APRENDIZAGEM

Depois de ler este capítulo, você:

- estará familiarizado com conceitos básicos em meteorologia e climatologia; e
- saberá mais sobre a evolução desses campos de estudo e as contribuições de indivíduos importantes.

A ATMOSFERA

A atmosfera, vital à vida terrestre, envolve a Terra em uma espessura de apenas 1% do raio do planeta. Ela evoluiu à sua atual forma e composição há pelo menos 400 milhões de anos, quando uma considerável cobertura vegetal já havia se desenvolvido sobre o solo. Em sua base, a atmosfera repousa sobre a terra e a superfície do oceano, o qual, atualmente, cobre aproximadamente 71% da superfície do globo. Embora o ar e a água compartilhem de propriedades físicas um tanto semelhantes, eles diferem em um aspecto importante – o ar é compressível, ao passo que a água é basicamente incompressível. Em outras palavras, ao contrário da água, se fôssemos “apertar” uma determinada amostra de ar, seu volume diminuiria. O estudo da atmosfera tem uma longa história, envolvendo observações, teorias e, desde a década de 1960, modelagem numérica. Como a maioria dos campos científicos, o progresso incremental foi intercalado com momentos de grande *insight* e avanço rápido.

As mensurações científicas somente se tornaram possíveis com a invenção de instrumen-

tos adequados, cuja maioria teve uma evolução longa e complexa. Galileu inventou um termômetro no começo do século XVII, mas os termômetros precisos, com líquidos contidos em recipientes de vidro e escalas calibradas, não existiam até o começo do século XVIII (Fahrenheit) ou a década de 1740 (Celsius). Em 1643, Torricelli inventou o barômetro, e demonstrou que o peso da atmosfera no nível do mar sustentaria uma coluna de 10 metros de água, ou uma coluna de 760 mm de mercúrio líquido. Pascal usou o barômetro de Torricelli para mostrar que a pressão diminui com a altitude, levando um barômetro até o Puy de Dome na França. Esse feito abriu o caminho para Boyle (1660) demonstrar a compressibilidade do ar, propondo sua lei que postula que o volume é inversamente proporcional à pressão. Somente em 1802 Charles fez a descoberta de que o volume do ar também é diretamente proporcional à sua temperatura. Combinando as leis de Boyle e Charles, tem-se a lei do gás ideal, que relaciona a pressão, o volume e a temperatura, uma das relações fundamentais na ciência atmosférica. Ao final do século XIX, os principais consti-

tuintes da atmosfera seca (nitrogênio 78,08%, oxigênio 20,98%, argônio 0,93% e dióxido de carbono 0,035%) haviam sido identificados. Há muito se suspeita que as atividades humanas possam ter o potencial de alterar o clima. Embora o “efeito estufa” atmosférico tenha sido descoberto em 1824 por Joseph Fourier, a primeira consideração séria de uma relação entre as mudanças climáticas, o efeito estufa e as alterações na concentração atmosférica de dióxido de carbono, também emergiu no final do século XIX, por meio dos *insights* do cientista sueco Svante Arhenius. Sua expectativa de que os níveis de dióxido de carbono e a temperatura aumentariam devido à queima de combustíveis fósseis, infelizmente, se mostrou correta.

O higrógrafo de cabelo, que mede a umidade relativa (a quantidade de vapor de água na atmosfera, relativa a quanto ela pode manter em saturação, expressa como porcentagem), foi inventado em 1780 por de Saussure. Existem registros de pluviosidade desde o final do século XVII na Inglaterra, embora as primeiras medições sejam descritas na Índia no século IV a.C., na Palestina por volta de 100 d.C., e na Coreia na década de 1440. Um esquema de classificação das nuvens foi criado por Luke Howard em 1803, mas não foi plenamente desenvolvido e implementado na prática observacional até a década de 1920. Igualmente vital foi o estabelecimento de redes de estações de observação, seguindo um conjunto padronizado de procedimentos para observar o clima e seus elementos, e um meio rápido de trocar os dados (o telégrafo). Esses dois avanços ocorreram simultaneamente na Europa e na América do Norte nos anos 1850-1860.

A maior densidade da água, comparada com a do ar (um fator de aproximadamente 1000 com a pressão média no nível do mar), confere a ela um calor específico maior. Em outras palavras, é necessário muito mais calor para elevar a temperatura de um metro cúbico de água em 1°C do que para elevar a temperatura de um volume igual de ar na mesma quantidade. É interessante observar que apenas os 10-15 cm superficiais das águas oceânicas contêm a mesma quantidade de calor que

toda a atmosfera; o calor total do oceano, por sua vez, é muito maior do que o da atmosfera. Como se sabe hoje, esse imenso reservatório de calor na camada superficial dos oceanos e suas trocas com a atmosfera são fundamentais para a compreensão da variabilidade climática. Outro aspecto importante do comportamento do ar e da água aparece durante o processo de evaporação ou condensação. Conforme mostrou Black, em 1760, durante a evaporação, a energia calorífica da água se transforma em energia cinética de moléculas de vapor de água (isto é, calor latente), ao passo que a condensação subsequente em uma nuvem ou nevoeiro libera energia cinética, que retorna como energia calorífica. A quantidade de água que pode ser armazenada no vapor de água depende da temperatura do ar. É por isso que a condensação de ar tropical quente e úmido libera grandes quantidades de calor latente, aumentando a instabilidade das massas de ar tropicais. Isso pode ser considerado parte do processo de convecção pelo qual o ar aquecido se expande, diminui de densidade e sobe, resultando talvez em precipitação, ao passo que o ar frio se contrai, aumenta de densidade e desce.

O uso combinado do barômetro e do termômetro permitiu que a estrutura vertical da atmosfera fosse investigada. Embora o fato de que a temperatura tende a diminuir com a altitude seja uma experiência comum para aviadores e montanhistas, o padrão inverso da temperatura aumentar com a altitude, conhecido como inversão, também é bastante comum e predomina em certas regiões e níveis atmosféricos. Uma inversão térmica de baixo nível (isto é, perto da superfície) foi descoberta em 1856, a uma altura de 1 km sobre uma montanha em Tenerife. Investigações posteriores revelaram que essa chamada Inversão Térmica dos Alísios é encontrada sobre a área oriental dos oceanos subtropicais, onde o ar seco e de alta pressão descendente se sobrepõe ao ar marítimo frio e úmido, localizado próximo da superfície do oceano. Essas inversões inibem movimentos verticais (convectivos) do ar e, conseqüentemente, atuam como uma tampa que bloqueia certas atividades atmosféricas. Na década de

1920, demonstrou-se que a Inversão Térmica dos Alísios difere em elevação entre 500 m e 2 km em diferentes partes do Oceano Atlântico na faixa de 30°N a 30°S. Por volta de 1900, balões revelaram a existência de uma inversão térmica mais importante, contínua e ampla a aproximadamente 10 km do equador e a 8 km em latitudes altas. Esse nível de inversão (a tropopausa) foi reconhecido como o topo da chamada troposfera, dentro da qual se forma e decai a maioria dos sistemas climáticos. Em 1930, balões equipados com uma variedade de instrumentos para medir a pressão, temperatura e umidade, e informá-las para a Terra por rádio (radiossonda), investigavam a atmosfera rotineiramente. Observações de pipas e balões também revelam que inversões fortes, estendendo-se até 1000 m, são uma característica quase ubíqua do Ártico no inverno.

B ENERGIA SOLAR

O aquecimento solar diferencial de latitudes baixas e altas é o mecanismo que move as circulações atmosféricas e oceânicas de grande escala na Terra. A maior parte da energia que vem do Sol e entra na atmosfera como radiação de ondas curtas (ou insolação) chega à superfície da Terra. Parte dela é refletida de volta para o espaço; o resto é absorvido pela superfície, que aquece a atmosfera acima. A atmosfera e a superfície, juntas, irradiam radiação de ondas longas (térmica) de volta ao espaço. Embora as porções de terra e oceano da superfície absorvam quantidades diferentes de radiação solar e tenham características térmicas diferentes, entre as latitudes baixas e altas, o aquecimento solar diferencial é preponderante, promovendo um gradiente do equador aos polos na temperatura da atmosfera e da camada superior dos oceanos.

Embora o maior aquecimento solar das regiões tropicais, se comparado com as altitudes maiores, seja conhecido há bastante tempo, foi somente em 1830 que Schmidt fez um cálculo crucial dos ganhos e das perdas de calor para cada latitude com a radiação solar incidente e a radiação de ondas longas que deixa a Terra. Esse cálculo mostrou que, das latitudes de 35°

ao equador, existe um excesso de energia solar incidente em relação à energia de ondas longas que deixa a Terra, ao passo que, entre essas latitudes e os polos, a perda de ondas longas excede o influxo solar. Se, em cada latitude, a perda de ondas longas para o espaço igualasse o influxo de radiação solar (denominado equilíbrio radiativo), esse padrão não seria observado. Sua existência é evidência direta de que deve haver uma transferência geral de energia das latitudes menores para as maiores, por meio das circulações atmosféricas e oceânicas. Dito de outra forma, enquanto o aquecimento solar diferencial dá vazão ao gradiente de temperatura do equador para os polos, os transportes de energia para os polos atuam de maneira a reduzir esse gradiente. Cálculos posteriores e mais refinados mostraram que o fluxo de energia atmosférica no sentido dos polos alcança um máximo ao redor das latitudes de 30° e 40°, com o transporte oceânico máximo ocorrendo em latitudes menores. O transporte total para os polos em ambos os hemisférios é dominado, por sua vez, pela atmosfera. A quantidade de energia solar recebida e irradiada novamente a partir da superfície da Terra pode ser calculada teoricamente por matemáticos e astrônomos. Com base em Schmidt, muitos cálculos foram feitos, notavelmente por Meech (1857), Wiener (1877) e Angot (1883), que apuraram a quantidade de insolação extraterrestre recebida nos limites externos da atmosfera em todas as latitudes. Cálculos teóricos da insolação no passado, realizados por Milankovitch (1920, 1930), e os valores calculados por Simpson (1928-1929) sobre o balanço da insolação sobre a superfície terrestre, foram contribuições importantes para a compreensão dos controles astronômicos do clima. No entanto, a radiação solar recebida pela Terra somente foi determinada com precisão por satélites na década de 1990.

C CIRCULAÇÃO GLOBAL

Considerando que o aquecimento solar diferencial da superfície e o gradiente da temperatura atmosférica que ele gera promovem o transporte de energia em grande escala da região

equatorial para as regiões polares, quais são os mecanismos pelos quais se dá esse transporte atmosférico? Embora saibamos agora que o transporte se dá por intermédio da circulação de Hadley em latitudes menores e por meio de perturbações no fluxo ocidental (de oeste para leste) básico na forma de ciclones e anticiclones transitórios nas latitudes maiores, é fascinante comentar sucintamente como emergiu a nossa visão moderna da circulação global.

A primeira tentativa de explicar a circulação atmosférica global baseia-se em um conceito convectivo simples. Em 1686, Halley associou os ventos Alísios de leste à convergência baixa no cinturão equatorial de maior aquecimento (isto é, equador térmico). Esses fluxos são compensados em níveis elevados por fluxos de retorno mais altos. Partindo dessas regiões convectivas em direção aos polos, o ar esfria e desce, para alimentar os ventos Alísios de nordeste e sudeste na superfície. Todavia, esse mecanismo simples apresentava dois problemas significativos: que mecanismo produzia a pressão alta observada nos subtrópicos e que era responsável pelos cinturões de ventos predominantemente de oeste em direção aos polos nessa zona de alta pressão? É interessante observar que somente em 1883 Teisserenc de Bort produziu o primeiro mapa-múndi do nível médio do mar mostrando as principais zonas de alta e baixa pressão. A significância climática do trabalho de Halley está também em sua teoria convectiva térmica para a origem das monções asiáticas, que se baseava no comportamento térmico diferencial da terra e do mar; ou seja, a terra reflete mais e armazena menos da radiação solar incidente e, portanto, se aquece e esfria mais rapidamente. Esse aquecimento faz as pressões da superfície continental serem geralmente inferiores às oceânicas no verão e mais altas no inverno, causando inversões sazonais dos ventos. O papel dos movimentos sazonais do equador térmico nos sistemas de monções somente foi reconhecido muito depois. Algumas das dificuldades enfrentadas pela teoria simplista da circulação de grande escala de Halley começaram a ser abordadas por Hadley em 1735, o qual estava particular-

mente preocupado com a deflexão dos ventos em um globo em rotação para a direita (esquerda) no Hemisfério Norte (Sul). Como Halley, ele defendia um mecanismo circulatório térmico, mas ficou perplexo com a existência dos ventos de oeste. Após a análise matemática de corpos em movimento em uma Terra rotatória por Coriolis (1831), Ferrel (1856) desenvolveu um modelo de três células da circulação atmosférica hemisférica, sugerindo um mecanismo para a produção de alta pressão nos subtrópicos (isto é, 35° de latitude N e S). A tendência do ar frio superior de descer nos subtrópicos, junto com o aumento latitudinal na força deflexiva (a força de Coriolis, o produto da velocidade do vento e o parâmetro de Coriolis que aumenta com a latitude) aplicada pela rotação terrestre ao ar acima do Cinturão dos ventos Alísios e na direção dos polos, causaria um acúmulo de ar (e, portanto, de pressão) nos subtrópicos. Mais para o equador em relação a esses picos subtropicais, as células térmicas de Hadley dominam o Cinturão dos ventos Alísios, mas, em direção aos polos, o ar tende a fluir para latitudes maiores na superfície. Esse fluxo de ar, cada vez mais defletido com a latitude, constitui os ventos de oeste em ambos os hemisférios. No Hemisfério Norte, a margem norte altamente variável dos ventos de oeste está situada onde eles são cortados pelo ar polar no sentido equatorial. Essa margem foi comparada com uma frente de batalha por Bergeron, que, em 1922, a denominou de Frente Polar. Assim, as três células de Ferrel consistiam de duas células térmicas de Hadley (onde o ar quente sobe e o ar frio desce), separadas por uma célula de Ferrel fraca e indireta em latitudes médias. A relação entre a distribuição da pressão e a velocidade e direção do vento foi demonstrada por Buys-Ballot em 1860.

D CLIMATOLOGIA

Durante o século XIX, tornou-se possível montar um grande banco de dados climáticos e usá-lo para fazer generalizações regionais. Em 1817, Alexander von Humboldt produziu seu valioso tratado sobre as temperaturas globais, contendo um mapa de isoterms (linhas de mesma tempe-

ratura) anuais médias para o Hemisfério Norte, mas foi somente em 1848 que Dove publicou os primeiros mapas-múndi com a temperatura média mensal. Um mapa da precipitação mundial havia sido produzido por Berghaus em 1845; em 1882, Loomis produziu o primeiro mapa da precipitação mundial empregando isoietas (linhas de mesma precipitação); e, em 1886, de Bort publicou os primeiros mapas-múndi com a nebulosidade anual e mensal. Essas generalizações possibilitaram, nas décadas seguintes do século, tentativas de classificar os climas regionalmente. Na década de 1870, Wladimir Koeppen, biólogo formado em St. Petersburg, começou a produzir mapas climáticos com base na geografia vegetal, assim como de Candolle (1875) e Drude (1887). Em 1883, surgiu o grande tratado em três volumes de Hann, *Handbook of Climatology*, que permaneceu como padrão até 1930-40, quando o trabalho de Koeppen e Geiger, com cinco volumes e mesmo título, o substituiu. Ao final da Primeira Guerra Mundial, Koeppen (1918) produziu a primeira classificação detalhada de climas mundiais com base na cobertura vegetal terrestre. Essa obra foi seguida pela classificação climática de Thornthwaite (1931-1933) empregando quantidades de evaporação e precipitação, que o autor tornou mais aplicável em 1948 com o conceito teórico de evapotranspiração potencial. O período entreguerras foi notável pelo surgimento de diversas ideias climáticas que não foram levadas à fruição até a década de 1950. Entre elas, o uso de frequências de diversos tipos climáticos (Federov 1921), os conceitos de variabilidade da temperatura e pluviosidade (Gorczynski 1942 e 1945) e a microclimatologia, o estudo da estrutura climática fina perto da superfície (Geiger 1927).

Apesar dos problemas para obter medidas detalhadas ao longo de grandes áreas oceânicas, no final do século XIX houve muitas pesquisas climáticas interessadas na distribuição da pressão e dos ventos. Em 1868, Buchan produziu os primeiros mapas-múndi da pressão média mensal; oito anos depois, Coffin compôs as primeiras cartas eólicas mundiais para áreas terrestres e marinhas e, em 1883, L. Teisserenc de Bort elaborou os primeiros mapas da pressão

global média mostrando “centros de ação” ciclônicos e anticiclônicos, nos quais baseia-se a circulação geral. Em 1887, de Bort começou a produzir mapas de distribuições de pressão no ar superior e, em 1889, seu mapa-múndi das pressões médias de janeiro nos 4 km inferiores da atmosfera conseguiu representar o grande cinturão da corrente ocidental entre as latitudes 30° e 50° norte.

E DISTÚRBIOS EM LATITUDES MÉDIAS

As ideias teóricas sobre a atmosfera e seus sistemas climáticos evoluíram em parte por causa das necessidades dos marinheiros do século XIX por informações sobre ventos e tempestades, especialmente previsões do comportamento futuro. Em níveis baixos no cinturão ocidental (aproximadamente latitudes 40° a 70°), observava-se um padrão complexo de sistemas móveis de alta e baixa pressão, enquanto, entre 6.000 m e 20.000 m, existe um fluxo de ar constante do oeste. Dove (1827 e 1828) e Fitz Roy (1863) defenderam a teoria da formação de ciclones segundo “correntes opostas” (isto é, depressão), onde a energia para os sistemas era produzida por fluxos de ar convergentes. Espy (1841) propôs uma teoria mais clara da convecção para a produção de energia em ciclones, com a liberação de calor latente (condensação de vapor d’água) como a fonte principal. Em 1861, Jinman postulou que as tempestades se desenvolvem onde correntes de ar opostas formam linhas de confluência (depois denominadas “frentes”). Ley (1878) apresentou um quadro tridimensional de um sistema de baixa pressão, com uma cunha de ar frio por trás de uma descontinuidade abrupta da temperatura cortando o ar mais quente, e Abercromby (1883) descreveu sistemas de tempestade em termos de um padrão de isóbaras (linhas fechadas de mesma pressão) com os tipos de clima típicos associados. Nessa época, embora a energética estivesse longe de estar clara, emergiu um quadro, correto em seus aspectos básicos, de tempestades de latitude média serem geradas pela mistura de ar tropical quente e polar frio como resultado fundamental

dos gradientes latitudinais de temperatura criados pelos padrões de radiação solar incidente e de radiação emanante da Terra. Mais para o fim do século XIX, dois importantes grupos de pesquisa europeus estavam lidando com a formação de tempestades: o grupo de Viena, com Margules, incluindo Exner e Schmidt; e o grupo sueco, liderado por Vilhelm Bjerknes. Os primeiros estavam preocupados com as origens da energia cinética (energia do movimento) ciclônica, que, aparentemente, advinha de diferenças na energia potencial de massas de ar opostas de temperaturas diferentes. A energia potencial é a energia associada à altura de parcelas de ar acima da superfície. Os gradientes de energia potencial em uma superfície de pressão proporcionam condições para converter energia potencial em cinética. Isso foi proposto no trabalho de Margules (1901), que mostrou que a energia potencial de uma depressão típica é menor que 10% da energia cinética dos ventos que a constituem. Em Estocolmo, o grupo de V. Bjerknes concentrou-se no desenvolvimento de frentes (Bjerknes, 1897 e 1902), mas suas pesquisas foram particularmente importantes durante o período de 1917-1929, depois que J. Bjerknes se mudou para Bergen e trabalhou com Bergeron. Em 1918, foi identificada a frente quente, o processo de oclusão foi descrito em 1919, e a teoria completa da Frente Polar no desenvolvimento de ciclones foi apresentada em 1922 (J. Bjerknes e Solberg). Depois de 1930, a pesquisa meteorológica concentrou-se cada vez mais na importância de influências da troposfera média e superior para os fenômenos climáticos globais. Essa tendência foi liderada por Sir Napier Shaw na Grã-Bretanha e por Rossby, com Namias e outros, nos Estados Unidos. O fluxo de ar na camada de 3-10 km de altura do vórtex polar dos ventos de oeste no Hemisfério Norte forma ondas horizontais de grande escala (Rossby) devido aos gradientes latitudinais no parâmetro de Coriolis, cuja influência foi simulada em experimentos com antenas giratórias nas décadas de 1940 e 1950. O número e a amplitude dessas ondas parecem depender do gradiente ou “índice” energético hemisférico. Em momentos de índice elevado, especialmente no inverno, pode haver

até três ondas de Rossby de pequena amplitude causando um forte fluxo zonal (isto é, de oeste para leste). Um gradiente energético hemisférico mais fraco (ou seja, índice baixo) é caracterizado por quatro a seis ondas de Rossby de maior amplitude. Como a maioria dos fluxos amplos e fluidos na natureza, observações realizadas nas décadas de 1920 e 1930, e particularmente aquelas feitas em aviões na Segunda Guerra Mundial, demonstraram que as correntes ocidentais superiores contêm linhas estreitas de alta velocidade, batizadas de “correntes de jato” por Seilkopf em 1939. As correntes de jato mais altas e mais importantes se dispõem aproximadamente ao longo de ondas de Rossby. A principal corrente de jato, localizada a 10 km, afeta o clima superficial, guiando sistemas de baixa pressão que tendem a se formar abaixo dela. Além disso, o ar descendente abaixo das correntes de jato fortalece as células subtropicais de alta pressão.

F AS REGIÕES POLARES

A visão mais antiga da circulação atmosférica ártica é atribuída ao trabalho de von Helmholtz, no final do século XIX, o qual argumentava que a região era dominada por uma célula superficial mais ou menos permanente de alta pressão, uma visão desenvolvida na primeira parte do século XX por Hobbs e sua teoria do “anticiclone glacial”. Em 1945, Hobbs aprofundou essa ideia básica, defendendo a existência de um anticiclone permanente sobre a camada de gelo da Groenlândia, que teria fortes impactos em latitudes médias. Devido à falta geral de dados até as décadas de 1940 e 1950, essa concepção tão errônea não surpreende. As análises da pressão ao nível do mar produzidas durante a Segunda Guerra Mundial na série de mapas US Historical Weather continham fortes vieses positivos para antes da década de 1930 fora do setor do Atlântico Norte. Parte do problema, conforme observado por Jones, era que esses mapas haviam sido preparados por analistas relativamente pouco treinados, que tendiam a extrapolar para a região ártica, que carecia de dados, com a visão prevalecente de uma célula ártica de alta pressão. Mesmo no começo da década de 1950, alguns estudos representa-

ram ciclones móveis erroneamente como restritos à periferia do Oceano Ártico. A emergência, na América do Norte, de visões mais modernas da circulação ártica no final da década de 1950 e na de 1960, promovidas pelo crescente banco de dados sobre observações da atmosfera superior e superficial, apareceu no trabalho dos grupos de pesquisa da McGill University, liderado por F. K. Hare, e da Universidade de Washington, liderado por R. J. Reed. R. G. Barry participou do trabalho da McGill, e fez muitas contribuições. É interessante observar que, na União Soviética, uma visão relativamente moderna da circulação de verão já havia sido formulada em 1945 por B. L. Dzerdzevskii.

O conhecimento da Antártica ficou para trás em relação ao do Ártico. A distância e as condições extremamente severas desse continente foram barreiras ao progresso. Além disso, enquanto o Ártico era uma região estratégica durante a Guerra Fria, levando a extensivas pesquisas e ao rápido estabelecimento de redes de observação, a Antártica não se beneficiou da atividade da Guerra Fria na mesma medida. Alguns aspectos foram reconhecidos há muito, como a existência de uma zona de baixa pressão ao redor do continente e de fortes ventos catabáticos (descendentes). Houve um considerável progresso após as observações feitas durante o Ano Geofísico Internacional (IGY) de 1957-1958, modelado com base nos Anos Polares Internacionais de 1882-1883 e 1932-1933 (Quadro 1.1). Um levantamento preliminar das correntes ocidentais do Hemisfério Sul, baseado em parte nas observações da atmosfera superior durante o IGY, foi publicado por H. H. Lamb em 1959. Mesmo hoje, as observações diretas são muito mais esparsas na Antártica do que no Ártico. As previsões do tempo nessa região baseiam-se especialmente em dados coletados por satélites orbitais.

G CLIMA TROPICAL

O sucesso da modelagem do ciclo de vida da depressão frontal nas latitudes médias e seu valor como instrumento de previsão levaram a tentativas, no período imediatamente antes da

Segunda Guerra Mundial, de aplicá-la às condições atmosféricas que predominam nos trópicos (30°N-30°S), compreendendo a metade da área superficial do planeta. Essa tentativa estava condenada ao fracasso, como demonstraram as observações feitas durante a guerra aérea no Pacífico. O fracasso se deveu à ausência de descontinuidades frontais na temperatura entre massas de ar e à ausência de um efeito de Coriolis forte e, portanto, de ondas de Rossby. As descontinuidades nas massas de ar tropicais baseiam-se em diferenças de umidade. O clima tropical resulta principalmente de características convectivas intensas, como fluxos de calor, ciclones tropicais (furacões e tufões) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujo eixo representa a linha que separa os ventos Alísios de sudeste e nordeste dos hemisférios Norte e Sul. A enorme instabilidade das massas de ar tropicais significa que mesmo uma leve convergência nos ventos Alísios dá vazão a ondas atmosféricas no sentido oeste com padrões climáticos característicos.

Acima dos oceanos Pacífico e Atlântico, a ZCIT é semiestacionária, com um deslocamento anual de 5° ou menos, mas, em outros locais, ela varia entre as latitudes de 17°S e 8°N em janeiro e entre 2°N e 27°N em julho – isto é, durante as estações das monções de verão no sul e norte, respectivamente. O movimento sazonal da ZCIT e a existência de outras influências convectivas tornam as monções do sul e leste asiáticos o mais importante fenômeno climático sazonal global.

Investigações sobre as condições do tempo em grandes extensões dos oceanos tropicais começaram a ter o apoio de observações por satélite depois de 1960. As observações de ondas nos ventos de leste tropicais começaram no Caribe na metade da década de 1940, mas a estrutura de mesoescala dos agrupamentos de nuvens e tempestades associadas somente foi reconhecida na década de 1970. As observações por satélite também se mostraram muito valiosas para detectar a geração de furacões em grandes áreas dos oceanos tropicais.

No final da década de 1940 e subsequentemente, foram feitos trabalhos importantes sobre

as relações entre o mecanismo de monções do sul asiático relacionado com a corrente de jato subtropical de oeste e a barreira de montanhas do Himalaia e o deslocamento da ZCIT. A significativa ausência das monções indianas de verão em 1877 levou Blanford (1860) na Índia, Todd (1888) na Austrália, e outros a procurarem correlações entre a pluviosidade de monções na Índia e outros fenômenos climáticos, como a quantidade de neve que cai sobre o Himalaia (que influencia o aquecimento diferencial de grande escala entre a terra e o oceano) e a intensidade do centro de alta pressão do Oceano Índico meridional. Essas correlações foram estudadas intensivamente por Sir Gilbert Walker e seus colegas na Índia entre 1909 e o final da década de 1930. Em 1924, houve um grande avanço, quando Walker identificou a “Oscilação Sul” – uma alternância de pressão entre leste e oeste, com pluviosidade resultante (isto é, correlação negativa) entre a Indonésia e o Pacífico Oriental. Outras oscilações climáticas norte-sul foram identificadas no Atlântico Norte (Açores vs. Islândia, conhecida como Oscilação do Atlântico Norte) e Pacífico Norte (Alasca vs. Havai). Na fase da Oscilação Sul em que existe alta pressão sobre o Pacífico Oriental, o movimento oeste das águas de superfície do Pacífico central, com uma consequente ressurgência de água fria rica em plâncton na costa da América do Sul, é associado ao ar ascendente que causa fortes chuvas de verão sobre a Indonésia. Periodicamente, o enfraquecimento e o rompimento de células de alta pressão no Pacífico Leste levam a consequências importantes, cujas principais envolvem o ar descendente e secas sobre a Índia e a Indonésia e a remoção do mecanismo de ressurgência fria na costa da América do Sul, que resulta no fracasso na pesca. A presença de água quente ao longo da costa é denominada “El Niño”. Embora o papel central dos sistemas de alta pressão nas latitudes menores sobre as circulações globais da atmosfera e dos oceanos seja reconhecido, a causa da mudança de pressão no Pacífico Leste que gera o El Niño ainda não foi totalmente compreendida. Houve um certo desinteresse na Oscilação Sul e nos fenômenos associados a ela durante a década de

1940 até meados da de 1960, mas o trabalho de Berlage (1957), o aumento no número de secas na Índia, de 1865 a 1990, e especialmente o forte El Niño que causou grandes dificuldades econômicas em 1972, levaram a um renascimento no interesse e nas pesquisas. Um aspecto dessa pesquisa é o estudo minucioso das “teleconexões” (correlações entre condições climáticas em regiões bastante separadas da Terra) apontadas por Sir Gilbert Walker.

H PALEOCLIMAS

Antes da metade do século XX, 30 anos de registros eram considerados suficientes para definir um determinado clima. Na década de 1960, a ideia de um clima estático era indefensável. Novas abordagens à paleoclimatologia, o estudo de climas passados, foram desenvolvidas nas décadas de 1960 e 1970. A teoria astronômica para explicar as grandes eras glaciais do Pleistoceno, proposta por Croll (1867) e desenvolvida matematicamente por Milankovitch (1920), parecia estar em conflito com evidências de mudanças climáticas datadas. Todavia, em 1976, Hays, Imbrie e Shackleton recalcularam a cronologia de Milankovitch usando novas técnicas estatísticas poderosas e mostraram que ela tinha uma boa correlação com registros de temperaturas passadas, especialmente para paleotemperaturas oceânicas derivadas de razões isotópicas ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em organismos marinhos, registradas em testemunhos oceânicos. A ideia por trás das forças de Milankovitch é que mudanças periódicas na excentricidade da órbita da Terra, na inclinação do eixo da Terra e no momento dos equinócios causam variações na quantidade de radiação solar recebida em diferentes momentos do ano sobre diferentes partes da superfície. Como é amplamente aceito hoje, as grandes eras glaciais ao longo dos últimos 2 milhões de anos refletem influências desses ciclos de Milankovitch e *feedbacks* climáticos consequentes que amplificam a mudança. As informações paleoclimáticas obtidas a partir de testemunhos oceânicos e fontes terrestres são complementadas por testemunhos de gelo coletados em mantos de gelo da Groenlândia e Antártica, campos de gelo no Canadá e

em outros locais. Além de documentar as relações climáticas com os ciclos de Milankovitch, esses registros proporcionam evidências de mudanças rápidas e de grande escala no clima. O mais longo registro disponível de testemunhos de gelo do Domo C na região Antártica Leste cobre 800.000 anos e mostra que os períodos interglaciais antes de 450.000 anos atrás eram mais frios (menos quentes) do que os posteriores. Os registros de temperatura reconstruídos a partir dos testemunhos de gelo são obtidos com base nas razões entre isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$). Amostras de atmosferas passadas aprisionadas como bolhas em testemunhos de gelo documentam uma forte relação entre o clima e as concentrações de dióxido de carbono atmosférico, e mostram, de maneira convincente, que as concentrações atuais desse gás de efeito estufa são maiores do que em qualquer momento durante pelo menos os últimos 800.000 anos.

Outras informações paleoclimáticas são obtidas com anéis anuais em árvores, que refletem a temperatura e umidade da estação de crescimento, sedimentos de lagos e pântanos que contêm registros de pólen da vegetação regional, registros de temperatura reconstruídos a partir de razões de isótopos de oxigênio em estalagmites de cavernas e anéis anuais de crescimento em corais oceânicos.

Houve importantes avanços na reconstrução paleoclimática pelo uso de modelos de circulação geral com condições limítrofes passadas (paleogeografia, paleovegetação) e características diferentes da órbita terrestre.

I O SISTEMA CLIMÁTICO GLOBAL

Sem dúvida, o mais importante resultado do trabalho realizado na segunda metade do século XX foi o reconhecimento da existência do sistema climático global (ver **Quadro 1.1**). O sistema climático envolve não apenas os elementos atmosféricos, como os cinco principais subsistemas: a atmosfera (o mais instável e com mudanças mais rápidas); o oceano (muito lento em termos de sua inércia térmica e, portanto, importante para regular as variações atmosféricas); a neve e a cobertura de gelo (a criosfera); e

a superfície de terra, com sua cobertura vegetal (a litosfera e a biosfera). Processos físicos, químicos e biológicos ocorrem nesses subsistemas complexos e entre eles. A interação mais importante ocorre entre a atmosfera, pela qual a energia solar entra no sistema, e os oceanos, que armazenam e transportam grandes quantidades de energia (especialmente térmica), agindo assim como um regulador para mudanças atmosféricas mais rápidas. Outra complicação advém da matéria viva da biosfera, que influencia a radiação incidente e a rerradiação emanante e afeta a composição atmosférica por meio dos gases de efeito estufa. Nos oceanos, a biota marinha desempenha um papel importante na dissolução e no armazenamento de CO_2 . Todos os subsistemas são ligados por fluxos de massa, calor e momento, formando um todo muito complexo. O sistema climático formado sempre foi e sempre será caracterizado pela variabilidade em diversas escalas temporais e espaciais. Todavia, a introdução dos seres humanos no sistema acrescenta uma nova dimensão. De fato, na aurora do século XXI, acumulam-se evidências avassaladoras de um impacto humano discernível e crescente sobre o clima global.

O mecanismo motor das mudanças climáticas globais é chamado de “forçante radiativa”. Em um estado climático de equilíbrio, a energia solar global média absorvida pelo sistema da Terra é balanceada pela radiação média global de ondas longas que é emitida para o espaço. Em outras palavras, existe equilíbrio radiativo no topo da atmosfera. Um desequilíbrio, ou forçante radiativa, é definido como positivo quando menos energia é emitida do que absorvida, e negativo no caso contrário. Em resposta à forçante radiativa, o sistema tenta buscar um novo equilíbrio, com base, respectivamente, no aquecimento ou resfriamento na superfície. Os desequilíbrios de radiação ocorrem a partir de processos naturais (p.ex., efeitos astronômicos sobre a radiação solar incidente de ondas curtas, mudanças na produção solar total e erupções vulcânicas, que carregam a atmosfera com aerossóis, minúsculas partículas suspensas no ar) e influências humanas (p.ex., alterações em gases de efeito estufa e concentrações de

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

1.1 O Programa de Pesquisa Atmosférica Global (GARP) e o Programa de Pesquisa Climática Global (WCRP)

A ideia de estudar o clima global por meio de programas intensivos e coordenados de observações emergiu por intermédio da Organização Meteorológica Mundial (WMO: <http://www.wmo.ch>) e do Conselho Internacional para as Ciências (ICSU: <http://www.icsu.org>) na década de 1970. Três linhas de atividades foram planejadas: uma base física para previsão do tempo no longo prazo; variabilidade climática interanual; e tendências climáticas de longo prazo e sensibilidade climática. As observações meteorológicas globais se tornaram uma grande preocupação, e isso levou a uma série de programas observacionais. O primeiro foi o Programa de Pesquisa Atmosférica Global (GARP), que tinha diversos componentes relacionados, mas semi-independentes. Um dos primeiros foi o GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) no Atlântico Norte Oriental, na costa da África Ocidental, em 1974-1975. O objetivo era analisar a estrutura da inversão dos ventos Alísios e identificar as condições associadas ao desenvolvimento de distúrbios tropicais. Foi realizada uma série de experimentos com as monções na África Ocidental e no Oceano Índico no final da década de 1970 e começo da de 1980, e também um Experimento Alpino. O First GARP Global Experiment (FGGE), de novembro de 1978 a março de 1979, reuniu as observações climáticas globais. Junto com esses programas observacionais, também houve um esforço coordenado para melhorar a modelagem numérica de processos climáticos globais.

O Programa de Pesquisa Climática Mundial (WCRP: <http://www.wmo.ch/web/wcrp/prgs.htm>), estabelecido em 1980, é patrocinado pela WMO, ICSU e a Comissão Oceânica Internacional (ICO). O primeiro esforço global foi o Experimento sobre a Circulação Oceânica Global (WOCE), que proporcionou uma compreensão detalhada das correntes oceânicas e da circulação termohalina global. Ele foi seguido, na década de 1980, pelo Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA).

Projetos atuais importantes do WCRP são Variabilidade e Previsibilidade Climática (CLIVAR: <http://www.clivar.org/>), o Experimento sobre Energia Global e Ciclo da Água (GEWEX), Processos Estratosféricos e seu papel no Clima (SPARC) e Clima e Criosfera (CliC; <http://clivc.npolar.no>). Dentro do GEWEX, existem o International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) e o International Land Surface Climatology Project (ISLSCP), que fornecem conjuntos de dados valiosos para análise e validação de modelos. O CliC, que aborda todos os componentes importantes da criosfera terrestre (geleiras, calotas polares e coberturas de gelo, gelo marinho, cobertura de neve) desenvolveu-se a partir do antigo Arctic Climate System (ACSYS). O WCRP também se envolveu ativamente no planejamento e na implementação do terceiro Ano Polar Internacional (IPY), um grande programa científico internacional sobre o Ártico e a Antártica, de março de 2007 a março de 2009.

Referência

Houghton, J. D. and Morel, P. (1984) The World Climate Research Programme. In J. D. Houghton (ed.) *The Global Climate*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1–11.

aerossóis por causa da queima de combustíveis fósseis e diversas outras atividades, como o desmatamento e a agricultura). Medições diretas da radiação solar são feitas por satélites desde aproximadamente 1980, mas a correlação entre mudanças pequenas na radiação solar e na economia térmica do sistema climático global ainda está um tanto incerta. Todavia, os aumentos induzidos pelo homem no teor de gases de efeito estufa na atmosfera (0,1% da qual é composto pelos gases-traço dióxido de carbono, metano, óxido nitroso e ozônio) parecem ter

sido muito significativos para ampliar a proporção de radiação terrestre de ondas longas aprisionada pela atmosfera (uma forçante radiativa positiva), elevando a temperatura do ar superficial ao longo dos últimos 100 anos.

Os ajustes em uma forçante radiativa ocorrem em questão de meses nos subsistemas superficial e troposférico, mas são mais lentos (séculos ou mais) no oceano. Por sua vez, a quantidade de aquecimento superficial para uma determinada forçante radiativa (denominada sensibilidade climática) depende de

feedbacks que amplificam ou reduzem a resposta climática à forçante. No caso de gases de efeito estufa, a questão é ainda mais complicada, pois a própria forçante radiativa está mudando. *Feedbacks* importantes envolvem o papel da neve e do gelo refletindo a radiação solar incidente e o vapor de água atmosférico que absorve a rerradiação terrestre, e são de caráter positivo. Por exemplo: a Terra aquece; o vapor de água atmosférico aumenta; isso, por sua vez, aumenta o efeito estufa; o resultado é que a Terra aquece ainda mais. Um aquecimento semelhante ocorre quando temperaturas mais elevadas reduzem a cobertura de neve e gelo, permitindo que a terra e o oceano absorvam mais radiação. As nuvens desempenham um papel mais complexo e ainda pouco compreendido, refletindo radiação solar (radiação de ondas curtas), mas também aprisionando radiação terrestre emanante. O *feedback* negativo, quando o efeito da mudança é reduzido, é um aspecto muito menos importante da operação do sistema climático, que explica em parte a tendência recente de aquecimento global. O impacto dos aerossóis é uma das principais áreas de incerteza. Enquanto o efeito de resfriamento dos aerossóis, espalhando a radiação solar de volta para o espaço, é bem conhecido e, em parte, mascara o efeito de aquecimento dos gases de efeito estufa, alguns aerossóis, como a fuligem, absorvem radiação solar. Os aerossóis também afetam o número e a densidade das gotículas de chuva, alterando as propriedades óticas das nuvens.

Um fator crucial nos processos do tempo e do clima é a imprevisibilidade. Os sistemas climáticos apresentam sensibilidade a suas condições iniciais, ou seja, uma mudança muito pequena no estado inicial de um sistema climático talvez tenha um efeito grande e desproporcional sobre todo o sistema. Isso foi reconhecido inicialmente por E. Lorenz (1963), ao afirmar que uma borboleta batendo asas em Pequim poderia afetar o clima a milhares de milhas de distância alguns dias depois. Essa sensibilidade hoje é conhecida como “efeito-borboleta”. Ela é estudada em experimentos de modelagem numérica, fazendo-se muitas simulações com variações mínimas nas condições iniciais

e avaliando-se os resultados de um conjunto de projeções.

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), estabelecido conjuntamente em 1988 pela WMO e pelo Programa das Nações Unidas de Meio Ambiente (PNUMA), serviu como ponto focal para a pesquisa sobre mudanças climáticas, e publicou seu Quarto Relatório em 2007. Uma das mais importantes ferramentas do IPCC envolve modelos numéricos do sistema climático. Desde o desenvolvimento inicial dos modelos de circulação geral da atmosfera na década de 1960, os modelos atuais se tornaram mais sofisticados, e são essenciais para entender as complexidades da forçante radiativa, dos *feedbacks* e das respostas climáticas. Eles hoje incorporam submodelos acoplados dos oceanos, da terra e da biosfera. O quadro emergente que esses modelos retratam é de um mundo muito mais quente e diferente ao final deste século, representando desafios para a sociedade, incluindo, mas não limitados a, níveis mais elevados dos mares e mudanças em zonas agrícolas. No entanto, permanecem grandes incertezas, particularmente em relação às mudanças climáticas em escalas regionais.

A primeira edição deste livro data de 1968, antes de muitos dos avanços descritos nas edições posteriores serem sequer concebidos. Todavia, nosso objetivo ao escrever tem sido sempre o de proporcionar uma narrativa simples de como a atmosfera funciona, contribuindo para a compreensão dos fenômenos climáticos e climas globais. Conforme observado na 8ª edição, uma explicação maior resulta inevitavelmente em um aumento na variedade de fenômenos que exigem explicação. Como resultado, este livro continua a crescer com o tempo.

TEMAS PARA DISCUSSÃO

- Como os avanços tecnológicos contribuíram para a evolução da meteorologia e climatologia?
- Reflita sobre as contribuições relativas da observação, teoria e modelagem para o nosso conhecimento sobre os processos atmosféricos.

REFERÊNCIAS E SUGESTÃO DE LEITURA

Livros

- Allen, R., Lindsay, J. and Parker, D. (1996) *El Niño Southern Oscillations and Climatic Variability*, CSIRO, Australia, 405pp. [Modern account of ENSO and its global influences]
- Fleming, J. R. (ed.) (1998) *Historical Essays in Meteorology, 1919–1995*, American Meteorological Society, Boston, MA, 617pp. [Valuable accounts of the evolution of meteorological observations, theory and modeling and of climatology]
- Houghton, J.T., Ding, Y., et al. (eds) (2001) *Climate Change 2001; The Scientific Basis; The Climate System: An Overview*, Cambridge University Press, Cambridge, 881pp. [Working Group I contribution to The Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC); a comprehensive assessment from observations and models of past, present and future climatic variability and change. It includes a technical summary and one for policy makers]

- Peterssen, S. (1969) *Introduction to Meteorology*, 3rd edn., McGraw Hill, New York, 333pp. [Classic introductory text, including world climates]
- Stringer, E.T. (1972) *Foundations of Climatology: An Introduction to Physical, Dynamic, Synoptic, and Geographical Climatology* Freeman and Co., San Francisco, CA, 586pp. [Detailed and advanced survey with numerous references to key ideas; equations are in Appendices]
- Van Andel, T.H. (1994) *New Views on an Old Planet*, 2nd edn, Cambridge University Press, Cambridge, 439pp. [Readable introduction to earth history and changes in the oceans, continents and climate]

Artigos científicos

- Browning, K.A. (1996) Current research in atmospheric sciences. *Weather* 51, 167–72.
- Grahame, N. S. (2000) The development of meteorology over the last 150 year as illustrated by historical weather charts. *Weather* 55(4),108–16.
- Hare, F.K. (1951) Climatic classification. In: *London Essays in Geography*, L. D. Stamp and S. W. Wooldridge (eds), Longmans, London, pp. 111–34.