

# 11

## O tempo e o clima tropical

### OBJETIVOS DE APRENDIZAGEM

Depois de ler este capítulo, você:

- entenderá as características e a significância da zona de convergência intertropical;
- estará familiarizado com os principais sistemas meteorológicos que ocorrem em várias latitudes e sua distribuição;
- conhecerá alguns dos efeitos diurnos e locais que influenciam o clima tropical;
- saberá onde e como os ciclones tropicais tendem a ocorrer; e
- entenderá as características e os mecanismos básicos dos fenômenos El Niño e La Niña.

Os climas tropicais são de especial interesse geográfico, pois 50% da superfície do planeta se encontram entre as latitudes de 30°N e 30°S, e mais de 75% da população do mundo habitam terras com climas tropicais. Este capítulo descreve os sistemas dos ventos Alísios, a zona de convergência intertropical e os sistemas meteorológicos tropicais. Os principais regimes de monções são analisados, assim como o clima da Amazônia. Discutimos os efeitos das fases alternadas do El Niño-Oscilação Sul no Oceano Pacífico equatorial, bem como outras causas de variação climática nos trópicos. Finalmente, as dificuldades para prever o clima tropical são sucintamente consideradas.

Os limites latitudinais dos climas tropicais variam com a longitude e a estação, e as condições meteorológicas tropicais podem ir muito além dos Trópicos de Câncer e Capricórnio. Por exemplo, as monções de verão se estendem até 30°N na Ásia Meridional, mas apenas a 20°N na África Ocidental, enquanto, no final do verão e

no outono, os furacões tropicais podem afetar áreas "extratropicais" da Ásia Oriental e do leste da América do Norte. Não apenas as margens tropicais se estendem sazonalmente em direção aos polos, como, na zona entre as principais células subtropicais de alta pressão, existe uma interação frequente entre fenômenos temperados e tropicais. Em certos locais e em outras ocasiões, são observadas tempestades tropicais e de latitudes médias distintas. No entanto, de modo geral, a atmosfera tropical está longe de ser uma entidade discreta, e quaisquer limites meteorológicos ou climatológicos serão arbitrários. Existem, porém, vários aspectos característicos do tempo tropical, discutidos a seguir.

Diversos fatores básicos ajudam a moldar os processos meteorológicos tropicais. Em primeiro lugar, o parâmetro de Coriolis se aproxima de zero no equador, de modo que os ventos podem se afastar consideravelmente do equilíbrio geostrofico. Os gradientes de pressão também costumam ser fracos, exceto para siste-

mas de tempestades tropicais. Por essas razões, os mapas meteorológicos tropicais geralmente representam linhas de correntes, e não isóbaras ou alturas geopotenciais. Além disso, os gradientes de temperatura são caracteristicamente fracos. As variações espaciais e temporais no teor de umidade são características diagnósticas muito mais significativas para o clima. Em terceiro lugar, os regimes das brisas de terra/mar desempenham um papel importante nos climas costeiros, em parte como resultado da duração quase constante do dia e do forte aquecimento solar. Também ocorrem oscilações semidiurnas na pressão, de 2-3 mb, com mínimas ao redor das 4:00 e 16:00 e máximas em torno das 10:00 e 22:00 horas. Em quarto lugar, o regime anual de radiação solar incidente, com o Sol a pino no equador em março e setembro e sobre os Trópicos nos respectivos solstícios de verão, se reflete nas variações sazonais da pluviosidade em certas estações. Todavia, fatores dinâmicos afetam enormemente essa explicação convencional.

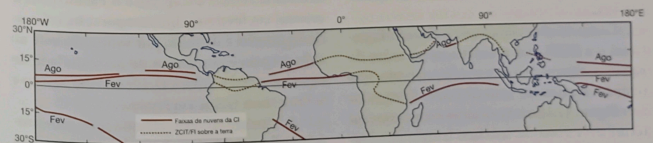
### A CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

A tendência de os sistemas dos ventos Alísios dos dois hemisférios convergirem no Cavado Equatorial (baixa pressão) já foi discutida (ver Capítulo 6B). As visões sobre a natureza exata dessa característica estão sujeitas a revisões constantes. Da década de 1920 à de 1940, os conceitos sobre sistemas frontais desenvolvidos nas latitudes médias eram aplicados aos trópicos, e a confluência de linhas de correntes dos

alísios de nordeste e sudeste era identificada como a Frente Intertropical (FI). Sobre áreas continentais, como a África Ocidental e a Ásia Meridional, onde, no verão, o ar tropical continental quente e úmido encontra o ar equatorial mais fresco e úmido, esse termo tem aplicabilidade limitada (Figura 11.1). Podem ocorrer gradientes súbitos de temperatura e umidade, mas a frente raramente é um mecanismo gerador de tempo meteorológico das latitudes médias. Em outros locais em latitudes baixas, são raras as frentes verdadeiras (de contraste demarcado na densidade).

O reconhecimento da importância da convergência de campos de vento na produção do tempo tropical, nas décadas de 1940-1950, levou à designação da convergência dos ventos Alísios como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Essa feição é visível em um mapa das linhas de correntes médias, mas as áreas de convergência crescem e decaem, ou *in situ* ou dentro de feições que avançam para oeste (ver Prancha 11.1), ao longo de períodos de alguns dias. Além disso, a convergência é infrequente, mesmo como uma feição climática nas zonas de calmaria (ver Figura 7.13). Dados obtidos com satélites mostram que, sobre os oceanos, a posição e a intensidade da ZCIT variam muito a cada dia.

A ZCIT é uma feição predominantemente oceânica que tende a se localizar sobre as águas superficiais mais quentes. Assim, pequenas diferenças na temperatura da superfície do mar podem causar mudanças consideráveis na localização da ZCIT. Uma temperatura superfi-



**Figura 11.1** Posição do Cavado Equatorial (Zona de Convergência Intertropical ou Frente Intertropical em alguns setores) em fevereiro e agosto. A faixa de nuvens no Pacífico sudoeste em fevereiro é conhecida como Zona de Convergência do Pacífico Sul; sobre a Ásia Meridional e a África Ocidental, usa-se o termo Depressão Monçônica.

Fontes: Saha (1973), Riehl (1954) e Yoshino (1969).



**Prancha 11.1** A ZCIT aparece como uma faixa de nuvens brancas no centro da imagem; esta é uma combinação de dados do GOES-11 da NOAA e de dados de classificações de tipos de cobertura da superfície. Fonte: GOES Project Science Office.

cial do mar de pelos menos 27,5°C parece ser o limiar para a atividade convectiva organizada; acima dessa temperatura, a convecção organizada é essencialmente competitiva entre diferentes regiões disponíveis para fazer parte de uma ZCIT contínua. O cinturão de chuvas convectivas da ZCIT tem limites latitudinais nitidamente definidos. Por exemplo, ao longo da costa da África Ocidental, foram registradas as seguintes médias anuais de pluviosidade:

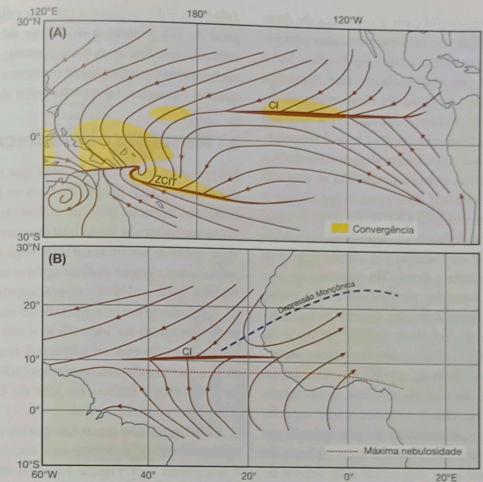
12°N	1939 mm
15°N	542 mm
18°N	123 mm

Em outras palavras, avançando para o sul em direção à ZCIT, a precipitação aumenta em 440%, a uma distância meridional de apenas 330 km.

Como feições climáticas, o Cavado Equatorial e a ZCIT são assimétricos ao redor do equador, situando-se, em média, ao norte. Eles também se afastam sazonalmente do equador (ver Figura 11.1) em associação com o equador térmico (a zona de máxima temperatura sazonal). A localização do equador térmico está diretamente relacionada com o aquecimento solar (ver Figuras 11.2 e 3.11), e existe uma relação óbvia entre isso e o Cavado Equatorial em termos de baixas térmicas. Todavia, se a con-

vergência intertropical (CI) coincidissem com o Cavado Equatorial, essa zona de nebulosidade diminuiria a radiação solar incidente, reduzindo o aquecimento superficial necessário para manter o cavado de baixa pressão. De fato, isso não ocorre. A energia solar está disponível para aquecer a superfície porque a convergência dos ventos superficiais, a ascensão e a cobertura de nuvens máximas costumam se localizar vários graus no sentido do equador em relação ao cavado. No Atlântico (Figura 11.2B), por exemplo, o máximo de nebulosidade não coincide com o Cavado Equatorial em agosto e o Pacífico Norte oriental em fevereiro. Em comparação, o Cavado Equatorial é definido por ventos de leste no lado do polo e por ventos de oeste no lado do equador sobre a África Ocidental em agosto e sobre a Nova Guiné em fevereiro.

A dinâmica das circulações oceano-atmosfera nas baixas latitudes também está envolvida. A Zona de Convergência no Pacífico Equatorial central se move sazonalmente entre cerca de 4°N em março a abril e 8°N em setembro, com uma única máxima pronunciada de pluviosidade de março a abril. Isso



**Figura 11.2** Ilustrações de (A) convergência de linhas de correntes formando uma Convergência Intertropical (CI) e uma Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCIT) em fevereiro, e (B) padrões contrastantes da Depressão Monçônica sobre a África Ocidental, convergência de ventos sobre o Atlântico Norte central tropical, e eixo de máxima nebulosidade ao sul para agosto.

Fonte: (A): C. S. Ramage, comunicação pessoal (1986). (B): Sadler (1975a).

parece ser uma resposta às intensidades relativas dos alísios de nordeste e sudeste. A razão da intensidade dos Alísios do Pacífico Sul/Pacífico Norte ultrapassa 2 em setembro, mas cai para 0,6 em abril. De maneira interessante, a razão varia de fase com a razão das áreas de gelo marinho na Antártica-Ártico; o gelo antártico atinge o máximo em setembro, quando o gelo ártico está em seu mínimo. O eixo de convergência costuma se alinhar próximo à zona de máximas temperaturas da superfície marinha, mas não fica ancorado a ela. De fato, a temperatura máxima da superfície marinha, localizada dentro da Contracorrente Equatorial (ver Figura 7.31), é resultado das interações entre os ventos Alísios e os movimentos horizontais e verticais na camada superficial do oceano.

Estudos realizados com o uso de aviões mostram a estrutura complexa da ZCIT no Pacífico Central. Quando alísios moderadamente fortes geram convergência horizontal de umidade, formam-se faixas de nuvens convectivas, mas a ascensão convergente pode ser insuficiente para causar chuvas na ausência de uma divergência em níveis mais elevados. Além disso, embora os alísios de sudeste cruzem o equador, os ventos médios mensais resultantes entre 115° e 180°W têm, no decorrer do ano, um componente mais meridional a norte do equador e um componente mais setentrional a sul, gerando uma zona de divergência (devido à mudança de sinal no parâmetro de Coriolis) ao longo do equador.

Nos setores a sudoeste dos oceanos Pacífico e Atlântico, estudos sobre a nebulosidade com

o uso de satélites indicam a presença de duas zonas de confluência semipermanentes (ver Figura 11.1). Elas não ocorrem no Pacífico Sul e Atlântico Sul oriental, onde existem correntes oceânicas frias. A Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) apresentada no Pacífico Sul ocidental em fevereiro (verão) hoje é reconhecida como uma importante descontinuidade e zona de máxima nebulosidade. Ela se estende do extremo oriental de Papua-Nova Guiné a aproximadamente 30°S 120°W. Ao nível do mar, ventos úmidos de nordeste, a oeste do anticiclone subtropical do Pacífico Sul, convergem com ventos de sudeste à frente de sistemas de alta pressão que avançam no sentido leste a partir da Austrália/Nova Zelândia. O setor de baixa latitude a oeste da longitude de 180° faz parte do sistema da ZCIT, relacionado com águas superficiais quentes. Todavia, a precipitação máxima ocorre ao sul do eixo de máxima temperatura superficial marinha, e a convergência superficial fica ao sul da máxima de precipitação no Pacífico Sul central. A orientação sudeste da ZCPS é causada por interações com ventos de oeste nas latitudes médias. Sua extremidade sudeste é associada a fenômenos ondulatórios e nuvens induzidas pelas correntes de jato sobre a frente polar do Pacífico Sul. A conexão ao longo dos subtropicais parece refletir transferências de umidade e energia nas latitudes médias tropicais em níveis mais elevados, especialmente durante situações de tempestades subtropicais. Assim, a ZCPS apresenta uma substancial variabilidade interanual e de curto prazo em sua localização e desenvolvimento. A variabilidade interanual tem uma forte associação com a fase da Oscilação Sul (ver p. 374). Durante o verão setentrional, a ZCPS se encontra pouco desenvolvida, ao passo que a ZCIT está forte em todo o Pacífico. Durante o verão meridional, a ZCPS está bem desenvolvida, com uma ZCIT fraca sobre o Pacífico tropical ocidental. Depois de abril, a ZCIT se intensifica sobre o Pacífico ocidental e a ZCPS enfraquece à medida que avança para o oeste e em direção ao equador. No Atlântico, a ZCIT normalmente começa seu movimento para o norte de abril a maio, quando as temperaturas da superfície marinha no

Atlântico Sul começam a cair, e a célula subtropical de alta pressão e os alísios de sudeste se intensificam. Em anos frios e secos, esse movimento pode começar já em fevereiro e, em anos quentes e úmidos, talvez não antes de junho.

**B PERTURBAÇÕES TROPICAIS**

Foi somente na década de 1940 que explicações detalhadas foram propostas para os tipos de fenômenos tropicais além do ciclone tropical, que já era reconhecido havia bastante tempo. Nossa visão sobre os sistemas meteorológicos tropicais sofreu uma revisão radical após o advento dos satélites meteorológicos operacionais na década de 1960. Programas especiais de mensurações meteorológicas na superfície e em níveis superiores, junto com observações realizadas em aviões e navios, foram implementados nos Oceanos Pacífico e Índico, no Mar do Caribe e no Atlântico oriental tropical.

Distinguimos cinco categorias de sistemas meteorológicos conforme suas escalas espaciais e temporais (ver Figura 11.3). A menor, com um tempo de vida de algumas horas, é a nuvem cumulus individual, com 1-10 km de diâmetro, gerada por convergência dinamicamente induzida na camada limite dos ventos Alísios. Com tempo bom, as nuvens cumulus em geral se alinham em "ruas de nuvens", mais ou menos paralelas à direção do vento, ou formam células poligonais com um padrão de favo de mel, em vez de se espalharem aleatoriamente. Isso parece estar relacionado com a estrutura da camada limite e a velocidade do vento (ver p. 120). Existe pouca interação entre as camadas de ar acima e abaixo da base das nuvens nessas condições, mas, em condições meteorológicas adversas, correntes ascendentes e descendentes geram interações entre as duas camadas, intensificando a convecção. As torres de cumulus individuais, associadas a tempestades violentas, desenvolvem-se particularmente na ZCIT, às vezes alcançando 20 km de altitude com correntes ascendentes de 10-14 m s<sup>-1</sup>. Desse modo, a menor escala do sistema pode auxiliar o desenvolvimento de perturbações maiores. A convecção é mais ativa sobre superfícies marinhas

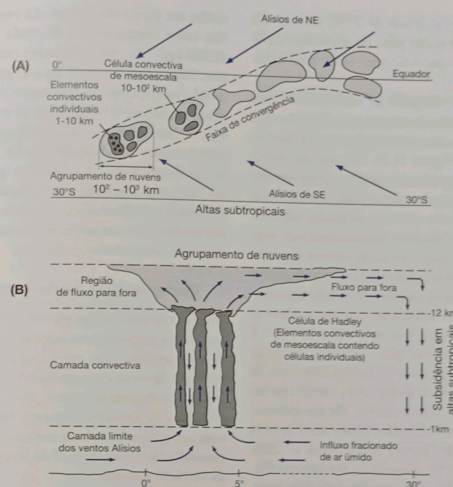


Figura 11.3 As estruturas de mesoescala e sinótica da zona do cavado equatorial (ZCIT), mostrando um modelo da distribuição espacial (A) e da estrutura vertical (B) de elementos convectivos que formam os agrupamentos de nuvens.

Fonte: Mason (1970). Royal Meteorological Society.

Tabela 11.1 Frequências anuais e ocorrência sazonal normal de ciclones tropicais (velocidades máximas sustentadas acima de 25 m s<sup>-1</sup> ou 90 km h<sup>-1</sup>), 1958-1977

Localização	Frequência anual	Ocorrência principal
Pacífico Norte Ocidental	26,3	Julho-outubro
Pacífico Norte Oriental	13,4	Agosto-setembro
Atlântico Norte Ocidental	8,8	Agosto-outubro
Oceano Índico Setentrional	6,4	Maió-junho; outubro-novembro
Total Hemisfério Norte	54,6	
Oceano Índico Sudoeste	8,4	Janeiro-março
Oceano Índico Sudeste	10,3	Janeiro-março
Pacífico Sul Ocidental	5,9	Janeiro-março
Total Hemisfério Sul	24,5	
Total global	79,1	

Fonte: Gray (1979).  
Obs.: Totais arredondados.

com temperaturas acima de 27°C, mas, acima de 32°C, a convecção para de aumentar, devido a interações que não estão totalmente compreendidas.

A segunda categoria de sistemas se forma pelo agrupamento de nuvens cumulus em áreas convectivas de mesoescala de até 100 km de diâmetro (ver Figura 11.3). Por sua vez, diversos desses agrupamentos podem compreender um agrupamento de nuvens com 100-1000 km de diâmetro. Esses sistemas de escala subsinótica foram identificados inicialmente nas imagens de satélite como áreas de nuvens amorfas, e estudados principalmente a partir de dados de satélite sobre os oceanos tropicais. Sua definição é bastante arbitrária, mas elas podem se estender sobre uma área de 2°×2° a 12°×12°. É importante observar que o pico de atividade convectiva terá passado quando a cobertura de nuvens estiver mais ampla, pelo espalhamento da cobertura de nuvens cirrus. Os agrupamentos do Atlântico, definidos como mais de 50% de cobertura de nuvens estendendo-se sobre uma área de 3°×3°, apresentam frequências máximas de 10 a 15 agrupamentos por mês perto da CI e também a 15-20°N no Atlântico ocidental sobre zonas de temperatura elevada na superfície do mar. Esses consistem de um grupo de células convectivas de mesoescala, e o sistema apresenta uma camada profunda de fluxo de ar convergente (ver Figura 9.3). Alguns duram apenas um ou dois dias, mas outros se formam dentro de ondas em escala sinótica. Muitos aspectos do seu desenvolvimento e papel precisam ser determinados. Mesmo com a ênfase na convecção, estudos na região da "piscina quente" do Pacífico equatorial ocidental indicam que grandes áreas de chuva em agrupamentos de nuvens consistem principalmente em precipitação estratiforme. Isso explica mais de 75% da área total de chuva e mais da metade da quantidade de chuva. Além disso, os sistemas de nuvens não são "nuvens quentes" (p. 128), mas são formados por partículas de gelo.

A quarta categoria de sistema meteorológico tropical compreende as ondas em escala sinótica e os vórtices ciclônicos (discutidos mais adiante), e o quinto grupo é representado pelas

ondas em escala planetária. As ondas planetárias (com comprimento de onda de 10.000 a 40.000 km) não nos interessam em suas mínúcias. Dois tipos ocorrem na estratosfera equatorial e outro na troposfera superior equatorial. Embora possam interagir com sistemas troposféricos inferiores, eles não parecem ser mecanismos meteorológicos diretos. Os sistemas em escala sinótica que determinam grande parte do "tempo perturbado" dos trópicos são suficientemente importantes e variados para serem discutidos sob a categoria de fenômenos ondulatórios e tempestades ciclônicas.

### 1 Perturbações ondulatórias

Diversos tipos de ondas viajam para oeste junto aos ventos troposféricos equatoriais e tropicais de leste; as diferenças entre elas provavelmente resultam de variações regionais e sazonais na estrutura da atmosfera tropical. Seu comprimento de onda é de aproximadamente 2000-4000 km, com um tempo de vida de uma a duas semanas, viajando em torno de 6-7° de longitude (cerca de 700 km) por dia.

O primeiro tipo de onda a ser descrito nos trópicos foi a onda de leste da área do Caribe. Esse sistema é bastante diferente de uma depressão de latitude média. Existe um fraco cavado de pressão, que muitas vezes se inclina para leste com a altitude (Figura 11.4). Em geral, o desenvolvimento principal de nuvens cumulonimbus e pancadas com trovoadas ocorre atrás da linha do cavado. Esse padrão é associado ao movimento horizontal e vertical nos ventos de leste. Atrás do cavado, o ar em níveis baixos sofre convergência, enquanto, à sua frente, ele é divergente (ver Capítulo 6B.1). Isso resulta da equação para a conservação da vorticidade potencial (cf. Capítulo 7A.2), que pressupõe que o ar que viaja a um determinado nível não muda de temperatura potencial (isto é, movimento adiabático seco; ver Capítulo 5A):

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p} = k$$

onde  $f$  = parâmetro de Coriolis,  $\zeta$  = vorticidade relativa (positiva ciclônica) e  $\Delta p$  = espessura da coluna de ar troposférica. O ar que ultrapassa a

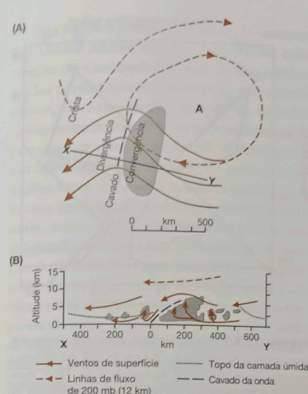


Figura 11.4 Modelo da estrutura horizontal (A) e vertical (B) de uma onda de leste. A nuvem aparece sombreada e a área de precipitação é mostrada na seção vertical. Os símbolos da linha de fluxo referem-se à estrutura horizontal, e as setas na seção vertical indicam os movimentos horizontais e verticais do ar. Fonte: Malkus e Riehl (1964).

linha do cavado está avançando em direção ao polo (aumentando  $f$ ) e para uma zona de curvatura ciclônica (aumentando  $\zeta$ ), de modo que, para o lado esquerdo da equação permanecer constante,  $\Delta p$  deve aumentar. Essa expansão vertical da coluna de ar necessita de contração (convergência) horizontal. Por outro lado, existe divergência no ar que avança para o sul adiante do cavado e se curva no sentido anticiclônico. A verdadeira zona de divergência se caracteriza por ar descendente que tende a secar, com apenas uma pequena camada de umidade perto da superfície, enquanto, nos arredores do cavado e atrás dele, a camada de umidade pode ter 4500 m ou mais de espessura. Quando o fluxo de ar de leste é mais lento que a velocidade da onda, observa-se o padrão inverso de convergência baixa à frente do cavado e divergência atrás dele, como consequência da equação da vorticidade potencial. Muitas vezes, isso ocorre

na média troposfera, de modo que o padrão de movimento vertical mostrado na Figura 11.4 é potencializado.

A passagem de uma onda transversal nos Alísios produz a seguinte sequência de tempo:

- 1 Na crista à frente do cavado: tempo bom, nuvens cumulus dispersas, um pouco de névoa seca.
- 2 Perto da linha do cavado: cumulus bem desenvolvidos, pancadas ocasionais, melhora na visibilidade.
- 3 Atrás do cavado: o vento gira no sentido horário (anticiclônico no HN), cumulus pesados e cumulonimbus, pancadas moderadas ou pesadas com trovões e redução na temperatura.

As imagens de satélite indicam que a onda de leste clássica é menos comum do que se supunha antes. Muitos distúrbios atlânticos apresentam uma forma de onda em "V invertido" no campo do vento em baixos níveis e nuvens associadas, ou uma nuvem em "virgula" relacionada com um vórtice. Muitas vezes, parecem estar ligadas a um padrão ondulatório sobre a CI mais ao sul. As perturbações da África ocidental que avançam sobre o Atlântico tropical oriental geralmente apresentam confluência em níveis baixos e difluência mais acima à frente do cavado, gerando taxas de precipitação máximas nesse mesmo setor. Muitas perturbações nos ventos de leste apresentam uma circulação ciclônica fechada no nível de 600 mb (4 km).

É difícil rastrear os processos de crescimento em perturbações ondulatórias sobre os oceanos e em áreas continentais com uma cobertura de dados esparsos, mas podemos fazer algumas generalizações. Pelo menos oito de cada 10 perturbações se formam a 2-4° de latitude do Cavado Equatorial em direção ao polo. A convecção é desencadeada pela convergência de umidade no fluxo de ar, intensificada pelo atrito e mantida pelo arrasto no interior de correntes convectivas térmicas (ver Figura 11.3). Por volta de 90 perturbações tropicais se formam durante a estação de furacões de junho a novembro no Atlântico tropical, aproximadamente um sistema a cada três a cinco dias. Mais da metade

deles se origina sobre a África, ao sul da latitude de 15°N. Segundo N. Frank, uma razão elevada de depressões africanas no total de tempestades em uma determinada estação indica características tropicais, ao passo que uma razão baixa sugere tempestades oriundas de baixas frias e da zona baroclínica entre o ar do Saara e o ar monçônico úmido e mais fresco. Muitas delas podem ser rastreadas para o oeste, até o Pacífico Norte oriental. Em um total anual de 60 ondas atlânticas, 23% intensificam-se em depressões tropicais e 16% se tornam furacões.

Os desenvolvimentos no Atlântico estão relacionados com a estrutura dos ventos Alísios. Nos setores orientais dos anticiclones subtropicais, a subsidência ativa mantém uma inversão térmica acentuada de 450 a 600 m (Figura 11.5). Assim, as margens orientais dos oceanos tropicais frescos se caracterizam por uma cobertura baixa de stratocumulus marinhos, que trazem pouca chuva. A jusante da corrente, a inversão enfraquece e sua base se eleva (Figura 11.6), pois a subsidência diminui à medida que se afasta da porção oriental do anticiclone e torres de cumulus penetram na inversão, eventualmente espalhando umidade no ar seco acima. Ondas de leste tendem a se formar no Caribe quando a inversão dos ventos Alísios está fraca ou mesmo ausente durante o verão e o outono, ao passo que, no inverno e na primavera, a subsidência em níveis mais elevados inibe a sua formação, embora possa haver movimento para oeste das perturbações acima da inversão. As ondas nos ventos de leste também se originam na penetração de frentes frias em latitudes baixas. No setor entre duas células subtropicais de alta pressão, o lado equatorial da frente tende a se romper, gerando uma onda que avança para oeste.

A influência dessas feições sobre o clima regional é ilustrada pelo regime de pluviosidade. Por exemplo, existe uma máxima no final do verão na Martinica, nas Ilhas de Barlavento (15°N), quando a subsidência está fraca, embora parte das chuvas de outono seja associada a tempestades tropicais. Em muitas áreas dos ventos Alísios, a chuva ocorre em tempestades associadas a alguma forma de perturbação. Em um período de 10 anos, Oahu (Havaí) teve uma

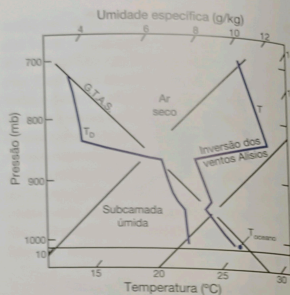


Figura 11.5 Estrutura vertical do ar nos ventos Alísios, entre a superfície e 700 mb (3 km) no Atlântico equatorial central, 6-12 de fevereiro de 1969, mostrando a temperatura do ar (T) e a temperatura do ponto de orvalho (T<sub>o</sub>). A umidade específica pode ser lida na escala superior.

Fonte: Augstein et al. (1973, p. 104).

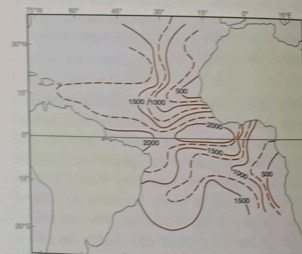


Figura 11.6 Altimetria da base da inversão dos ventos Alísios sobre o Atlântico tropical.

Fonte: Riehl (1954). Com permissão de McGraw Hill.

média de 24 tempestades por ano, 10 das quais representaram mais de dois terços da precipitação anual. Existe uma elevada variabilidade nas chuvas de ano para ano nessas áreas, pois uma pequena redução na frequência das perturbações pode ter um grande efeito nos totais de pluviosidade.

No Pacífico central equatorial, os sistemas dos ventos Alísios dos dois hemisférios convergem no Cavado Equatorial. Podem ser formadas perturbações ondulatórias se o cavado estiver suficientemente distante do equador (geralmente ao norte) para proporcionar uma pequena força de Coriolis a fim de dar início a um movimento ciclônico. Essas perturbações muitas vezes se tornam instáveis, gerando um vórtice ciclônico à medida que avançam para oeste, rumo às Filipinas, mas os ventos não atingem necessariamente a intensidade de furacão. A carta sinótica para uma parte do Pacífico noroeste em 17 de agosto de 1957 (Figura 11.7) mostra três estágios evolutivos dos sistemas tropicais de baixa pressão. Formou-se uma onda de leste incipiente a oeste do Havaí, que, entretanto, foi preenchida e se dissipou durante as 24 horas seguintes. Uma onda bem desenvolvida era evidente perto da Ilha Wake, com torres de cumulus espetaculares, que se estendiam acima de 9 km ao longo da zona de convergência a 480 km a leste. Essa onda se desenvolveu, em 48 horas, em uma tempestade tropical circular, com ventos de até 20 m s<sup>-1</sup> (72 km h<sup>-1</sup>), mas não chegou a se tornar um furacão completo. Uma circulação intensa e fechada, situada a leste das Filipinas, avançou para noroeste. Ondas equa-

toriais podem se formar em ambos os lados do equador, em uma corrente de leste localizada entre 5°N e S. Nesses casos, a divergência à frente de um cavado no Hemisfério Norte é compensada por convergência atrás de uma linha de cavado localizada mais a oeste no Hemisfério Sul. O leitor pode confirmar isso, se for necessário, aplicando a equação da vorticidade potencial, lembrando que  $f$  e  $\zeta$  atuam no sentido oposto no Hemisfério Sul.

## 2 Ciclonos

### Furacões e tufões

O tipo mais notório de ciclone é o furacão (ou tufão). Aproximadamente 90 ciclones são responsáveis a cada ano, em média, por 20.000 mortes, além de causarem prejuízos imensos ao patrimônio e um risco sério à navegação, devido aos efeitos combinados dos ventos fortes, dos mares agitados e das enchentes causadas pelas chuvas fortes e tempestades costeiras. A previsão de sua formação e movimento tem recebido considerável atenção, de modo que sua origem e estrutura começam a ser compreendidas. Naturalmente, a força catastrófica de um furacão faz dele um fenômeno muito difícil de ser investigado, mas as informações necessárias são obtidas a

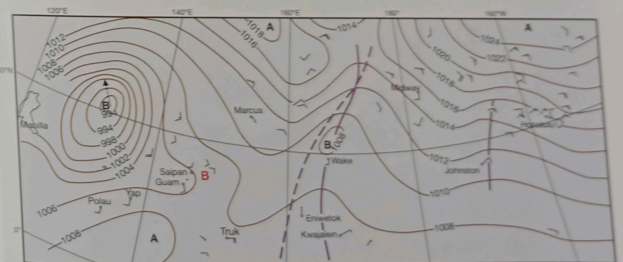


Figura 11.7 Carta sinótica de superfície para parte do Pacífico noroeste em 17 de agosto de 1957. Os movimentos do cavado central e da circulação fechada durante as 24 horas seguintes são mostrados pela linha tracejada e pelos bandeirinhos, respectivamente. O B em vermelho a leste de Saipan indica a localização em que outro sistema de baixa pressão se formou posteriormente.

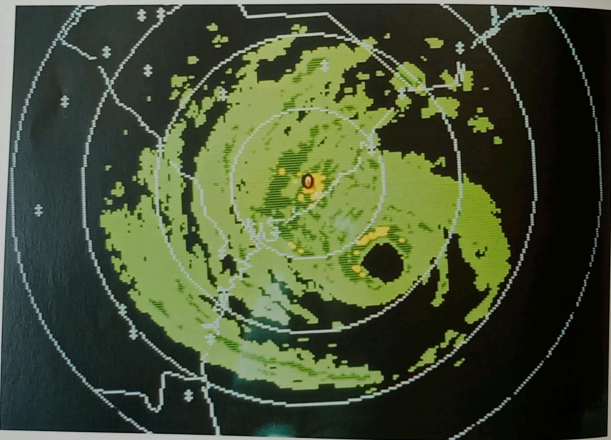
Fonte: Malkus e Riehl (1964). Com permissão de University of California Press.

partir de voos de reconhecimento enviados durante a "estação dos furacões", de observações de radar da estrutura das nuvens e da precipitação (Prancha 11.1) e de dados de satélite.

O sistema típico do furacão tem diâmetro de aproximadamente 650 km, menos da metade de uma depressão de latitude média, embora os tufões no Pacífico ocidental costumem ser muito maiores. A pressão central ao nível do mar costuma ser de 950 mb e, excepcionalmente, cai abaixo dos 900 mb. As tempestades tropicais batizadas são definidas tendo velocidades médias de pelo menos  $18 \text{ m s}^{-1}$  ( $64 \text{ km h}^{-1}$ ) durante um minuto na superfície. Se esses ventos se intensificam a pelo menos  $33 \text{ m s}^{-1}$  ( $119 \text{ km h}^{-1}$ ), a tempestade se torna um ciclone tropical. Existem cinco classes reconhecidas de intensidade de furacões: categoria 1, fraco, com ventos de  $33\text{--}42 \text{ m s}^{-1}$  ( $119\text{--}151 \text{ km h}^{-1}$ ); 2, moderado, com ventos de  $43\text{--}49 \text{ m s}^{-1}$  ( $155\text{--}176 \text{ km h}^{-1}$ ); 3,

forte, com ventos de  $50\text{--}58 \text{ m s}^{-1}$  ( $180\text{--}208 \text{ km h}^{-1}$ ); 4, muito forte, com ventos de  $59\text{--}69 \text{ m s}^{-1}$  ( $212\text{--}248 \text{ km h}^{-1}$ ); e 5, devastador, com ventos de  $70 \text{ m s}^{-1}$  ou mais ( $252 \text{ km h}^{-1}$  ou mais). O furacão Camille, que atingiu a costa do Mississippi em agosto de 1969, era uma tempestade de categoria 5, ao passo que o furacão Andrew, que devastou o sul da Flórida em agosto de 1992, foi reclassificado também como uma tempestade de categoria 5. O furacão Katrina, em agosto de 2005, foi a segunda tempestade de categoria 5 naquela estação, e o mais destrutivo até hoje (ver p. 299).

Em 1997, houve 11 supertufões no Pacífico noroeste, com ventos  $>66 \text{ m s}^{-1}$  ( $237 \text{ km h}^{-1}$ ). O grande desenvolvimento vertical de nuvens cumulonimbus, com o topo acima de 12.000 m, reflete a imensa atividade convectiva concentrada nesses sistemas. Estudos com radar e satélite mostram que as células convectivas normal-



**Prancha 11.2** Imagem de radar do furacão Hugo, observado pelo South Carolina Weather Service Office, em Charleston, em 21 de setembro de 1989. Na linha de costa, os ventos eram de  $137 \text{ km h}^{-1}$  (máx.  $257 \text{ km h}^{-1}$ ) na Carolina do Sul. Uma maré de tempestade associada à maré alta causou perdas de US\$ 1 bilhão, com prejuízos materiais, especialmente na Carolina do Norte, com sete mortes e dezenas de feridos.

Fonte: NOAA Central Library Ily 00232.

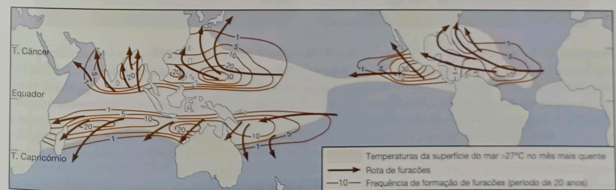
mente se organizam em faixas que giram em uma espiral em direção ao centro.

Embora os maiores ciclones sejam característicos do Pacífico, o recorde pertence ao furacão caribenho "Gilbert". Ele foi gerado a 320 km a leste de Barbados, em 9 de setembro de 1988, e avançou para oeste a uma velocidade média de  $24\text{--}27 \text{ km h}^{-1}$ , dissipando-se perto da costa leste do México. Com o auxílio de uma célula de alta pressão na troposfera superior a norte de Cuba, o furacão Gilbert intensificou-se muito rapidamente, a pressão no seu centro caiu para 888 mb (o mais baixo já registrado no Hemisfério Ocidental), e as velocidades máximas do vento perto do núcleo passaram dos  $55 \text{ m s}^{-1}$  ( $198 \text{ km h}^{-1}$ ). Mais de 500 mm de chuva caíram sobre as partes mais elevadas da Jamaica em apenas nove horas. Todavia, a característica mais notável dessa tempestade recorde foi o seu tamanho, sendo três vezes maior do que os furacões médios do Caribe. Em sua extensão máxima, o furacão tinha um diâmetro de 3500 km, desorganizando a ZCIT ao longo de mais de um sexto da circunferência equatorial da Terra e atraindo ar desde a Flórida e as ilhas Galápagos.

A maior atividade de ciclones tropicais nos dois hemisférios ocorre no final do verão e no outono, durante momentos de máxima mudança do Cavado Equatorial para norte e para sul (Tabela 11.1, Prancha 11.3). Algumas tempestades afetam as áreas do Pacífico Norte e Atlântico Norte ocidental já em maio e até dezembro, ocorrendo durante todos os meses na primeira área. Na Baía

de Bengala, também há uma máxima secundária no começo do verão. As enchentes causadas por um ciclone tropical e que atingiram a costa de Bangladesh em 24-30 de abril de 1991 causaram mais de 130.000 mortes por afogamento e deixaram mais de 10 milhões de pessoas desabrigadas. A frequência anual de ciclones mostrada na Tabela 11.1 é apenas aproximada, pois, em certos casos, não se sabe se os ventos realmente passaram da intensidade de furacão. Além disso, as tempestades nas áreas mais remotas do Pacífico Sul e do Oceano Índico seguidamente escapavam da detecção antes do uso de satélites meteorológicos. Um registro informal de 270 anos dos furacões no Atlântico Norte sugere uma redução na frequência desde 1760 ao começo da década de 1990, com valores baixos anômalos nos anos 1970-1980. A maior atividade desde 1995 representa um retorno a condições mais normais.

Para a formação de ciclones, diversas condições são necessárias, mesmo que nem sempre sejam suficientes. Um requisito, conforme a Figura 11.8, é uma ampla área oceânica com temperatura superficial maior que  $27^\circ\text{C}$ . Os ciclones raramente se formam perto do equador, onde o parâmetro de Coriolis se aproxima de zero, ou em zonas de forte cisalhamento vertical do vento (i.e., embaixo de uma corrente de jato), pois os dois fatores inibem o desenvolvimento de um vórtice organizado. Também existe uma conexão definitiva entre a posição sazonal do Cavado Equatorial e as zonas de formação de ciclones. Isso advém do fato de que houve ape-



**Figura 11.8** Frequência de formação de furacões (isopleias numeradas) para um período de 20 anos. Também são mostradas as principais rotas de furacões e as áreas de superfície marinha com temperaturas da água acima de  $27^\circ\text{C}$  no mês mais quente.

Fonte: Palmén (1948) e Gray (1979).

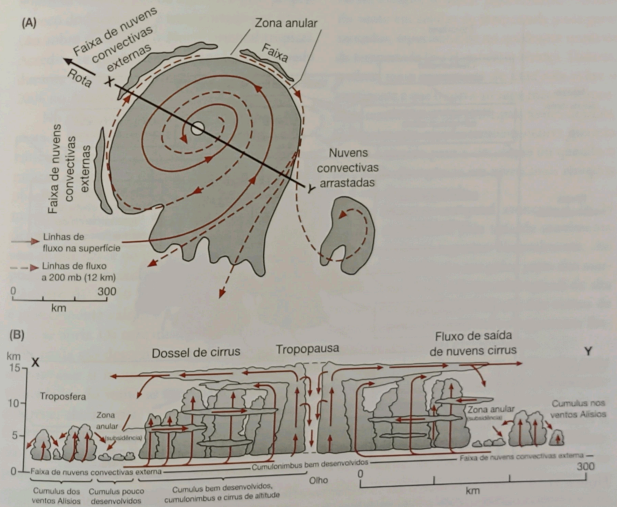


**Prancha 11.3** Três tufões sobre o Oceano Pacífico ocidental em 7 de agosto de 2006 nesta imagem do Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) do satélite Aqua da NASA. O mais forte dos três, o tufão Saomai (canto inferior direito), formou-se no Pacífico ocidental em 4 de agosto de 2006 como uma depressão tropical. Dentro de um dia, ele estava suficientemente organizado para ser classificado como uma tempestade tropical. Enquanto o Saomai estava se intensificando e se tornando uma tempestade, outra depressão tropical se formou a algumas centenas de quilômetros ao norte e, em 6 de agosto, tornou-se a tempestade tropical Maria (canto superior direito). O tufão Bopha (esquerda) formou-se assim que o Maria atingiu o status de tempestade e se tornou uma tempestade tropical no dia 7 de agosto. Por ser o mais jovem, com apenas algumas horas de existência, ele mostra somente a forma arredondada básica de uma tempestade tropical. O Maria, com um dia de idade, apresenta uma estrutura espiralada mais distinta, com braços e um olho central visível. Apesar de suas diferenças de aparência, ambas as tempestades aproximavam-se em tamanho e intensidade, com ventos máximos sustentados de cerca de 90 e 100 km h<sup>-1</sup>, respectivamente. Muito mais poderoso do que o Maria, o tufão Saomai tinha um dia a mais de existência e, no momento da imagem, contava com ventos sustentados de aproximadamente 140 km h<sup>-1</sup>.  
Fonte: Jeff Schmaltz NASA Visible Earth.

nas um ciclone no Atlântico Sul (onde o cavado nunca chega ao sul de 5°S) e nenhum no Pacífico sudeste (onde o cavado permanece ao norte do equador). Todavia, o Pacífico nordeste tem um número inesperado de vórtices ciclônicos no verão. Muitos deles se movem no sentido oeste perto da linha do cavado a aproximadamente 10-15°N. Por volta de 60% dos ciclones tropicais parecem se originar a 5-10° de latitude em direção ao polo em relação ao Cavado Equatorial nos setores de calmarias, onde o cavado está a pelo menos 5° de latitude do equador. As regiões de formação de ciclones se encontram principalmente sobre as seções ocidentais dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, onde as células subtropicais de alta pressão não causam subsidência e estabilidade, e o fluxo superior é divergente. Duas vezes por estação, no Pacífico

equatorial ocidental, ciclones tropicais se formam quase simultaneamente em cada hemisfério perto da latitude de 5° e ao longo da mesma longitude. Os padrões de nuvens e ventos nesses ciclones "gêmeos" são aproximadamente simétricos em relação ao equador.

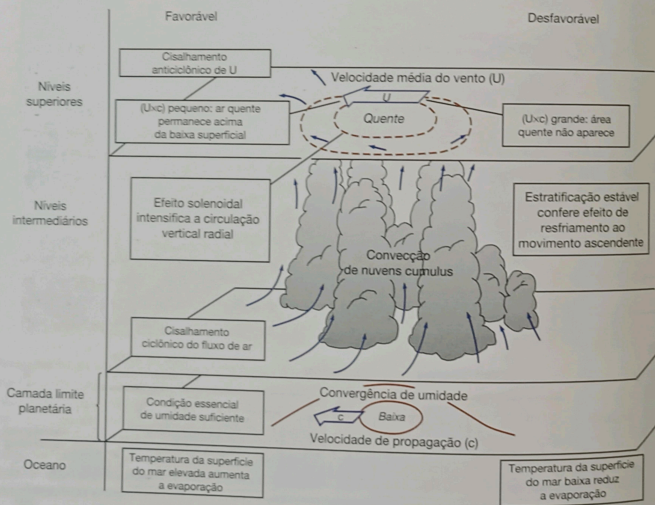
O papel das células convectivas na grande liberação de calor latente para fornecer energia para a tempestade foi proposto pelas primeiras teorias da formação de furacões. Todavia, acreditava-se que a sua escala era pequena demais para explicar o crescimento de uma tempestade com centenas de quilômetros de diâmetro. Pesquisas indicam que a energia pode ser transferida da escala de nuvens cumulus para a circulação de grande escala das tempestades por meio da organização das nuvens em bandas circulares (ver Figura 11.9 e Prancha 11.2), em-



**Figura 11.9** Modelo da estrutura horizontal (A) e vertical (B) de um furacão. Nuvens (sombreadas), linhas de correntes, feições convectivas e a rota são mostrados.  
Fonte: Musk (1988). Com permissão de Cambridge University Press.

bora a natureza do processo ainda seja investigada. Existem evidências de que os furacões se formam a partir de distúrbios preexistentes, mas, embora muitos desses distúrbios se desenvolvam como células fechadas de baixa pressão, poucos atingem a intensidade de um furacão pleno. A chave para esse problema é o fluxo de saída nos altos níveis (Figura 11.10), que não exige um anticiclone na troposfera superior, mas pode ocorrer no ramo oriental de um cavado superior nos ventos de oeste. Esse fluxo de saída, por sua vez, permite o desenvolvimento de pressão muito baixa e ventos com velocidade muito elevada perto da superfície. Um aspecto característico do furacão é o vórtice quente, pois outras depressões tropicais e tempestades incipientes têm uma área-núcleo fria com chuvas. O núcleo quente se forma pela ação de 100-200 torres de cumulonimbus que liberam

calor latente de condensação; por volta de 15% da área das faixas de nuvens tem algum momento. As observações mostram que, embora essas "torres quentes" compreendam menos de 1% da área da tempestade dentro de um raio de aproximadamente 400 km, seu efeito é suficiente para alterar o ambiente. O núcleo quente é vital para a formação do furacão, pois fortalece o anticiclone mais acima, levando a um efeito de "retroalimentação" (*feedback*), ao estimular o influxo baixo de calor e umidade, que intensifica ainda mais a atividade convectiva, a liberação de calor latente e, portanto, a alta pressão em níveis elevados. Essa intensificação de um sistema de tempestade pela convecção em nuvens cumulus é denominada instabilidade condicional do segundo tipo, ou CISK, na sigla em inglês (cf. a instabilidade básica descrita na pág. 110). A circulação termicamente direta



**Figura 11.10** Modelo esquemático das condições favoráveis (esquerda) ou desfavoráveis (direita) à formação de uma tempestade tropical em uma onda de leste;  $U$  é a velocidade média do vento em altos níveis e  $c$  é a taxa de propagação do sistema. O vórtice quente cria um gradiente térmico que intensifica o movimento radial ao seu redor e as correntes ascendentes de ar, denominado efeito solenoidal.  
Fonte: Kurihara (1985). Copyright © Academic Press.

converte o incremento de calor em energia potencial, e uma pequena fração disso – por volta de 3% – é transformada em energia cinética. O resto é exportado pela circulação anticiclônica que existe no nível de 12 km (200 mb). Uma força motriz importante é a diferença de temperatura entre a superfície oceânica (~300 K) e a troposfera superior (~200 K). O ar penetra em espiral na baixa em superfície, ascende adiabaticamente na parede do olho até a troposfera superior, e então desce fora da tempestade, completando um ciclo energético de Carnot (o ciclo mais eficiente possível para converter uma certa quantidade de energia térmica em trabalho) com uma eficiência de cerca de 33%. Pesquisas recentes sugerem que eventos de poeira no Saara talvez tendam a influenciar a formação de furacões, devido ao papel da poeira em suprimir a formação de nuvens, e pelo próprio ar seco do Saara, que é transportado por advecção sobre o Atlântico Norte oriental tropical. Acredita-se que esses processos tenham atuado durante a estação de furacões pouco ativa de 2006 no Atlântico.

No olho, ou a região mais interna da tempestade (ver Figura 11.9), o aquecimento adiabático do ar descendente acentua as temperaturas elevadas, embora, como também são observadas temperaturas altas nas massas de nuvens que formam as paredes do olho, o ar descendente seja um fator que contribua. Sem esse ar que desce no olho, a pressão central não poderia cair abaixo de 1000 mb. O olho tem diâmetro de 30-50 km, dentro dos quais o ar é praticamente calmo e a cobertura de nuvem pode se abrir. Os mecanismos da formação do olho ainda são desconhecidos. Se o ar que gira conservasse o momento angular absoluto, as velocidades do vento se tornariam infinitas no centro e, claramente, não é isso o que ocorre. Os fortes ventos que rodeiam o olho estão mais ou menos em equilíbrio ciclostático, com a pequena distância radial proporcionando uma grande aceleração centrípeta (ver p. 146). O ar sobe quando o gradiente de pressão não consegue mais forçá-lo a entrar. É possível que as bigornas de cumulonimbus desempenhem um papel vital na complexa relação entre as circulações

horizontais e verticais ao redor do olho, redistribuindo o momento angular de modo a gerar uma concentração da rotação perto do centro.

O suprimento de calor e umidade, combinado com o pequeno arraste friccional na superfície do mar, a liberação de calor latente por condensação e a remoção do ar no nível superior são condições essenciais para a manutenção da intensidade do ciclone. Assim que um desses ingredientes diminui, a tempestade decai. Isso pode ocorrer de forma bastante rápida se a rota (determinada pelo fluxo geral na troposfera superior) levar o vórtice sobre uma superfície marinha fria ou sobre a terra. No segundo caso, o maior atrito causa maior movimento do ar através das isóbaras, aumentando temporariamente a convergência e a ascensão. Nesse estágio, o maior cisalhamento vertical do vento em células de tempestade pode gerar tornados, especialmente no quadrante nordeste da tempestade (no Hemisfério Norte). Todavia, o efeito mais importante de uma rota sobre o continente é que o corte no suprimento de umidade remove uma das principais fontes de calor. O decaimento rápido também ocorre quando o padrão de divergência em níveis mais elevados se afasta da tempestade.

Os furacões em geral avançam a 16-24 km h<sup>-1</sup>, controlados pela taxa de movimento do núcleo quente superior. Normalmente, eles se curvam em direção aos polos perto das margens ocidentais das células subtropicais de alta pressão, entrando na circulação dos ventos de oeste, onde se esgotam ou se regeneram formando perturbações extratropicais.

Alguns desses sistemas mantêm uma forte circulação, e os ventos e as ondas intensas ainda podem causar destruição. Isso é comum ao longo da costa atlântica dos Estados Unidos e, ocasionalmente, no leste do Canadá. De maneira semelhante, no Pacífico Norte ocidental, os tufoes curvados são um elemento importante do clima do Japão (ver D, neste capítulo) e podem ocorrer em qualquer mês. Existe uma frequência média de 12 tufoes por ano sobre o sul do Japão e áreas marinhas vizinhas.



Para resumir: um ciclone tropical se origina a partir de um distúrbio inicial, começa a se desenvolver formando uma depressão tropical e, depois, uma tempestade tropical. O estágio de tempestade tropical pode persistir por quatro a cinco dias, ao passo que o estágio de ciclone em geral dura apenas de dois a três dias (quatro a cinco dias no Pacífico ocidental). A principal fonte de energia é o calor latente derivado do vapor de água condensado e, por essa razão, os furacões são gerados e continuam a adquirir força apenas dentro dos confins dos oceanos quentes. A tempestade tropical de núcleo frio se transforma em um furacão de núcleo quente em associação com a liberação de calor latente em torres de cumulonimbus, e isso estabelece ou intensifica uma célula anticiclônica na troposfera superior. Desse modo, o fluxo de saída nos níveis superiores mantém o fluxo ascendente e para dentro nos níveis inferiores, proporcionando uma geração contínua de energia potencial (do calor latente) e sua transformação em energia cinética. O núcleo do olho que se forma pelo ar que desce é um elemento essencial do ciclo de vida.

A previsão de furacões é uma ciência complexa. Estudos recentes sobre as frequências de furacões no Atlântico Norte/Caribe sugerem que há três fatores principais envolvidos:

- 1 A fase oeste da Oscilação Quase-bianual do Atlântico (ou em inglês, QBO). A QBO envolve alterações periódicas nas velocidades e no cisalhamento vertical entre os ventos zonais da troposfera superior (50 mb) e os ventos da estratosfera inferior (30 mb). O começo dessa oscilação pode ser previsto, com um certo grau de confiança, com quase um ano de antecedência. A fase leste da QBO é associada a ventos fortes de leste na estratosfera inferior, entre as latitudes de 10°N e 15°N, que produzem um grande cisalhamento vertical do vento. Essa fase persiste por 12 a 15 meses e inibe a formação de furacões. A fase oeste da QBO apresenta ventos fracos de leste na estratosfera inferior e um pequeno cisalhamento vertical do vento. Essa fase, que dura de 13 a 16

meses, é associada a 50% mais tempestades batizadas, 60% mais furacões e 200% mais furacões grandes do que a fase leste.

- 2 A precipitação na África Ocidental durante o ano anterior ao longo do Golfo da Guiné (agosto a novembro) e no Sahel ocidental (agosto a setembro). A primeira fonte de umidade parece explicar cerca de 40% da atividade dos furacões, e a segunda, apenas 5%. Entre o final da década de 1960 e a década de 1980, a seca do Sahel foi associada a uma redução acentuada no número de ciclones e furacões tropicais atlânticos, principalmente pelos fortes ventos cisalhantes nos níveis mais elevados sobre o Atlântico Norte tropical, e a uma redução na propagação de ondas de leste sobre a África em agosto e setembro.
- 3 As previsões do ENSO para o ano seguinte (ver G, neste capítulo). Existe uma correlação inversa entre a frequência de El Niños e a dos furacões atlânticos.

Estudos recentes sugerem que houve um aumento no número e na proporção de furacões de categoria 4-5 nos últimos 30 anos. Os maiores aumentos ocorreram no Pacífico Norte, nos oceanos Índico e Pacífico sudoeste, e o menor aumento foi no Oceano Atlântico Norte. Ao mesmo tempo, o número de ciclones e dias com ciclones diminuiu em todas as bacias, com exceção do Atlântico Norte. O aumento relatado na energia, nos números e nas velocidades dos ventos dos ciclones tropicais em certas regiões durante as últimas décadas foi atribuído às temperaturas mais altas da superfície do mar. Todavia, outros estudos consideram que as mudanças nas técnicas de observação e instrumentação podem dar conta dessas alterações.

### Outras depressões tropicais

Nem todos os sistemas de baixa pressão nos trópicos são da variedade intensa dos ciclones tropicais. Existem dois outros tipos importantes de vórtices ciclônicos. Um é a depressão monçônica que afeta a Ásia Meridional durante o verão. Essa perturbação é um tanto incomum,

pois o fluxo é de oeste nos níveis baixos e de leste na troposfera superior (ver Figura 11.27). Ela é descrita em mais detalhes em C.4, neste capítulo (pág. 351).

O segundo tipo de sistema costuma ser relativamente fraco perto da superfície, mas bem desenvolvido na média troposfera. No Pacífico Norte oriental e no Oceano Índico setentrional, essas baixas são chamadas de ciclones subtropicais. Algumas se desenvolvem a partir da separação, em baixas latitudes, de uma onda fria nos níveis altos dos ventos de oeste (cf. Capítulo 9H.4). Elas possuem um olho amplo, com 150 km de raio e poucas nuvens, rodeado por um cinturão de nuvens e precipitação com 300 km de amplitude. No fim do inverno e na primavera, é grande a contribuição de algumas dessas tempestades para a pluviosidade das ilhas havaianas. Esses ciclones são muito persistentes, e tendem a ser reabsorvidos por um cavado nos ventos de oeste em altos níveis. Outros ciclones subtropicais ocorrem sobre o Mar da Arábia, contribuindo para as chuvas de verão ("monções") no noroeste da Índia. Esses sistemas apresentam movimento ascendente principalmente na troposfera superior. Seu desenvolvimento pode estar ligado à exportação, em níveis mais elevados, de vorticidade ciclônica a partir da baixa térmica persistente sobre a Arábia.

Um sistema climático infrequente e diferente, conhecido como *temporal*, ocorre ao longo das costas do Pacífico da América Central no outono e começo do verão. Sua principal característica é uma camada ampla de altostratus, alimentada por células convectivas individuais, que geram chuvas moderadas prolongadas. Esses sistemas originam-se na ZCIT, sobre o Oceano Pacífico Norte, e são mantidos por convergência troposférica de grande escala, convecção localizada e ascensão orográfica.

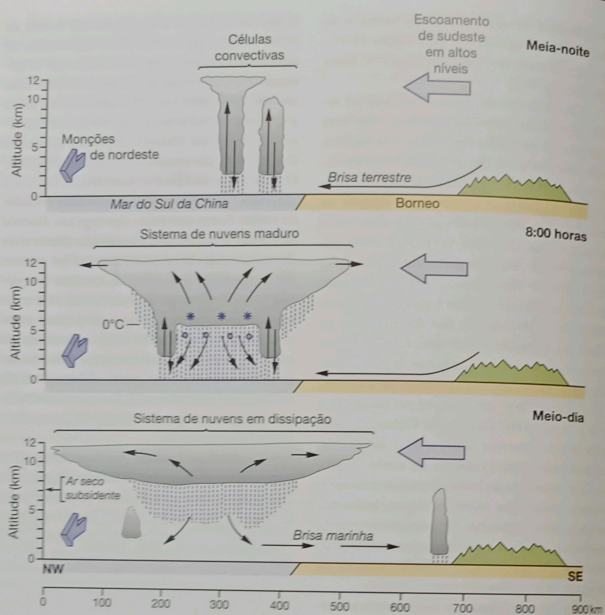
### 3 Agrupamentos de nuvens tropicais

Os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) são comuns em latitudes tropicais e subtropicais. Os complexos convectivos de mesoescala de latitudes médias discutidos no Capítulo

9I são uma categoria especialmente severa de SCM. Estudos de satélite sobre assinaturas de topo de nuvens frias (altas) mostram que os sistemas tropicais em geral se estendem sobre uma área de 3000-6000 km<sup>2</sup>. Eles são comuns sobre a América do Sul tropical e o continente marítimo da Indonésia-Malásia e a piscina quente do Oceano Pacífico equatorial ocidental adjacente. Outras áreas incluem a Austrália, a Índia e a América Central, em suas respectivas estações de verão. Como resultado dos regimes diurnos de atividade convectiva, os sistemas convectivos de mesoescala são mais frequentes no poente, em comparação com a aurora, em uma proporção de 60% sobre os continentes, e 35% mais frequentes na aurora do que no poente sobre os oceanos. A maioria dos sistemas intensos (os complexos convectivos de mesoescala) ocorre sobre os continentes, particularmente onde existe abundância de umidade e a junta de feições orográficas que favorecem a formação de jatos de baixos níveis.

Os SCM se dividem em duas categorias: sem e com linhas de instabilidade. O primeiro tipo contém uma ou mais áreas de precipitação de mesoescala. Eles ocorrem durante o dia, por exemplo, ao longo da costa de Borneo no inverno, onde iniciam por convergência de uma brisa terrena noturna com o fluxo monçônico de nordeste (Figura 11.11). Pela manhã (8:00 hora local), células de cumulonimbus causam precipitação. As células são ligadas por um escudo de nuvens superior, que persiste quando a convecção cessa ao redor do meio-dia, à medida que um sistema de brisa marinha substitui o escoamento convergente noturno. Estudos recentes sobre a piscina quente do Pacífico equatorial ocidental indicam que sistemas de nuvens convectivos explicam <50% do total em grandes áreas de precipitação (grade de 240 × 240 km), enquanto a precipitação estratiforme é mais difusa e gera mais da metade da precipitação total.

Os sistemas com linhas de instabilidade (Figura 11.12) formam a borda frontal de uma linha de células de cumulonimbus. A linha de instabilidade e a frente de rajadas avançam dentro do fluxo de baixo nível e com a formação de novas células, que amadurecem e se dissipam

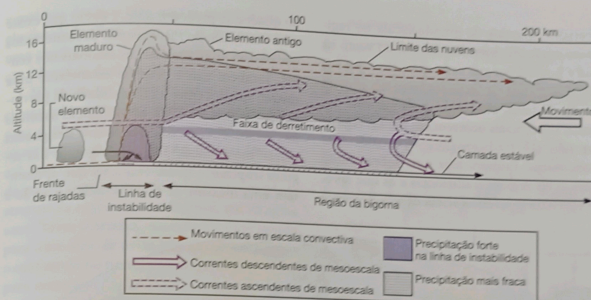


**Figura 11.11** Modelo de desenvolvimento de um agrupamento de nuvens na costa norte de Borneo; setas grandes indicam a circulação principal; setas pequenas, a circulação local; as linhas tracejadas, as zonas de chuva; os asteriscos, as cristais de gelo; e os círculos, a chuva de derretimento.  
Fonte: Houze et al. (1991).

finalmente atrás da linha principal. O processo é análogo ao de linhas de instabilidade em latitudes médias (ver Figura 9.28), mas as células tropicais são mais fracas. Os sistemas de linhas de instabilidade, conhecidos como sumatras, atravessam a Malásia vindos do oeste durante a estação de monções de sudoeste, trazendo chuvas fortes e trovões frequentes. Eles parecem iniciar pelos efeitos de convergência das brisas terrestres nos Estreitos de Malaca.

Na África Ocidental, sistemas conhecidos como linhas de instabilidade são uma caracte-

rística importante do clima no semestre de verão, quando o ar monçônico de baixo nível de sudoeste é encoberto por ar seco e quente do Saara. O contraste meridional entre as massas de ar ajuda a formar o Jato de Leste Africano (JLA) na troposfera inferior (ver Figura 11.38). As linhas de instabilidade convectivas são transportadas ao longo da África Ocidental por ondas de leste desviadas pelo JLA a aproximadamente 600 mb. As ondas retornam com um período de quatro a oito dias durante a estação úmida (maio a outubro). As linhas de instabi-



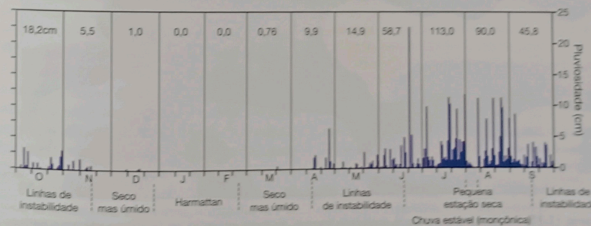
**Figura 11.12** Seção transversal de um agrupamento de nuvens tropical de uma linha de instabilidade, mostrando locais de precipitação e derretimento de partículas de gelo. As setas tracejadas mostram o movimento do ar gerado pela convecção nas linhas de instabilidade, e as setas largas, a circulação de mesoescala.  
Fonte: Houze; in Houze and Hobbs (1982).

dade tendem a se formar quando existe divergência na troposfera superior, ao norte do Jato de Leste Tropical (ver também Figura 11.40). Essas têm várias centenas de quilômetros de comprimento e viajam para oeste a cerca de  $50 \text{ km h}^{-1}$ , com pancadas e trovoadas antes de se dissiparem sobre as áreas de água fria do Atlântico Norte. As chuvas de primavera e outono na África Ocidental derivam em grande parte dessas perturbações. Em anos úmidos, quando o JLA está mais ao norte, a estação de ondas é prolongada, e as ondas são mais fortes. A Figura

11.13, para Kortricht (Freetown) em Serra Leoa, ilustra as quantidades diárias de chuva em 1960-1961 associadas a linhas de instabilidade a  $8^\circ\text{N}$ . Neste caso, as chuvas monçônicas formam a maior parte do total, mas sua contribuição diminui mais ao norte.

### C AS MONÇÕES DA ÁSIA MERIDIONAL

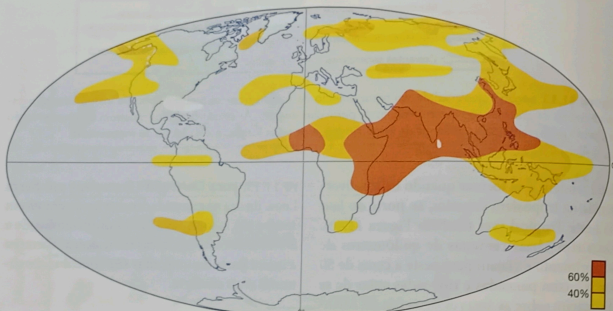
O nome monções deriva da palavra árabe *mausim*, que significa estação, referindo-se às



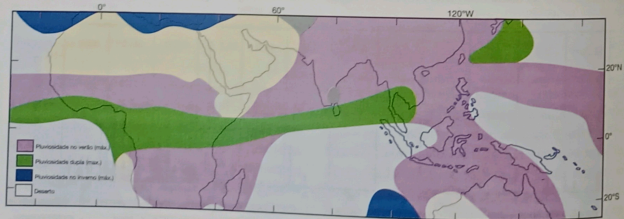
**Figura 11.13** Pluviosidade diária em Kortricht (Freetown), Serra Leoa, outubro de 1960 a setembro de 1961. São apresentadas os totais mensais na parte superior do gráfico (cm).  
Fonte: Gregory (1965).

inversões sazonais de grande escala no regime de ventos. A inversão sazonal do vento na Ásia é notável por sua vasta extensão e por sua influência além de latitudes tropicais (Figura 11.14). Todavia, essas mudanças sazonais dos ventos superficiais ocorrem em muitas regiões que não são tradicionalmente consideradas monçônicas. Embora haja uma sobreposição entre essas regiões tradicionais e as que apresentam uma frequência acima de 60% de ventos

do quadrante predominante, é óbvio que existe uma variedade de mecanismos desconectados que podem levar a mudanças sazonais nos ventos. Também não é possível estabelecer uma relação simples entre a sazonalidade da pluviosidade (Figura 11.15) e as mudanças sazonais nos ventos. Áreas tradicionalmente designadas como "monçônicas" incluem algumas das regiões tropicais e quase-tropicais que apresentam uma máxima de pluviosidade no verão e



**Figura 11.14** Regiões com uma mudança sazonal no vento superficial de pelo menos 120°, mostrando a frequência do quadrante predominante. Fonte: Khromov, (1978).



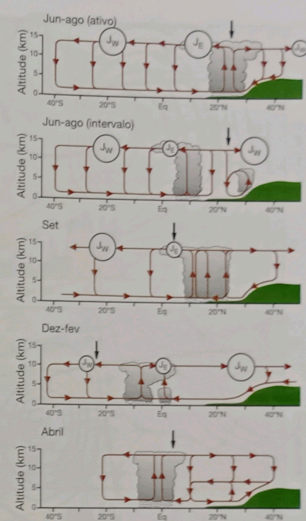
**Figura 11.15** Distribuição anual da pluviosidade tropical. As áreas em verde, azul e lilás se referem a períodos em que ocorrem mais de 75% da pluviosidade média anual. Áreas com menos de 250 mm a<sup>-1</sup> são classificadas para acumular 75% da pluviosidade anual e, assim, não apresentam uma máxima sazonal. Fonte: Ramage (1971). Com permissão de Academic Press.

a maioria das que têm uma máxima dupla de pluviosidade. Está claro que se faz necessária uma combinação de critérios para uma definição adequada de áreas de monções.

No verão, o Cavado Equatorial e os anticiclones subtropicais em toda parte se deslocam para o norte, em resposta à distribuição do aquecimento solar da Terra e, na Ásia Meridional, esse movimento é aumentado pelos efeitos da massa continental. Todavia, a simplicidade atraente da explicação tradicional, que imagina uma "brisa marinha" monçônica direcionada para uma área de baixa pressão térmica sobre o continente no verão, é inadequada como base para entender o funcionamento do sistema. O regime monçônico asiático é consequência da interação de fatores planetários e regionais, tanto na superfície quanto na troposfera superior. É conveniente analisar cada estação por vez; a Figura 11.16 mostra a circulação meridional generalizada a 90°E sobre a Índia e o Oceano Índico no inverno (dezembro a fevereiro), primavera (abril) e outono (setembro), junto com aquelas associadas a períodos ativos e intervalos durante as monções de verão, de junho a agosto.

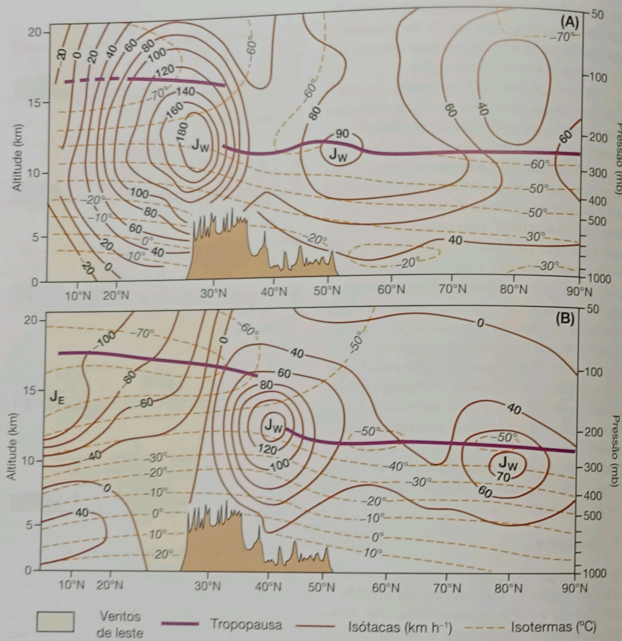
**1 Inverno**

Perto da superfície, esta é a estação das "monções de inverno", que sopram no sentido do continente para o oceano, mas, em níveis mais elevados, predomina o escoamento de oeste. Isso reflete a distribuição hemisférica da pressão. Uma camada rasa de ar frio e alta pressão é centrada sobre o interior continental, mas já desaparece mesmo a 700 mb (ver Figura 7.4), onde há um cavado sobre a Ásia Oriental e uma circulação zonal sobre o continente. Os ventos de oeste superiores se dividem em duas correntes ao norte e sul do elevado Planalto Tibetano (Qinghai-Xizang) (Figura 11.17), para se reunirem novamente na costa leste da China (Figura 11.18). O planalto, que ultrapassa os 4000 m sobre uma vasta área, é uma fonte fria troposférica no inverno, particularmente sobre sua porção ocidental, embora a intensidade dessa fonte dependa da extensão e duração da cobertura de neve (o solo livre de neve atua como



**Figura 11.16** Modelo da circulação meridional sobre a Índia a 90°E em cinco períodos característicos do ano: monções de inverno (dezembro a fevereiro); aproximação da estação das monções (abril); as monções ativas de verão (junho a agosto); um intervalo nas monções de verão (junho a agosto); e um recuo das monções de verão (setembro). Correntes de jato de leste (JE) e de oeste (JW) são mostradas em tamanhos correspondentes à sua intensidade; as setas marcam as posições do Sol no zênite (preto); são indicadas zonas de precipitação máxima. Fonte: Webster (1987a).

uma fonte de calor para a atmosfera em todos os meses). Abaixo de 600 mb, o sumidouro de calor troposférico gera um anticiclone raso e frio no planalto, que está mais desenvolvido em dezembro e janeiro. As duas correntes de jato foram atribuídas ao efeito perturbador da barreira topográfica sobre o fluxo de ar, mas isso se limita a altitudes abaixo de 4km. De fato, o jato norte é bastante móvel e pode estar loca-

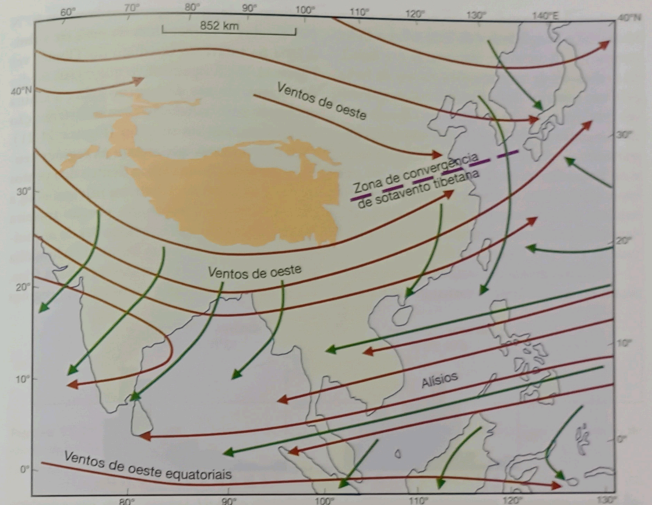


**Figura 11.17** Distribuição da velocidade do vento ( $\text{km h}^{-1}$ ) e da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) ao longo do meridiano de  $90^{\circ}\text{E}$  para janeiro (A) e julho (B), mostrando as correntes de jato ( $J_w$ ) e a tropopausa. Observe os intervalos variáveis nas escalas de altitude e latitude.  
Fonte: Pogossyan e Ugarova (1959), *Meteorologiya Gidralogiya*.

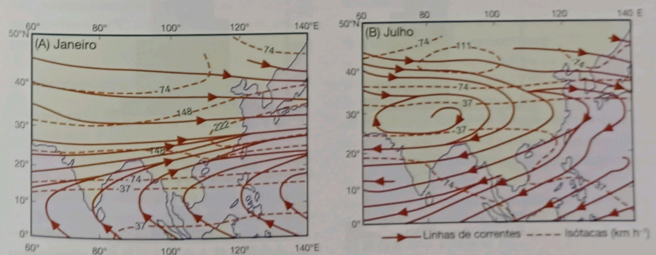
lizado longe do Planalto Tibetano. Também são observadas duas correntes mais a oeste, onde não existe obstáculo ao escoamento. O ramo sobre a Índia setentrional corresponde a um forte gradiente térmico latitudinal (de novembro a abril), e é provável que esse fator, combinado com o efeito térmico da barreira ao norte, seja responsável pela ancoragem do jato meridional. Esse ramo é o mais forte, com uma velocidade média de mais de  $40 \text{ m s}^{-1}$  ( $144 \text{ km}$

$\text{h}^{-1}$ ) a 200 mb, comparado com  $20\text{-}25 \text{ m s}^{-1}$  ( $72\text{-}90 \text{ km h}^{-1}$ ) no ramo norte. Quando os dois se unem sobre o norte da China e o sul do Japão, a velocidade média ultrapassa os  $66 \text{ m s}^{-1}$  ( $238 \text{ km h}^{-1}$ ) (Figura 11.19).

O ar que desce abaixo dessa corrente superior de oeste gera ventos secos de norte a partir do ciclone subtropical sobre o noroeste da Índia e o Paquistão. A direção do vento superficial é de noroeste sobre a maior parte da Índia



**Figura 11.18** Características da circulação do ar sobre o sul e leste da Ásia no inverno. As linhas marrons indicam escoamento a aproximadamente 3000 m, e as linhas verdes, a cerca de 600 m. Os nomes se referem aos sistemas de ventos em níveis superiores.  
Fonte: Thompson (1951), Flohn (1968), Frost e Stephenson (1965), e outros.



**Figura 11.19** Linhas de corrente médias a 200 mb e isotacas em  $\text{km h}^{-1}$  sobre o Sudeste Asiático para janeiro (A) e julho (B), com base em observações feitas com aviões e dados de sondagem.  
Fonte: Sadler (1975b). Cortesia de Dr. J. C. Sadler, University of Hawaii.

meridional, tornando-se de nordeste sobre Mianmar e Bangladesh e de leste sobre a Índia peninsular. Igualmente importante é o desvio de depressões de inverno sobre o norte da Índia pelo jato superior. As baixas, que não costumam ser frontais, parecem penetrar no Oriente Médio oriundas do Mediterrâneo, sendo fontes importantes de pluviosidade para o norte da Índia e do Paquistão (p. ex., Kalat: Figura 11.20), em especial se ocorre quando a evaporação está no mínimo. O cavado equatorial de convergência e precipitação se localiza entre o equador e a latitude de 15°S (ver Figura 11.16).

Algumas dessas depressões de oeste continuam no sentido leste, retornando na zona de

confluência de jatos a aproximadamente 30°N 105°E sobre a China, além da área de subsidência no sotavento imediato do Tibete (ver Figura 11.18). É significativo que o eixo médio da corrente de jato de inverno sobre a China apresente uma correlação com a distribuição da pluviosidade no inverno (Figura 11.21). Outras depressões que afetam as regiões central e norte da China viajam dentro dos ventos de oeste ao norte do Tibete ou iniciam com a liberação de ar cP fresco. Na porção traseira dessas depressões, existem invasões de ar muito frio (p. ex., as nevascas *buran* da Mongólia e da Manchúria). O efeito dessas ondas frias, comparáveis aos ventos de norte nas regiões

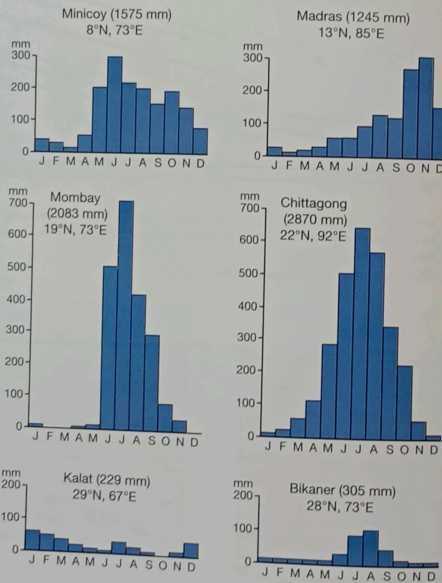


Figura 11.20 Pluviosidade mensal média (mm) em seis estações na região indiana. O total anual é fornecido após o nome da estação. Fonte: "CLIMAT" normals of the World Meteorological Organization entre 1931-1960.

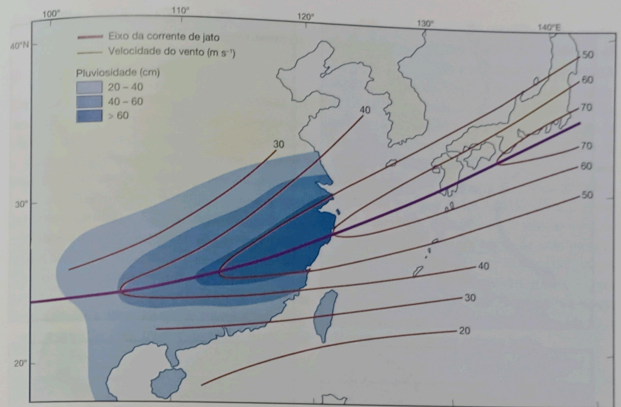


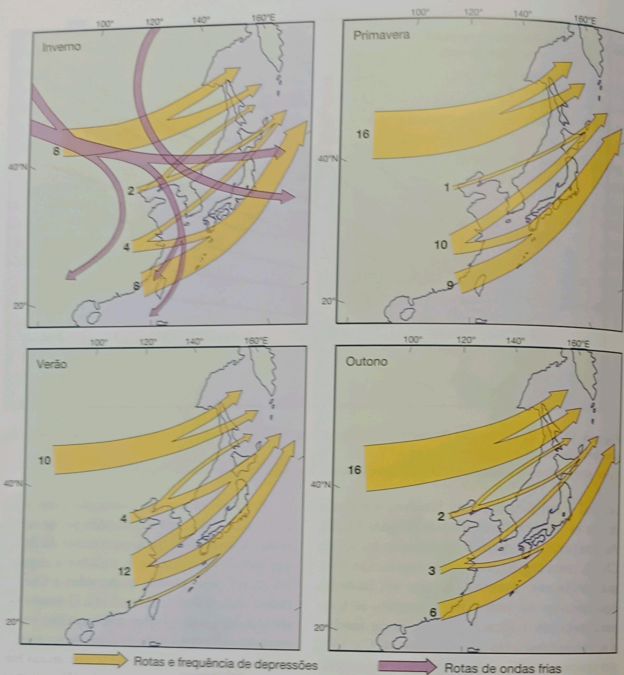
Figura 11.21 O eixo médio da corrente de jato de inverno a 12 km sobre o Extremo Oriente e a média de precipitação de inverno sobre a China (cm). Fonte: Mohri e Yeh; in Trewartha (1958). Com permissão de University of Wisconsin Press.

central e sul dos Estados Unidos, é reduzir muito as temperaturas médias (Figura 11.22). As temperaturas médias de inverno no sul da China, uma região menos protegida, são consideravelmente menores do que em latitudes equivalentes na Índia; por exemplo, as temperaturas em Calcutá e Hong Kong (ambas a aproximadamente 22,5°N) são 19°C e 16°C em janeiro e 22°C e 15°C em fevereiro, respectivamente.

2 Primavera

A chave para a mudança durante essa estação transicional é encontrada, mais uma vez, no padrão de escoamento em níveis elevados. Em março, os ventos de oeste superiores começam sua migração sazonal para o norte, mas, embora o jato de norte se intensifique e comece a se estender ao longo da região central da China e para o Japão, o ramo meridional permanece posicionado ao sul do Tibete, ainda que enfraquecendo em intensidade.

Em abril, observa-se convecção sobre a Índia, onde a circulação é dominada por ar subsidente oriundo do cavado convectivo da ZCIT, que está centrado sobre o equador e segue o Sol no zênite no sentido norte, sobre o Oceano Índico quente (ver Figura 11.16). O tempo sobre a Índia setentrional se torna quente, seco e tempestuoso em resposta ao aumento no aquecimento pela radiação solar. As temperaturas médias em Nova Délhi aumentam de 23°C em março para 33°C em maio. A célula de baixa pressão térmica (ver Capítulo 9H.2) agora atinge a sua intensidade máxima, mas, embora se formem depressões na costa em direção ao continente, ainda falta um mês para o começo das monções, e outros mecanismos geram apenas precipitação limitada. Existe um pouco de precipitação no norte, com as "perturbações de oeste", perto do delta do Ganges, onde o influxo em baixo nível de ar quente e úmido é superado por ar seco e potencialmente frio, desencadeando linhas de instabilidade conhecidas como *nor'westers*. No noroeste, onde existe menos umidade disponi-



**Figura 11.22** Rotas e frequências de depressões sazonais sobre a China e o Japão, com as rotas típicas de ondas frias de inverno.  
 Fonte: Adaptado de várias fontes, incluindo Tao, (1984), Zhang e Lin (1985), Sheng et al. (1986) e Domrós e Peng (1988). Com permissão da Springer Sciences & Business Media.

vel, a convecção gera rajadas e tempestades de poeira violentas, denominadas *andhis*. O mecanismo dessas tempestades não está plenamente compreendido, embora a divergência em níveis mais elevados nas ondas da corrente de jato subtropical de oeste pareça ser essencial. O começo precoce das chuvas de verão em Bengala, Bangladesh, Assam e Mianmar (p. ex., Chittagong; Figura 11.20) é favorecido por um cava-

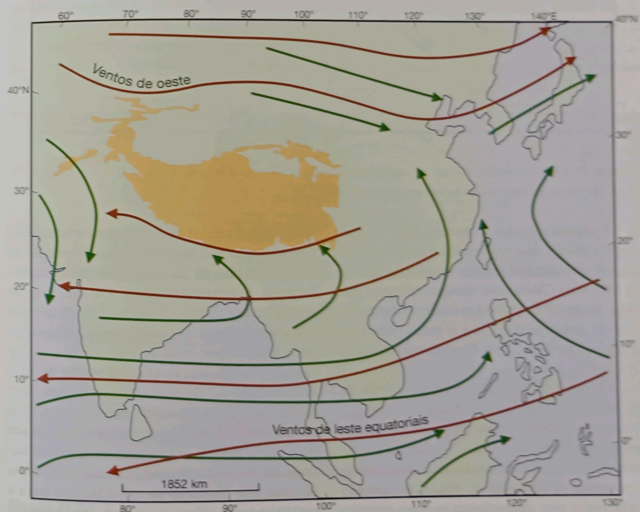
do de origem orográfica nos ventos superiores de oeste, localizado a aproximadamente 85-90° E em maio. A convergência em baixos níveis de ar marítimo da Baía de Bengala, combinada com a divergência em níveis elevados à frente do cavado de 300 mb, gera rajadas de trovões. Os distúrbios tropicais na Baía de Bengala são outra fonte dessas chuvas precoces. A chuva também cai durante essa estação no Sri Lanka e no sul da

Índia (p. ex., Minicoy; Figura 11.20) em resposta ao movimento do Cavado Equatorial para norte.

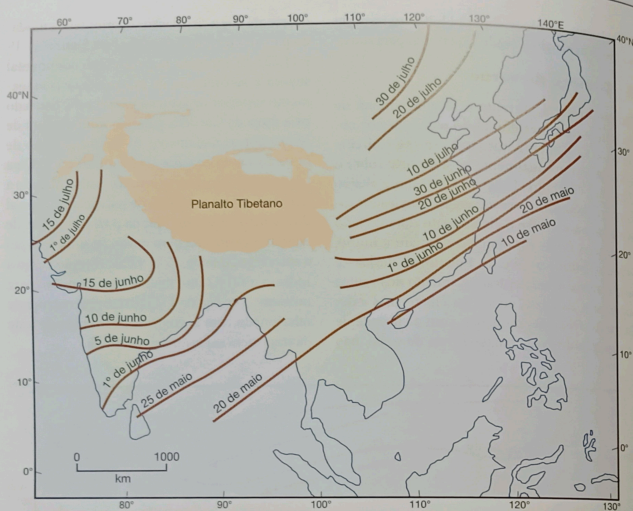
**3 Começo do verão**

De modo geral, durante a última semana de maio, o ramo meridional do jato superior começa a se desfazer, tornando-se intermitente e mudando gradualmente para o norte sobre o Planalto Tibetano. Todavia, a 500 mb e abaixo disso, o planalto exerce um efeito bloqueador sobre o escoamento, e o eixo do jato salta do lado sul para o norte do planalto de maio a junho. Sobre a Índia, o Cavado Equatorial desvia-se para o norte a cada enfraquecimento dos ventos superiores de oeste, ao sul do Tibete, mas a deflagração final das monções, com a chegada de ventos úmidos e de baixos níveis de oeste, não

ocorre até que a circulação superior tenha mudado para o seu padrão de verão (ver Figuras 11.19 e 11.23). O aumento na convecção continental supera a subsidência de primavera, e o escoamento superior de retorno para o sul é desviado pela força de Coriolis, gerando um forte jato de leste a aproximadamente 10-15°N e um jato de oeste ao sul do equador (ver Figura 11.16). Uma teoria sugere que isso ocorre em junho, quando a depressão entre as células do anticiclone tropical do Pacífico oeste e do Mar da Arábia no nível de 300mb é deslocada para oeste, de uma posição a aproximadamente 15°N 95°E em maio rumo à Índia central. O movimento das monções para noroeste (ver Figura 11.24) está aparentemente relacionado com a extensão dos ventos de leste da troposfera superior sobre a Índia.



**Figura 11.23** A circulação do ar característica sobre o sul e leste da Ásia no verão. As linhas marron indicam escoamento a aproximadamente 6000 m, e as linhas verde, a aproximadamente 600 m. Observe que o escoamento em baixo nível é bastante uniforme entre 600 e 3000 m.  
 Fonte: Thompson (1951), Flohn (1968), Frost e Stephenson (1965), e outros.



**Figura 11.24** Data média de início das monções de verão sobre o sul e leste da Ásia.  
 Fonte: Tao Shi-yan e Chen Longxun. In Damrös e Peng (1988).

A organização do escoamento superior tem amplos efeitos nas regiões sul e leste da Ásia, estando diretamente relacionada com as chuvas de Maiyu da China (que atingem um pico por volta de 10-15 de junho), o começo das monções do sudoeste indiano e o recuo para norte dos ventos superiores de oeste sobre todo o Oriente Médio.

No entanto, devemos enfatizar que ainda não se sabe até onde essas mudanças são causadas por eventos que ocorrem em níveis elevados ou, de fato, se o começo das monções desencadeia um reajuste na circulação nos níveis superiores. A presença do Planalto Tibetano certamente tem importância, mesmo que não exista uma barreira significativa ao escoamento superior. A superfície do planalto é bastante aquecida na primavera e no começo do verão ( $R_n$  é aproximadamente  $180 \text{ W m}^{-2}$  em maio),

sendo quase tudo transferido para a atmosfera via calor sensível. Isso resulta na formação de uma baixa rasa de calor sobre o planalto, sobreposta, a aproximadamente 450 mb, por um anticiclone quente (ver Figura 7.1). A camada limite atmosférica do planalto agora se estende por uma área por volta de duas vezes a superfície do planalto em si. O escoamento de leste sobre o lado sul do anticiclone superior, sem dúvida, auxilia no desvio do jato subtropical de oeste para norte. Ao mesmo tempo, a atividade convectiva pré-monçônica sobre a borda sudeste do planalto proporciona mais uma fonte de calor, por liberação de calor latente, para o anticiclone nos níveis superiores. As inversões dos ventos sazonais sobre e ao redor do Planalto Tibetano levaram os meteorologistas chineses a distinguir um sistema de "Monções do Planalto", distinto do que cobre a Índia.

**4 Verão**

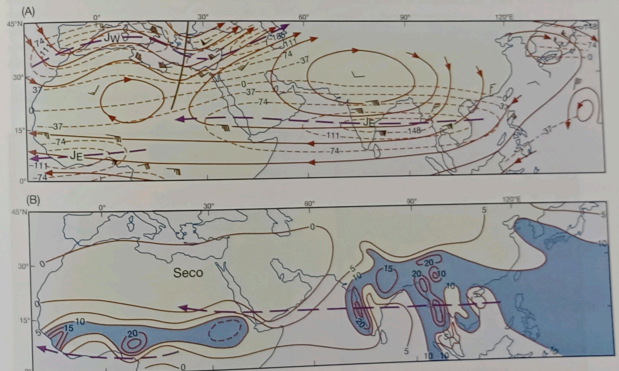
Em meados de julho, o ar monçônico cobre a maior parte do sul e sudeste da Ásia (ver Figura 11.23) e, na Índia, o Cavado Equatorial se localiza a aproximadamente  $25^\circ\text{N}$ . A norte do Planalto Tibetano, há uma corrente fraca de oeste nos níveis superiores, com uma célula (subtropical) de alta pressão sobre o planalto. As monções de sudoeste na Ásia Meridional são sobrepostas por fortes ventos de leste (ver Figura 11.19), com um jato acentuado a 150 mb (por volta de 15 km), que se estende para oeste ao longo da Arábia Saudita e da África (Figura 11.25). Não foram observados jatos de leste sobre o Atlântico Tropical ou o Pacífico. O jato está relacionado com um súbito gradiente lateral na temperatura, com o ar se tornando progressivamente mais frio em direção ao sul nos níveis superiores.

Uma característica importante do jato tropical de leste é a localização do principal cin-

turão de chuvas de verão no lado direito (i.e., norte) do eixo, a montante da máxima de vento, e a jusante do lado esquerdo, exceto em áreas onde predomina o efeito orográfico (ver Figura 11.25). A máxima média do jato se localiza a aproximadamente  $15^\circ\text{N}$   $50\text{-}80^\circ\text{E}$ .

A corrente monçônica não propicia um padrão meteorológico simples sobre a Índia, apesar do fato de que grande parte do país recebe 80% ou mais de sua precipitação anual durante a estação das monções (Figura 11.26). No noroeste, uma fina cunha de ar monçônico é coberta por ar continental descendente. A inversão apresenta convecção e, conseqüentemente, pouca ou nenhuma chuva cai nos meses de verão no noroeste árido do subcontinente (p. ex., Bikaner e Kalat; Figura 11.20). Isso é semelhante à zona do Sahel na África Ocidental, discutida a seguir.

Na região do Delta e ao longo do vale do Ganges da Baía de Bengala, os principais mecanismos climáticos no verão são as "depressões



**Figura 11.25** A corrente de jato tropical de leste. (A): localização das correntes de jato de leste a 200 mb em 25 de julho de 1955. As linhas de correntes são mostradas com linhas contínuas, e as isotacas (velocidade do vento), com linhas tracejadas. As velocidades do vento são apresentadas em  $\text{km h}^{-1}$  (componentes de oeste positivas, de leste negativas). (B): pluviosidade média em julho (áreas em azul recebem mais de 25 cm) em relação à localização das correntes de jato de leste.  
 Fonte: Koteswaram (1958). Com permissão de Tellus.

monçônicas\* (Figura 11.27), que geralmente se movem para oeste ou noroeste pela Índia, movidas pelos ventos de leste superiores (Figura 11.28), em julho e agosto. Em média, elas ocorrem por volta de duas vezes por mês, aparentemente quando um cavado superior se sobrepõe a uma perturbação superficial na Baía de Bengala. As depressões monçônicas têm núcleos frios, em geral não têm frentes e apresentam um diâmetro de 1000-1250 km, com uma circulação ciclônica de cerca de 8 km, e um ciclo de vida típico de dois a cinco dias. Elas geram chuvas diárias de 120-200 mm, que ocorrem principalmente como chuvas convectivas no quadrante sudoeste da depressão. As principais áreas de chuvas ficam ao sul do Cavado Equatorial ou Monçônico (Figura 11.29), no quadrante sudoeste das depressões monçônicas, parecendo uma depressão de latitude média invertida. A Figura 11.30 mostra a extensão e magnitude de uma depressão monçônica severa. Essas tempestades ocorrem principalmente em duas zonas: (1) no vale do Ganges, a leste de 76°E; (2) em um cinturão ao longo da Índia central, a aproximadamente 21°N, em sua porção mais larga cobrindo 6° de latitude. As depressões

monçônicas também tendem a ocorrer nas costas e montanhas a barlavento da Índia, Mianmar e Malásia. Sem essas perturbações, a distribuição das chuvas monçônicas seria controlada em um grau muito maior pela orografia.

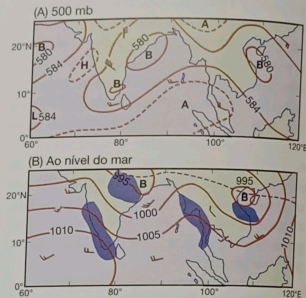


Figura 11.27 Depressões monçônicas às 12.00 GMT, 4 de julho de 1957. (A): mostra a altitude (em dezenas de metros) da superfície de 500 mb; (B): isóbaras ao nível do mar. A linha tracejada representa o Cavado Equatorial, e as áreas de precipitação são destacadas em azul.

Fonte: Modificado do IGY charts of the Deutscher Wetterdienst.

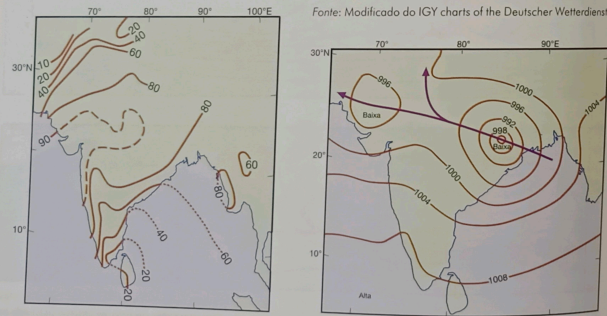


Figura 11.26 Contribuição percentual das chuvas monçônicas (junho a setembro) para o total anual. Fonte: Rao e Ramamoorthy, in Indian Meteorological Department (1960); e Ananthakrishnan e Rajagopalachari, in Hutchings (1964).

Figura 11.28 A rota normal de depressões monçônicas, com uma distribuição de pressão típica de depressões (mb).

Fonte: Das (1987). Copyright © 1987. Reproduzido com permissão de John Wiley & Sons, Inc.

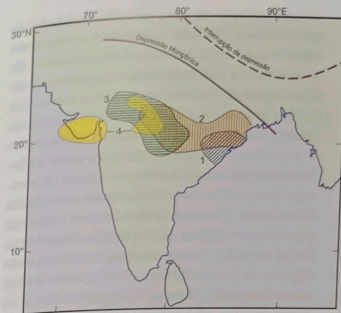


Figura 11.29 Localização da Depressão Monçônica em sua posição normal durante uma fase ativa de monções de verão (linha contínua) e durante intervalos nas monções (linha tracejada). \* Áreas 1-4 indicam quatro áreas sucessivas de chuva forte diária (> 50 mm/dia) durante o período de 7-10 de julho de 1973 à medida que uma depressão monçônica avançava para oeste ao longo do vale do Ganges. As áreas de chuva mais fraca foram muito mais amplas.

Fonte: \*Das (1987). Copyright © 1987. Reproduzido com permissão de John Wiley & Sons, Inc.

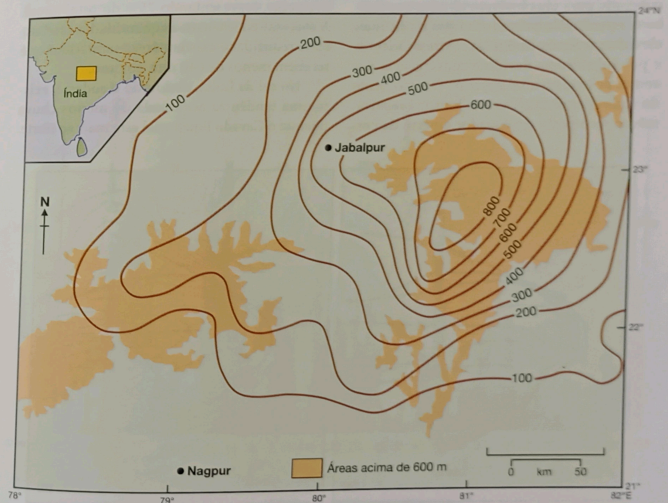


Figura 11.30 Chuva (mm) produzida em três dias sobre uma área de 50.000 km<sup>2</sup> da região central da Índia, a nordeste de Nagpur, por uma depressão monçônica severa que avançava para o oeste, durante setembro de 1926. Fonte: Dhar e Nandargi (1993). Copyright © John Wiley & Sons Ltd. Reproduzido com permissão.



Uma parte crucial do escoamento monçônico no sentido sudoeste ocorre na forma de uma corrente de jato de  $15-45 \text{ m s}^{-1}$ , ao nível de apenas 1000-1500 m. Esse jato, mais forte durante os períodos ativos das monções indianas, flui no sentido noroeste a partir de Madagascar (Figura 11.31) e cruza o equador do sul para o norte sobre a África Oriental, onde seu núcleo costuma ser marcado por uma faixa de nuvens e onde pode trazer chuvas locais excessivas. O jato é deslocado para norte e se intensifica de fevereiro a julho; em maio, ele se comprime novamente contra o planalto da Etiópia, acelera ainda mais e é desviado para leste ao longo do Mar da Arábia, em direção à costa oeste da península indiana. Esse jato de baixo nível, peculiar ao cinturão dos ventos Alísios, flui em direção ao mar a partir do Chifre da África, trazendo águas frias para a superfície e contribuindo para uma inversão térmica que também é produzida pelo ar seco nos níveis mais elevados, oriundo da Arábia e África Oriental, e por subsidência devido à convergência dos ventos de leste no nível superior. O escoamento do sudoeste sobre o Oceano Índico é relativamente seco perto do equador e perto da costa

ta, com exceção de uma camada úmida baixa perto da base. Todavia, seguindo o escoamento em direção à Índia, há uma forte interação de temperatura e umidade entre a superfície oceânica e o jato de baixo nível. Assim, a convecção profunda se acumula, liberando instabilidade convectiva, em especial quando o escoamento diminui e converge perto da costa oeste da Índia e é forçado a subir sobre os Ghats Ocidentais. Uma porção desse escoamento monçônico de sudoeste é desviada pelos Ghats Ocidentais para formar vórtices de 100 km de diâmetro ao longo da costa, que duram dois a três dias e são capazes de trazer 100 mm de chuva em 24 horas ao longo do cinturão costeiro ocidental da península. Em Mangalore ( $13^\circ\text{N}$ ), há uma média de 25 dias de chuva por mês em junho, 28 em julho e 25 em agosto. As médias mensais de pluviosidade são 980, 1060 e 580 mm, respectivamente, representando 75% do total anual. A sotavento dos Ghats, as quantidades são bastante reduzidas e existem áreas semiáridas que recebem menos de 640 mm por ano.

No sul da Índia, excluindo o sudeste, existe uma tendência acentuada de menos chuva quando o Cavado Equatorial está mais ao norte.

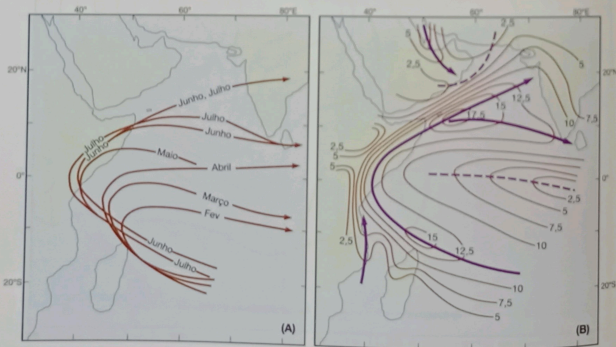


Figura 11.31 Posições mensais médias (A) e velocidade média em julho ( $\text{m s}^{-1}$ ) (B) da corrente de jato de baixo nível (1 km) da Somália sobre o Oceano Índico.

Fonte: Findlater (1971). Com permissão do Controller of Her Majesty's Stationery Office.

A Figura 11.20 mostra uma máxima em Minicoy em junho, com um pico secundário em outubro, à medida que o Cavado Equatorial e os distúrbios associados a ele se afastam para o sul. Esse duplo pico ocorre em grande parte do interior da Índia peninsular ao sul de aproximadamente  $20^\circ\text{N}$ , e no oeste do Sri Lanka, embora o outono seja o período mais úmido.

De maio a setembro, existe um pulso variável alternando entre períodos ativos e intervalos no escoamento das monções de verão (ver Figura 11.16), que, particularmente em momentos de expressão máxima (p. ex., 1971), gera chuvas periódicas (Figura 11.32). Durante períodos ativos, a Depressão Monçônica convectiva se localiza em uma posição ao norte, trazendo chuvas fortes para as regiões norte e central da Índia e a costa oeste (ver Figura 11.16). Consequentemente, existe um forte fluxo no sentido externo nos níveis superiores para o sul, que intensifica o jato de leste a norte do equador e o jato de oeste ao sul, sobre o

Oceano Índico. O outro escoamento superior no sentido externo e para o norte alimenta o jato mais fraco de oeste que ocorre ali. A atividade convectiva avança para leste, do Oceano Índico para o Pacífico oriental mais frio, com uma periodicidade irregular (em média, 40-50 dias para ondas fortes; Nota 1), encontrando sua expressão máxima no nível de 850 mb e claramente conectada com a circulação de Walker. Após a passagem de uma onda convectiva ativa, existe um intervalo mais estável nas monções de verão quando a ZCIT muda para o sul. O jato de leste agora diminui, e o ar descendente é forçado a subir pelo Himalaia, ao longo de um cavado localizado acima dos contrafortes das montanhas (ver Figura 11.16), que substitui a Depressão Monçônica durante períodos de intervalo. Essa circulação traz chuva para os contrafortes do Himalaia e o vale do Brahmaputra, em um momento de pluviosidade baixa em outras partes. O desvio da ZCIT para o sul do subcontinente é associado a um movimento

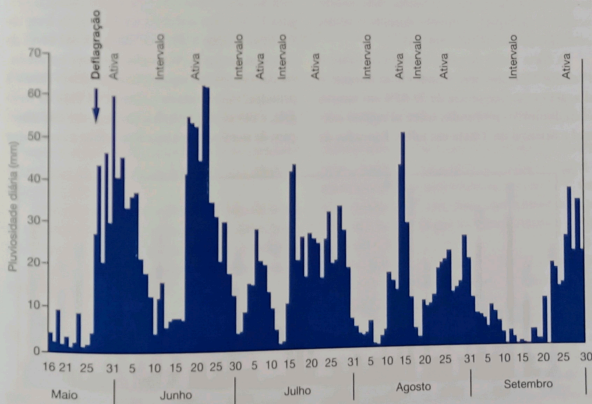


Figura 11.32 Pluviosidade diária média (mm) ao longo da costa oeste da Índia durante o período de 16 de maio a 30 de setembro de 1971, mostrando uma deflagração acentuada das monções, seguida por períodos ativos e intervalos periódicos na precipitação. Nem todos os anos apresentam essas características de forma clara.

Fonte: Webster (1987b). Copyright © 1987. Reproduzido com a permissão de John Wiley & Sons, Inc.

semelhante e à intensificação do jato de oeste para o norte, enfraquecendo o anticiclone tibetano ou deslocando-o para nordeste. A falta de chuva sobre grande parte do subcontinente durante esses períodos de intervalo pode se dever, em parte, à extensão para leste, ao longo da Índia, da célula subtropical de alta pressão centrada sobre a Arábia nesse momento.

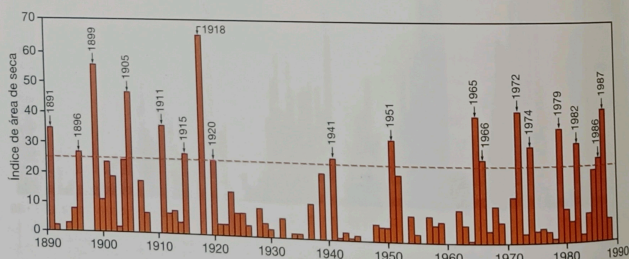
É importante compreender que as chuvas monções variam muito de ano para ano, enfatizando o papel desempenhado pelas perturbações na geração de chuvas dentro do normalmente úmido escoamento de sudoeste. As secas ocorrem com uma certa regularidade no subcontinente indiano: entre 1890 e 1975, houve nove anos de secas extremas (Figura 11.33) e pelo menos outros cinco anos de secas significativas. Essas secas foram causadas por uma combinação de uma deflagração tardia das monções de verão e um aumento no número e na duração dos períodos de intervalo. Os intervalos são mais comuns de agosto a setembro, durante cinco dias em média, mas podem ocorrer a qualquer momento durante o verão, com duração de até três semanas.

A forte fonte de calor superficial sobre o Planalto Tibetano, que é mais eficaz durante o dia, gera uma frequência de 50-85% em nuvens cumulonimbus profundas sobre as regiões central e oriental do Tibete em julho. Pancadas de

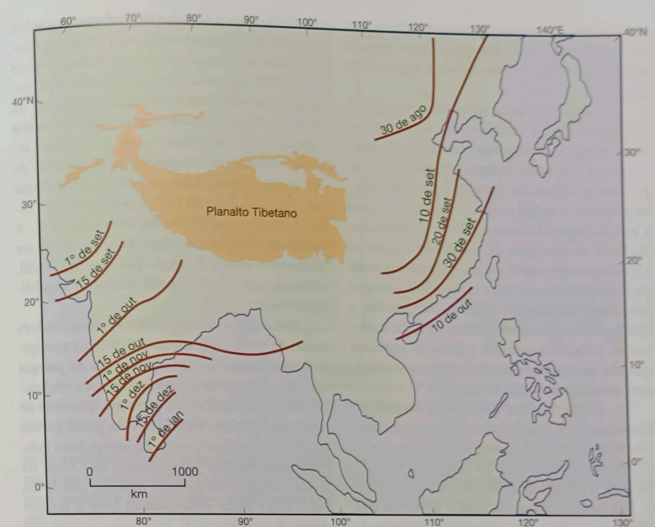
chuva ou granizo ao final da tarde costumam ser acompanhadas por trovões, mas a metade ou mais da precipitação cai à noite, somando 70-80% do total na região centro-sul e sudeste do Tibete. Isso pode estar relacionado com sistemas de ventos de grande escala induzidos pelo planalto. Todavia, a parte central e oriental do planalto também apresenta a frequência máxima de linhas de cisalhamento e baixas fracas associadas a 500 mb de maio a setembro. Esses sistemas do planalto são mais rasos (2-2,5 km) e têm apenas 400-1000 km de diâmetro, mas são associados a agrupamentos de nuvens em imagens de satélite no verão.

**5 Outono**

No outono, há o desvio para o sul do Cavado Equatorial e da zona de máxima convecção, que se encontra logo ao norte do jato de leste enfraquecido (ver Figura 11.16). O decaimento dos sistemas de circulação de verão é associado ao fim das chuvas monções, que é definido com menos clareza do que o seu começo (Figura 11.34). Em outubro, os Alísios de leste do Pacífico afetam a Baía de Bengala no nível de 500mb e geram perturbações em sua confluência com os ventos equatoriais de oeste. Essa é a principal razão para os ciclones na Baía de Bengala, e são essas perturbações, em vez das monções de nordeste que incidem sobre a costa, que



**Figura 11.33** Índice de área de seca anual para o subcontinente indiano para o período 1891-1988, com base na porcentagem da área total que sofreu seca moderada, extrema ou severa. São datados os anos de seca extrema. A linha tracejada indica o limite inferior de secas importantes. Fonte: Bhalme e Mooley (1980). Cortesia de H. M. Bhalme. Com permissão de American Meteorological Society.



**Figura 11.34** Data média de início das monções de inverno (ou seja, o recua das monções de verão) sobre o sul e leste da Ásia.

Fonte: Tao Shi-yan e Chen Longkun. Reproduzido com a permissão de Professor Tao Shi-yan e da Chinese Geographical Society.

causam a máxima de pluviosidade de outubro/novembro no sudeste da Índia (p. ex., Madras; Figura 11.20).

Durante o mês de outubro, o jato de oeste se restabelece ao sul do Planalto Tibetano, muitas vezes em apenas alguns dias, e as condições de meia-estação são restauradas sobre a maior parte do sul e leste da Ásia.

**D MONÇÕES DE VERÃO NO LESTE ASIÁTICO E NA AUSTRÁLIA**

A China não tem um equivalente à estação pré-monçônica quente da Índia. As monções de inverno, de nordeste e em níveis baixos (reforçadas pelo ar que desce dos ventos de oeste em níveis mais elevados) persistem no norte da China e, mesmo no sul, somente começam a ser

substituídas pelo ar tropical marítimo de abril a maio. Assim, em Guangzhou (Cantão), as temperaturas médias aumentam de apenas 17°C em março para 27°C em maio, aproximadamente 6°C mais baixas do que os valores médios sobre o norte da Índia.

As chuvas na China ocidental começam antes no noroeste, em meados de maio, e estendem-se para o sul e o leste até a metade de junho. Também durante essa estação, baixas frias que se formam nos níveis superiores a leste do Lago Baikal afetam o nordeste da China, contribuindo com 20-60% da pluviosidade da estação quente e mais da metade das tempestades de granizo. As depressões de oeste são mais frequentes sobre a China na primavera (ver Figura 11.22). Elas se formam facilmente sobre a Ásia Central durante essa estação, quando o

anticiclone continental começa a enfraquecer; além disso muitas se desenvolvem na zona de confluência das correntes de jato a sotavento do planalto.

Os ventos zonais de oeste recuam para norte sobre a China de maio a junho, e o escoamento de oeste se concentra ao norte do Planalto Tibetano. Os ventos equatoriais de oeste se espalham pelo Sudeste Asiático a partir do Oceano Índico, trazendo uma massa de ar quente e úmido com pelo menos 3000 m de espessura. Todavia, as monções de verão sobre o sul da China aparentemente são menos influenciadas pelo escoamento de oeste sobre a Índia do que pelo fluxo de sul sobre a Indonésia, próximo a 100°E. Além disso, ao contrário de visões anteriores, o Pacífico somente é fonte de umidade quando os ventos tropicais de sudeste se estendem a oeste para afetar a costa leste.

A frente "mai-yu" envolve a Depressão Monçônica e a Frente Polar do Leste Asiático-Pacífico Ocidental, com perturbações fracas movendo-se para leste ao longo do vale do Yangtze e frentes frias ocasionais do noroeste. Sua localização muda para o norte em três estágios, do sul do rio Yangtze no começo de maio para norte dele no final do mês, e para o norte da China em meados de julho (ver Figura 11.24), onde permanece até o final de setembro.

O fluxo de ar superficial sobre a China no verão é de sudoeste (Tabela 11.2), e os ventos superiores são fracos, com apenas uma corrente difusa de leste sobre o sul da China. Segundo as visões tradicionais, a corrente das monções alcança o norte da China em julho.

O regime anual de chuvas apresenta uma máxima distinta de verão, com, por exemplo, 64% do total anual ocorrendo em Tianun (Tientsin) (39°N) em julho e agosto. No entanto, grande parte da chuva cai durante tempestades associadas a baixas rasas, e a existência da ZCIT nessa região é questionável (ver Figura

11.1). Os ventos de sul, que predominam sobre o norte da China no verão, não estão necessariamente ligados à corrente das monções mais ao sul. De fato, essa ideia resulta da interpretação incorreta dos mapas de correntes (ou da direção do escoamento instantâneo) como a representação de trajetórias de ar (ou dos verdadeiros caminhos seguidos pelas parcelas de ar). A representação das monções sobre a China na Figura 11.24 é, de fato, baseada em um valor de temperatura de bulbo úmido de 24°C. A atividade ciclônica no norte da China pode ser atribuída à Frente Polar do Pacífico Ocidental, formada entre ar cP e ar mT altamente modificado (Figura 11.35).

Nas regiões central e sul da China, os três meses de verão representam 40-50% da precipitação média anual, com outros 30% na primavera. No sudeste da China, existe uma singularidade na pluviosidade na primeira quinzena de julho; um mínimo secundário no perfil parece resultar da extensão oeste do anticiclone subtropical do Pacífico sobre a costa da China. As fortes monções no sudeste asiático (20-30°N, 110-145°E) estão relacionadas com a temperatura da superfície do mar mais elevada no Pacífico Norte ocidental, que enfraquece o anticiclone subtropical e permite mais circulações ciclônicas.

Um padrão semelhante de máxima de pluviosidade ocorre sobre a península coreana e sobre as regiões sul e central do Japão (Figura 11.36), compreendendo duas das seis estações naturais reconhecidas nessa área. As maiores chuvas ocorrem durante a estação Bai-u das monções de sudeste, resultando de ondas, zonas de convergência e circulações fechadas que se movem principalmente no escoamento tropical ao redor do anticiclone subtropical do Pacífico, mas se originam em parte em uma corrente de sudoeste que é a extensão da circulação monçônica do sudeste asiático (Figura 11.23). A circu-

Tabela 11.2 Circulação superficial sobre a China

	Janeiro	Julho
Norte da China	60% dos ventos de W, NW e N	57% dos ventos de SE, S e SW
Sudeste da China	88% dos ventos de N, NE e E	56% dos ventos de SE, S e SW

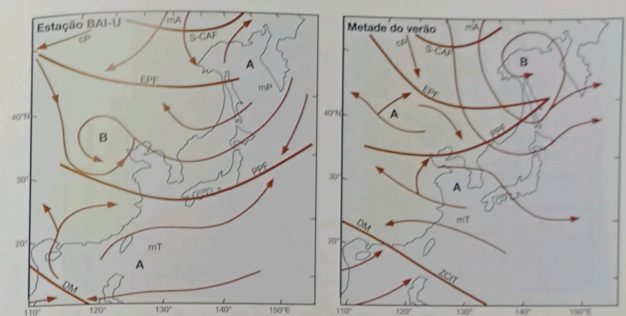


Figura 11.35 Padrão esquemático da circulação superficial e situações frontais (Frente Ártica da Sibéria e Canadá S-CAF, Frente Polar Eurasiática EPF, Frente Polar do Pacífico PPF e Depressão Monçônica/Zona de Convergência Intertropical DM/ZCIT) sobre o leste asiático durante a estação Bai-u (isto é, julho-agosto). Fonte: Matsumoto (1985). Universidade de Tóquio.

lação de sudoeste é deslocada do Japão para oeste por uma expansão zonal do anticiclone subtropical durante o final de julho e agosto, trazendo um período de tempo mais estável e ensolarado. A máxima secundária de precipitação da estação Shurin durante setembro e o começo de outubro coincide com uma contração do anticiclone subtropical do Pacífico a leste, permitindo que sistemas de baixa pressão e tufões do Pacífico virem para norte, rumo ao Japão. Embora grande parte da chuva durante a Shurin seja oriunda de tufões (ver Figura 11.36), uma parte está associada indubitavelmente aos flancos meridionais de depressões que avançam para norte ao longo da Frente Polar do Pacífico, que migra para o sul (ver Figuras 11.22 e 11.35), pois existe uma tendência acentuada de as chuvas de outono começarem primeiro no norte do Japão e se espalharem para o sul. A maneira como a localização da margem ocidental da célula de alta pressão subtropical do Pacífico Norte afeta os climas da China e do Japão é bem ilustrada pelas mudanças nas trajetórias sazonais das rotas de tufões sobre o leste asiático (Figura 11.37). As migrações do eixo zonal da célula para norte e sul em 15° de latitude, as extensões da célula de alta pressão a noroeste so-

bre o leste da China e o Mar do Japão em agosto, e sua contração a sudeste em outubro são especialmente acentuadas.

A região norte da Austrália tem um regime de monções durante o verão austral. Ventos de oeste em níveis baixos formam-se no final de dezembro, associados a uma baixa térmica sobre o norte da Austrália. Análogos à estrutura vertical dos ventos sobre a Ásia em julho, existem ventos de leste na troposfera superior. Diversos critérios para ventos e chuva foram usados para definir o começo das monções. Com base na ocorrência de ventos de oeste de superfície (ponderada) a 500 mb, sobrepostos por ventos de leste a 300-100 mb em Darwin (12,5°S, 131°E), a principal data de início é 28 de dezembro, e a data de recuo é 13 de março. Apesar de sua duração média de 75 dias, as condições monçônicas duraram apenas 10 dias em janeiro de 1961 e 1986, mas 123-125 dias em 1985 e 1974. Fases ativas com ventos profundos de oeste e chuva ocorrem em pouco mais da metade dos dias em uma estação, embora haja pouca sobreposição entre elas. Todavia, as chuvas de verão também podem ocorrer durante períodos de ventos profundos de leste associados a linhas de instabilidade tropicais e ciclones tropicais. As condições monçônicas ativas

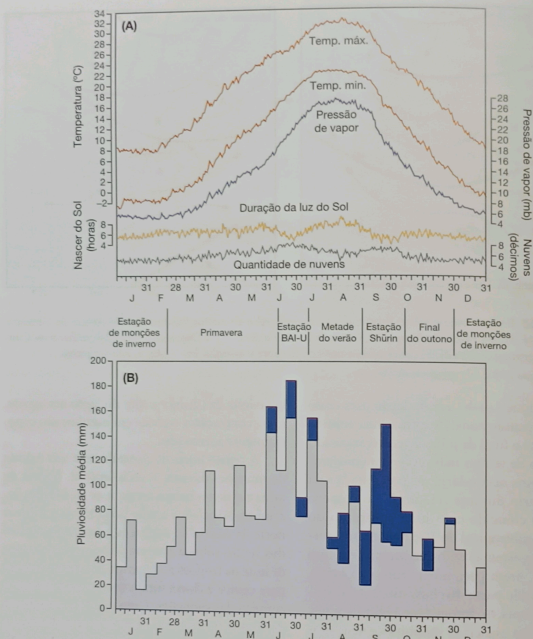


Figura 11.36 (A): variação sazonal de normais diárias em Nagoya, sul do Japão, sugerindo seis estações naturais. (B): quantidades médias de precipitação para 10 dias para uma estação no sul do Japão, indicando em azul escuro a proporção de chuva produzida por circulações de tufão. Essa última atinge a máxima durante a estação Shurin.  
 Fonte: \*Maejima (1967). Saito (1959), in Trewartha (1981). Com permissão de University of Wisconsin Press.

em geral persistem de 4 a 14 dias, com intervalos durando de 20 a 40 dias.

**E ÁFRICA CENTRAL E MERIDIONAL**  
**1 A monção africana**

O regime climático anual sobre a África Ocidental apresenta muitas semelhanças com o da

Ásia Meridional, sendo o escoamento superficial determinado pela posição da borda frontal de uma Depressão Monçônica (ver Figura 11.2). Esse escoamento é de sudoeste ao sul da depressão e de leste-nordeste ao norte (Figura 11.38). A principal distinção entre as circulações das duas regiões se deve principalmente às diferenças na geografia da distribuição con-

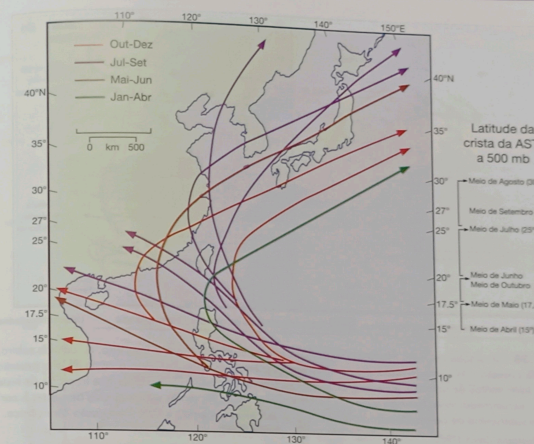
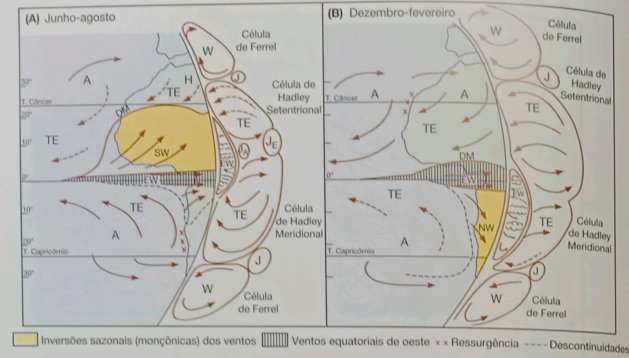


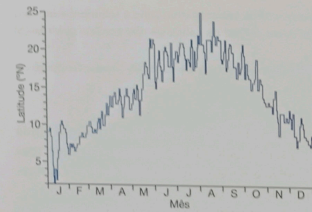
Figura 11.37 Rotas de tufões sobre o leste asiático de janeiro a abril, maio a junho, julho a setembro e outubro a dezembro, relacionadas com a latitude média do eixo da crista central da célula de alta pressão subtropical (AST) a 500 mb sobre o Pacífico ocidental.  
 Fonte: Adaptada de várias fontes, incluindo Lin (1982) and Tao (1984). Reproduzido com permissão de Chinese Geographical Society.

tinente-oceano e à ausência de uma grande cadeia montanhosa ao norte da África Ocidental. Isso permite que a Depressão Monçônica migre regularmente com as estações. De modo geral, a Depressão Monçônica oeste-africana oscila entre posições anuais extremas de aproximadamente 2°N e 25°N (Figura 11.39). Em 1956, por exemplo, essas posições extremas eram 5°N em 1° de janeiro e 23°N em agosto. A borda frontal da Depressão Monçônica tem uma estrutura complexa (ver Figura 11.40B), e sua posição pode oscilar muito de um dia para outro, cruzando vários graus de latitude. O modelo clássico de avanço estável das monções para norte foi questionado recentemente. O começo da estação chuvosa em fevereiro na costa se propaga para o norte, até 13°N, em maio, mas, em meados de junho, há um começo sincrônico súbito de

chuvas entre 9°N e 13°N. O mecanismo ainda não foi estabelecido de maneira definitiva, mas envolve uma mudança no jato de Leste Africano de baixo nível (JLA) (ver Figura 11.40B). No inverno, o escoamento monçônico de sudoeste sobre as costas da África Ocidental é bastante baixo (isto é, 1000 m), com 3000 m de ventos de leste sobrejacentes, que também são sobrepostos por ventos fortes (>20 m s<sup>-1</sup> 72 km h<sup>-1</sup>) (ver Figura 11.41). A norte da Depressão Monçônica, os ventos superficiais de norte (ou seja, o escoamento Harmattan, com 2000 m de espessura) sopram no sentido horário a partir do centro subtropical de alta pressão. Eles são compensados acima de 5000 m por um escoamento de oeste no sentido anti-horário que, a aproximadamente 12.000 m e 20-30°N, se concentra em uma corrente de jato subtropical de



**Figura 11.38** Circulação geral na África de (A) junho a agosto e (B) dezembro a fevereiro. A, células subtropicais de alta pressão; EW ventos equatoriais de oeste (úmidos, instáveis, mas contendo a crista de alta pressão do Congo); NW: ventos de noroeste (extensão de verão dos EW no Hemisfério Sul); TE: ventos tropicais de leste (Alisios); SW: escoamento monçônico de sudoeste no Hemisfério Norte; W: ventos extratropicais de oeste; J: corrente de jato subtropical de oeste; JA e JE: correntes de jato africanas (de leste); e DM: Depressão Monçônica. Fonte: From Rassignal-Strick (1985). Com permissão de Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

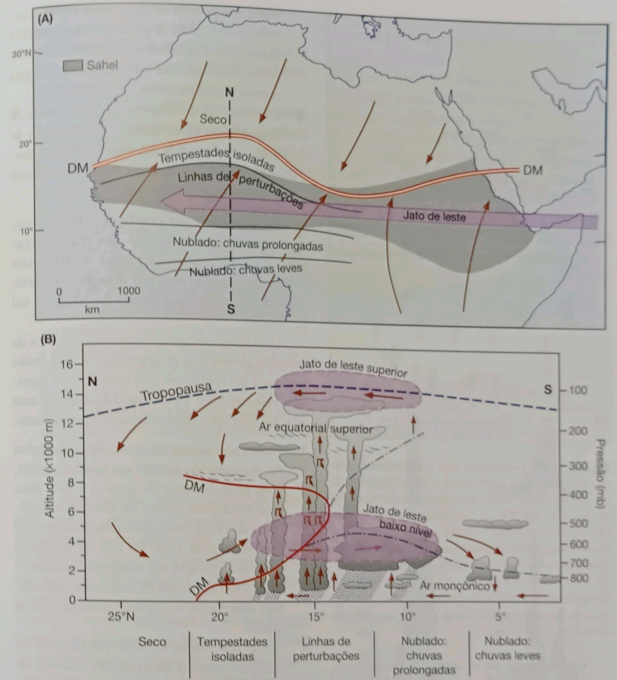


**Figura 11.39** Posição diária da Depressão Monçônica na longitude 3°E durante 1957. Esse ano teve uma variação excepcionalmente ampla sobre a África Ocidental, com a depressão alcançando 2°N em janeiro e 25°N em 1º de agosto. Alguns dias após 1º de agosto, a grande oscilação do depressão deslocou-se para o sul, até a latitude de 8°.

Fonte: Clackson (1957), in Hayward e Oguntoyinbo (1987). Com permissão de Hutchinson.

oeste, com velocidade média de  $45 \text{ m s}^{-1}$  ( $162 \text{ km h}^{-1}$ ). As temperaturas superficiais médias em janeiro diminuem de cerca de  $26^\circ\text{C}$  ao longo da costa sul para  $14^\circ\text{C}$  na Argélia meridional.

Com a aproximação do verão setentrional, a intensificação da célula subtropical de alta pressão do Atlântico Sul, combinada com o aumento nas temperaturas continentais, estabelece um forte escoamento de sudoeste na superfície, que se espalha para norte atrás da Depressão Monçônica, com em torno de seis semanas de defasagem em relação ao avanço do Sol no zênite. A migração da depressão para o norte oscila ao longo do dia, com uma progressão de até 200 km para o norte nas tardes, seguida por um recuo menor para o sul pela manhã. A disseminação de ar úmido, instável e relativamente frio de sudoeste do Golfo da Guiné para o norte traz chuva em diferentes quantidades para grandes áreas da África Ocidental. Mais acima, os ventos de leste giram no sentido horário a partir do centro subtropical de alta pressão (ver Figura 11.41) e se concentram entre junho e agosto em duas correntes de jato tropicais de leste (CJTL); a mais forte ( $>20 \text{ m s}^{-1}$  ou  $72 \text{ km h}^{-1}$ ), entre 15-20 km de altitude, e a mais fraca ( $>10 \text{ m s}^{-1}$  ou  $36 \text{ km h}^{-1}$ ), a 4-5 km de altitude (ver Figura 11.40B). O jato mais bai-

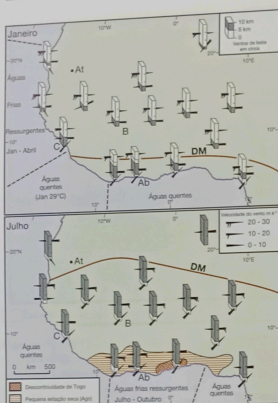


**Figura 11.40** Estrutura da circulação sobre a África setentrional em agosto. (A): escoamento superficial e jato tropical de leste. (B): estrutura vertical e zonas resultantes de precipitação sobre a África Ocidental. DM = Depressão Monçônica. Observe que existe atividade de tempestade associada às torres de cumulonimbus. Fonte: Reprodução de Geographical magazine, London. B: From Moley (1982) Quaternary Research. Copyright © Academic Press; reprodução permitida. Musk (1983). Com permissão de the Geographical magazine.

xo ocupa uma ampla faixa de  $13^\circ\text{N}$  a  $20^\circ\text{N}$ , em cujo flanco inferior oscilações produzem ondas de leste, que podem se transformar em linhas de instabilidade. Em julho, o escoamento monçônico de sudoeste terá se espalhado para o norte, e sistemas convectivos que avançam para oeste determinam grande parte das chuvas. O cavado

frontal atinge sua posição norte máxima, aproximadamente  $20^\circ\text{N}$ , em agosto. Nesse momento, quatro grandes cinturões climáticos podem ser identificados sobre a África Ocidental (ver Figura 11.40A):

- 1 Um cinturão costeiro de nuvens e chuva leve relacionado com a convergência fric-



**Figura 11.41** Velocidades ( $m s^{-1}$ ) e direções médias do vento em janeiro e julho sobre a África Ocidental até aproximadamente 15 km. As temperaturas da superfície do mar e as posições da Depressão Monçônica também são ilustradas, assim como a área afetada pela Pequena Estação Seca de agosto e a localização da anômala Descontinuidade de Togo. As posições de Abidjan (Ab), Atar (At), Bamako (B) e Conakry (C) são mostradas (ver gráficos de precipitação na Figura 11.42).

Fonte: De Hayward and Oguntayinbo (1987). Com permissão de Rowman and Littlefield.

cional dentro do escoamento monçônico, sobreposto por ventos descendentes de leste.

- 2 Uma zona semiestacionária de perturbações associada a nuvens estratiformes profundas que produzem chuvas leves prolongadas. A convergência em níveis baixos, a sul dos eixos dos jatos de leste, aparentemente associada a distúrbios nas ondas de leste provenientes da África centro-oriental, causa instabilidade no ar monçônico.
- 3 Uma zona ampla subjacente às correntes de jato de leste, que ajuda a ativar linhas de distúrbios e tempestades. Linhas de células de cumulonimbus profundas no sentido

norte-sul podem avançar para oeste, movidas pelos jatos. A parte sul mais úmida dessa zona é denominada Sudão, e a parte norte, de Sahel, mas o uso popular designa o nome Sahel para todo o cinturão.

- 4 Logo ao sul da Depressão Monçônica, a língua baixa de ar úmido é coberta por ar mais seco descendente. Aqui, ocorrem apenas tempestades isoladas, pancadas difusas e tempestades ocasionais.

Ao contrário das condições de inverno, as temperaturas de agosto são mais baixas ( $24-25^{\circ}C$ ) ao longo das costas meridionais nebulosas e aumentam em direção ao norte, onde apresentam uma média de  $30^{\circ}C$  no sul da Argélia.

Os dois escoamentos de verão, os ventos de sudoeste abaixo e os de leste mais acima, estão sujeitos a perturbações, que contribuem significativamente para a pluviosidade durante essa estação. Três tipos de perturbações prevalecem:

- 1 Ondas nos ventos de oeste. São oscilações do escoamento úmido no sentido norte, com periodicidade de quatro a seis dias. Elas produzem faixas de chuvas monçônicas de verão com aproximadamente 160 km de largura e 50-80 km de extensão norte-sul, que têm seu efeito mais notável a 1100-1400 km ao sul da Depressão Monçônica superficial, cuja posição oscila com as ondas.
- 2 Ondas nos ventos de leste. Formam-se na interface entre o escoamento inferior de sudoeste e o escoamento superior de leste. Essas ondas têm de 1500 a 4000 km de comprimento, de norte para sul. Elas avançam no sentido oeste pela África Ocidental entre a metade de junho e outubro, com uma periodicidade de três a cinco dias e, às vezes, desenvolvem circulações ciclônicas fechadas. Sua velocidade é de aproximadamente  $5-10^{\circ}$  de longitude por dia (isto é,  $18-35 km h^{-1}$ ). No ápice das monções de verão, elas produzem mais chuva na latitude aproximada de  $14^{\circ}N$ , entre 300 e 1100 km ao sul da Depressão Monçônica. Em média, por volta de 50 ondas de leste

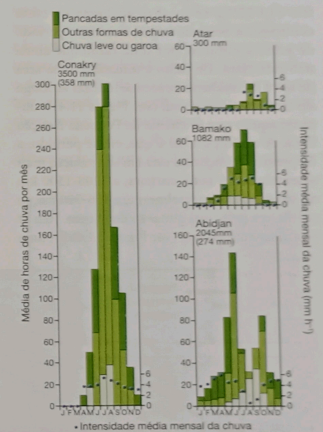
cruzam Dakar por ano. Algumas delas seguem na circulação geral pelo Atlântico, e estima-se que 60% dos furacões das Índias Ocidentais se originem na África Ocidental como ondas de leste.

- 3 Linhas de instabilidade. As ondas de leste variam muito em sua intensidade. Algumas geram poucas nuvens e chuva, ao passo que outras trazem linhas de instabilidade, quando a onda se estende até a superfície, produzindo correntes ascendentes, chuva forte e trovoadas. A formação de linhas de instabilidade é auxiliada quando há convergência topográfica superficial do escoamento de leste (p.ex., as Air Mountains, o Planalto de Fouta-Jallon). Essas linhas de perturbações avançam do leste para o oeste a até  $60 km h^{-1}$ , pela África Ocidental, por distâncias de até 3000 km (mas 600 km em média) entre junho e setembro, gerando 40-90 mm de chuva por dia. Alguns locais na zona costeira recebem por volta de 40 linhas de instabilidade por ano, representando mais de 50% da pluviosidade anual.

A pluviosidade anual diminui de 2000-3000 mm no cinturão costeiro (p. ex., Conakry, Guiné) para por volta de 1000 mm na latitude de  $20^{\circ}N$  (Figura 11.42). Perto da costa, podem cair mais de 300 mm por dia durante a estação chuvosa, mas, mais ao norte, a variabilidade aumenta, devido à extensão e ao movimento irregulares da Depressão Monçônica. As linhas de instabilidade e outras perturbações geram uma zona de pluviosidade máxima localizada a 800-1000 km ao sul da posição superficial da Depressão Monçônica (ver Figura 11.40B). As chuvas monçônicas na zona costeira da Nigéria ( $4^{\circ}N$ ) contribuem com 28% do total anual (por volta de 2000 mm), as tempestades, com 51%, e as linhas de instabilidade, com 21%. A  $10^{\circ}N$ , 52% do total (por volta de 1000 mm) se devem às linhas de instabilidade, 40% às tempestades e apenas 9% às monções. Sobre a maior parte do país, a pluviosidade causada pelas linhas de perturbações tem uma máxima dupla de frequência, e as tempestades têm uma única máxima no verão (ver Figura 11.43 para Minna,  $9,5^{\circ}N$ ).

Nas partes setentrionais da Nigéria e de Gana, a chuva cai nos meses de verão, principalmente a partir de tempestades isoladas ou linhas de perturbações. A elevada variabilidade dessas chuvas de ano para ano caracteriza o ambiente do Sahel, que é propenso a secas.

A pluviosidade no verão no cinturão sudano-saheliano é determinada, em parte, pela penetração da Depressão Monçônica ao norte, que pode atingir até 500-800 km além da sua posição média (Figura 11.44), e pela intensidade das correntes de jato de leste, que afetam a frequência das linhas de perturbações.



**Figura 11.42** Número médio de horas de chuva por mês para quatro estações da África Ocidental. Também são mostrados os tipos de chuva, os totais anuais médios (mm) e, entre parênteses, a pluviosidade diária máxima registrada (mm) para Conakry (agosto) e Abidjan (junho). Os pontos mostram as intensidades mensais médias da pluviosidade ( $mm h^{-1}$ ). Observe a Pequena Estação Seca acentuada em Abidjan. A localização das estações é mostrada na Figura 11.41.

Fonte: Hayward and Oguntayinbo (1987). Com permissão de Rowman and Littlefield.

Efeitos climáticos anômalos ocorrem em várias localidades distintas na África Ocidental em diferentes momentos do ano. Embora as temperaturas das águas costeiras sempre ultrapassem 26°C e possam atingir 29°C em janeiro, existem duas áreas de ressurgência local de águas frias (ver Figura 11.41). Uma se encontra ao norte de Conakry, ao longo das costas do Senegal e da Mauritânia, onde, de janeiro a abril, os ventos predominantes de nordeste para o mar removem as águas superficiais, fazendo águas mais frias (20°C) ascenderem, reduzindo drasticamente a temperatura das brisas marinhas à tarde. A segunda área de oceano mais frio (19-22°C) se localiza ao longo da costa centro-sul a oeste de Lagos, durante o período de julho a outubro, por uma razão que ainda não está clara. De julho a setembro, uma área de terra anormalmente seca se localiza ao longo do cinturão costeiro sul (ver Figura 11.41), durante aquilo que se chama de Pequena Estação Seca. A razão para tal é que, nesse período, a Depressão Monçônica está em sua posição mais setentrional. A zona costeira, a 1200-1500 km ao sul dela, e, principalmente, a 400-500 km ao sul de seu principal cinturão de chuvas, tem ar relativamente estável (ver Figura 11.40B), uma

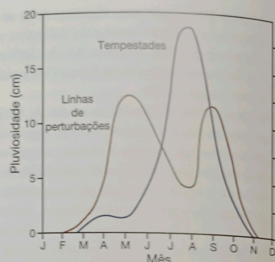


Figura 11.43 Contribuições das linhas de perturbações e tempestades para a precipitação mensal média em Minna, Nigéria (9,5°N).  
Fonte: Omolasho (1985). Com permissão de Royal Meteorological Society.

condição auxiliada pelas águas costeiras relativamente frias à medida que se afastam da costa. Embutida nesse cinturão relativamente nublado, mas seco, está a Descontinuidade de Togo, menor, entre 0° e 3°E e, durante o verão, com sol acima da média, convecção reduzida, pluviosidade relativamente baixa (menos de 1000 mm)

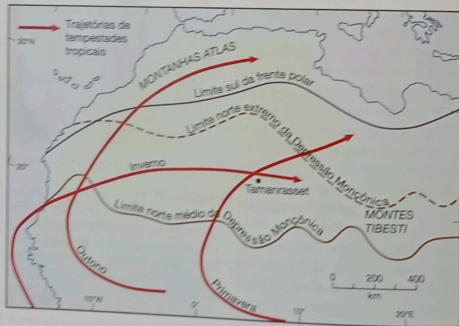


Figura 11.44 Extensão dos sistemas de precipitação que afetam as regiões oeste e central da África Setentrional e rotas típicas de depressões sudano-sahelianas.  
Fonte: Dubiel e Yacouba, in Barry (2008).

e pouca atividade de tempestades. A tendência da costa neste caso repete os ventos predominantes de sudoeste de baixo nível, limitando assim a convergência superficial induzida pelo atrito, em uma área onde as temperaturas e a convecção são inibidas de qualquer maneira pelas baixas temperaturas das águas costeiras.

## 2 África Meridional

A África Meridional se encontra entre as células subtropicais de alta pressão do Oceano Atlântico Sul e do Oceano Índico, em uma região sujeita à interação entre fluxos tropicais de leste e extratropicais de oeste. As duas células de alta pressão avançam para oeste e se intensificam (ver Figura 7.10) no inverno meridional. Como a célula do Atlântico Sul sempre se estende 3° de latitude mais ao norte do que a célula do Oceano Índico, ela traz ventos de oeste de baixo nível para Angola e o Zaire em todas as estações e ventos de oeste de alto nível para a região central de Angola no verão meridional. As alterações longitudinais sazonais das células subtropicais de alta pressão são especialmente significativas para o clima da África meridional com relação à célula do Oceano Índico. Enquanto a mudança longitudinal de 7-13° na célula do Atlântico Sul tem relativamente pouco efeito, o movimento da célula do Oceano Índico, de 24-30° para oeste durante o inverno meridional, traz um escoamento de leste em todos os níveis para a maior parte da África meridional. Os escoamentos e as zonas de convergência sazonais são mostrados na Figura 11.45.

No verão (isto é, em janeiro), os ventos de baixo nível de oeste sobre Angola e Zaire encontram as monções de nordeste da África Oriental junto com a ZCIT, que se estende a leste como limite entre os ventos desviados (de oeste) do Oceano Índico e os ventos tropicais espessos de leste mais ao sul. Para oeste, esses ventos de leste afetam os ventos atlânticos de oeste ao longo da Zona de Convergência do Zaire (ZAB). O ZAB está sujeito a oscilações diárias e sistemas de baixa pressão ao longo dele, tanto estacionários quanto movendo-se lentamente para oeste. Quando são profundos e associados a cavados

no sentido sul, podem produzir muita chuva. Deve-se observar que a estrutura complexa da ZCIT e do ZAB indica que os principais cavados de pressão e centros de baixa pressão não coincidem com eles, mas se localizam a uma certa distância a montante no escoamento em níveis mais baixos (ver Figura 11.45), particularmente nos ventos de leste. Essa circulação de baixo nível de verão é dominada por uma combinação entre essas baixas frontais e baixas térmicas convectivas. Em março, estabelece-se um sistema unificado de alta pressão, trazendo um fluxo de ar úmido de norte, que produz chuvas de outono nas regiões ocidentais. No inverno (isto é, julho), o ZAB separa os fluxos baixos de oeste e de leste dos Oceanos Atlântico e Índico, embora ambos sejam sobrepostos por um escoamento elevado de leste. Nessa ocasião, o deslocamento da circulação geral para norte traz ventos de oeste de altos e baixos níveis com chuva para o Cabo meridional.

Desse modo, os fluxos tropicais de leste afetam grande parte da África meridional no

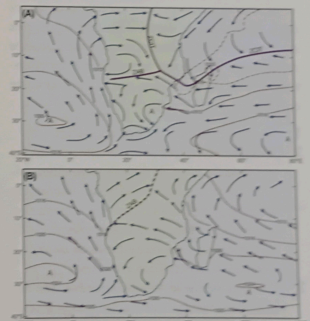


Figura 11.45 Escoamento sobre a África meridional durante janeiro (A) e julho (B), com as posições da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da zona de convergência de ar do Zaire (ZAB) e das principais áreas de baixa pressão superficial.  
Fonte: Van Heerden e Tolgaard (1988). Cortesia da American Meteorological Society.

decorrer do ano. Um escoamento profundo de leste predomina ao sul de 10°S no inverno, e ao sul de 15-18°S no verão. Sobre a África oriental, um escoamento monçônico de nordeste ocorre no verão, substituído por um escoamento de sudoeste no inverno. Nesses fluxos, formam-se ondas de leste semelhantes às ondas em outros fluxos tropicais de leste, ainda que menos móveis. Essas ondas se formam no nível de 850-700 mb (2000-3000 m) em fluxos associados aos jatos de leste, muitas vezes produzindo linhas de instabilidade, cinturões de células de trovoadas de verão e chuvas fortes. São mais comuns entre dezembro e fevereiro, quando podem produzir pelo menos 40 mm de chuva por dia, mas raras entre abril e outubro. Os ciclones tropicais no Oceano Índico Meridional ocorrem particularmente por volta de fevereiro (ver Figura 11.8 e Tabela 11.1), quando a ZCIT se encontra em sua posição meridional extrema. Essas tempestades se curvam para sul ao longo da costa leste da Tanzânia e de Moçambique, mas a sua influência é limitada principalmente ao cinturão costeiro.

Com algumas poucas exceções, os fluxos de ar profundos de oeste se limitam a posições mais ao sul da África meridional, especialmente no inverno. Como em latitudes médias setentrionais, as perturbações nos ventos de oeste envolvem:

- 1 Ondas de Rossby semiestacionárias.
- 2 Ondas móveis, particularmente acentuadas e acima do nível de 500mb, com eixos voltados para oeste com a altitude, divergência à frente e convergência na porção posterior, movendo-se para leste a uma velocidade de 550 km/dia, com periodicidade de dois a oito dias e frentes frias associadas.
- 3 Centros de baixa pressão isolados. São depressões intensas e de núcleo frio, mais frequentes de março a maio e de setembro a novembro, e raras de dezembro a fevereiro.

Uma característica do clima da África meridional é a prevalência de períodos úmidos e secos, associados aos aspectos mais amplos da circulação global. A pluviosidade acima da normal, que ocorre como um cinturão norte-sul

sobre a região, é associada a uma circulação de Walker em fase positiva (ver p. 372). Ela apresenta um ramo ascendente sobre a África meridional; intensificação da ZCIT; intensificação de baixas tropicais e ondas de leste, muitas vezes em conjunto com uma onda de oeste em níveis elevados para o sul; e intensificação da célula subtropical de alta pressão do Atlântico Sul (ver Figura 11.45). Esse período úmido pode ocorrer particularmente da primavera ao outono. A pluviosidade abaixo do normal é associada a uma circulação de Walker em fase negativa, com um ramo descendente sobre a África meridional; enfraquecimento da ZCIT; tendência de alta pressão com menor ocorrência de baixas tropicais e ondas de leste; e enfraquecimento da célula subtropical de alta pressão do Atlântico Sul. Ao mesmo tempo, existe um cinturão de nuvens e chuva a leste do Oceano Índico ocidental, associado a um ramo ascendente da circulação de Walker e perturbações de leste em conjunto com uma onda de oeste ao sul de Madagascar (Figura 11.45).

**F AMAZÔNIA**

A Amazônia está disposta ao Ne ou S do equador (Figura 11.46) e contém por volta de 30% da biomassa total do planeta. As temperaturas constantemente altas (24-28°C) combinam-se com a elevada transpiração e fazem a região às vezes se comportar como se fosse uma fonte de ar equatorial marítimo.

Influências importantes sobre o clima da Amazônia são as células subtropicais de alta pressão do Atlântico Norte e Sul. A partir delas, o ar mT estável de leste invade a Amazônia em uma camada rasa (1000-2000 m) e relativamente fria e úmida, sobreposta por ar mais quente e mais seco, que é separado por uma forte inversão térmica e descontinuidade de umidade. Esse fluxo de ar raso leva precipitação a locais próximos à costa, mas produz condições mais secas no interior, a menos que esteja sujeito a convecção forte, quando uma baixa térmica se estabelece sobre o interior continental. Nessas ocasiões, a inversão sobe a 3000-4000 m e pode se desfazer completamente, fato associá-

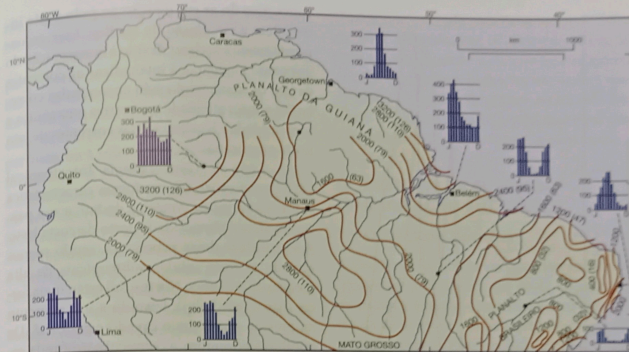


Figura 11.46 Precipitação média anual (mm) sobre a bacia amazônica, com as quantidades de precipitação mensal média para oito estações. Fonte: De Ratisbona (1976). Com permissão de Elsevier Science NL.

do a uma forte precipitação, particularmente no final da tarde ou começo da noite. A célula subtropical de alta pressão do Atlântico Sul se expande para oeste sobre a Amazônia em julho, produzindo condições mais secas, como mostra a pluviosidade em estações no interior, como Manaus (ver Figura 11.46), mas, em setembro, começa a se contrair, e o acúmulo da baixa térmica continental com as monções sul-americanas prenuncia a estação chuvosa de outubro a abril nas porções centrais e meridionais da Amazônia.

Ao final de novembro, a convecção profunda cobre a maior parte da região central da América do Sul, do equador a 20°S, com exceção da bacia amazônica oriental e o nordeste brasileiro. A célula subtropical de alta pressão do Atlântico Norte é menos móvel do que a sua correlata meridional, mas varia de maneira mais complexa, com extensões máximas a oeste em julho e fevereiro e mínimas em novembro e abril.

No norte da Amazônia, a estação chuvosa é de maio a setembro. A pluviosidade sobre a região como um todo se deve principalmente a uma convergência baixa associada à ativida-

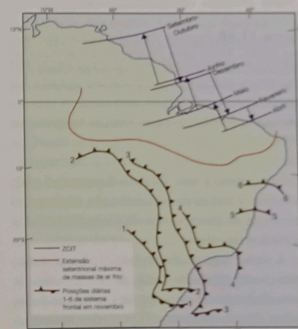
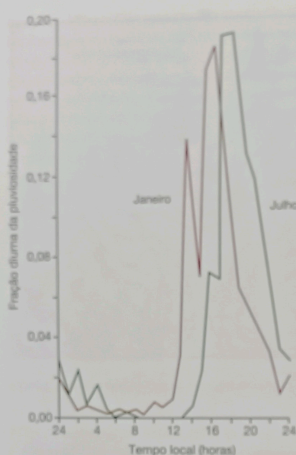


Figura 11.47 Elementos sinóticos do Brasil. Posições sazonais da Zona de Convergência Inter-tropical costeira; extensão setentrional máxima de massas de ar mP frias de sul; e posições de um sistema frontal típico durante seis dias sucessivos em novembro, à medida que o centro de baixa pressão avança para o sudeste rumo ao Atlântico Sul. Fonte: De Ratisbona (1976). Com permissão de Elsevier Science NL.





**Figura 11.48** Frações da pluviosidade por hora para Belém, Brasil, para janeiro e julho. A chuva resulta principalmente de agrupamentos de nuvens convectivas que se formam sobre o mar e penetram no continente, mais rapidamente em janeiro.

Fonte: Kousky (1980). Cortesia da American Meteorological Society.

de convectiva, a um Cavado Equatorial mal-definido, a linhas de instabilidade, a incursões ocasionais de frentes frias do Hemisfério Sul, e aos efeitos do relevo.

A forte convecção térmica sobre a Amazônia pode produzir mais de 40 mm/dia de chuva ao longo de uma semana, e intensidades médias muito maiores em períodos mais curtos. Considerando que 40 mm de chuva em um dia liberam calor latente suficiente para aquecer a troposfera em 10°C, fica claro que a convecção prolongada nessa intensidade é capaz de alimentar a circulação de Walker (ver Figura 11.50). Durante as fases altas (+) do ENSO, o ar sobe sobre a Amazônia, ao passo que, durante as fases baixas (-), a seca sobre o nordeste do Brasil se intensifica. Além disso, o movimento

convectivo do ar em direção ao polo pode intensificar a circulação de Hadley. Esse escoamento tende a acelerar devido à conservação do momento angular, e a intensificar as correntes de jato de oeste, tendo sido encontradas correlações entre a atividade convectiva amazônica e a intensidade e localização das correntes de jato norte-americanas.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) não existe em sua forma característica sobre o interior da América do Sul, e sua passagem afeta a pluviosidade perto da costa leste. A intensidade dessa zona varia, sendo menor quando as duas células subtropicais de alta pressão do Atlântico Norte e Sul estão mais fortes (isto é, em julho), levando a um aumento na pressão que fecha o cavado equatorial. De outubro a novembro, a convecção profunda associada à ZCIT se confina ao Atlântico central, entre 5° e 8°N. A ZCIT muda para sua posição mais ao norte de julho a outubro, quando invasões de ar mais estável do Atlântico Sul são associadas a condições mais secas sobre a Amazônia central, e à sua posição mais ao sul de março a abril (Figura 11.47). Em Manaus, os ventos superficiais são predominantemente de sudeste de maio a agosto e de nordeste de setembro a abril, ao passo que os ventos da troposfera superior são de noroeste ou oeste de maio a setembro e de sul ou sudeste de dezembro a abril. Isso reflete o desenvolvimento, no verão austral, de um anticiclone troposférico superior localizado sobre o Altiplano do Peru-Bolívia. Essa alta em níveis superiores resulta do aquecimento sensível do platô elevado e da liberação de calor latente em tempestades frequentes sobre o Altiplano, análoga à situação observada sobre o Tibete. O fluxo que escapa dessa alta desce sobre uma ampla área, estendendo-se do leste do Brasil à África Ocidental. A região do nordeste do Brasil, propensa a secas, fica particularmente deficiente de umidade durante períodos em que a ZCIT permanece em uma posição setentrional e que ar mT relativamente estável da superfície fria do Atlântico Sul predomina (ver Capítulo 9B.2). Podem ocorrer condições secas de janeiro a maio, durante eventos do ENSO (ver p. 374), quando o

ramo descendente da circulação de Walker cobre a maior parte da Amazônia.

A significativa pluviosidade da Amazônia, particularmente no leste, origina-se ao longo de linhas de instabilidade de média escala, que se formam perto da costa, devido à convergência entre os ventos Alísios e as brisas marinhas vespertinas, ou à interação de brisas terrestres noturnas com os ventos Alísios que incidem sobre a costa. Essas linhas de instabilidade avançam no sentido oeste no escoamento geral, a velocidades de cerca de 50 km h<sup>-1</sup>, movendo-se mais rapidamente em janeiro do que em julho e apresentando um complexo processo de crescimento, decaimento, migração e regeneração das células convectivas. Muitas dessas linhas de instabilidade alcançam apenas 100 km continente adentro, decaindo após o poente (Figura 11.48). Todavia, as instabilidades mais persistentes podem produzir uma máxima de pluviosidade por volta de 500 km continente adentro, e algumas se mantêm ativas por até 48 horas, de modo que os seus efeitos sobre a precipitação podem penetrar até os Andes no sentido oeste. Outras perturbações de mesoescala a sinótica se formam dentro da Amazônia, especialmente entre abril e setembro. Também ocorre precipitação com a penetração de massas de ar mP frio do sul, entre setembro e novembro, que são aquecidas por baixo e se tornam instáveis (ver Figura 11.47).

As incursões de ar polar (friagens) durante os meses de inverno podem causar temperaturas gelidas no sul do Brasil, com um resfriamento a 11°C mesmo na Amazônia. De junho a julho de 1994, esses eventos causaram a devastação da produção de café no Brasil. Geralmente, um cavado alto atravessa os Andes na região central do Chile, oriundo do Pacífico Sul oriental, e um escoamento associado de sul transporta ar frio para nordeste sobre o sul do Brasil. Concomitantemente, uma célula superficial de alta pressão pode avançar para norte a partir da Argentina, com os céus claros associados produzindo mais resfriamento radiativo.

Os ventos tropicais de leste sobre as margens setentrional e oriental da Amazônia são suscetíveis à formação de ondas de leste e vórtices fe-

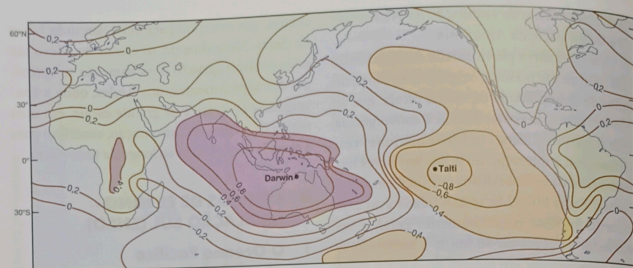
chados, que avançam para oeste, gerando faixas de chuva. Naturalmente, os efeitos do relevo são mais notáveis quando o escoamento se aproxima dos sopés orientais dos Andes, onde a convergência orográfica de grande escala, em uma região de alta evapotranspiração, contribui para a elevada precipitação ao longo de todo o ano.

## G EVENTOS DE EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL (ENSO)

### 1 O Oceano Pacífico

A Oscilação Sul é uma variação irregular, uma "gangorra" atmosférica ou onda estacionária de massa e pressão atmosféricas, envolvendo trocas de ar entre a célula subtropical de alta pressão sobre o Pacífico Sul oriental e uma região de baixa pressão centrada no Pacífico ocidental e na Indonésia (Figura 11.49). Ela apresenta um período irregular, entre dois e 10 anos. Alguns especialistas acreditam que o seu mecanismo está centrado no controle sobre a intensidade dos ventos Alísios do Pacífico exercido pela atividade das células subtropicais de alta pressão, particularmente sobre o Pacífico Sul. Outros, reconhecendo o oceano como uma enorme fonte de energia térmica, acreditam que as variações de temperatura perto da superfície no Pacífico tropical podem atuar de maneira semelhante a um pêndulo, movimentando todo o sistema do ENSO (ver Quadro 11.1). É importante observar que uma piscina espessa (isto é, mais de 100 m) com a água superficial mais quente do planeta acumula-se no Pacífico equatorial ocidental, entre a superfície e a termoclina. Ela é causada pela insolação intensa, pela baixa perda de calor por evaporação nessa região de ventos fracos e pelo empilhamento de água superficial forçada a oeste pelos ventos Alísios de leste. Essa piscina quente se dissipa periodicamente durante o El Niño, pela mudança no padrão de circulação das correntes oceânicas e pela liberação de calor para a atmosfera - de forma direta e por evaporação.

A Oscilação Sul é associada às fases da circulação de Walker, apresentadas no Capítulo 7C.1. As fases positivas da circulação de Walker



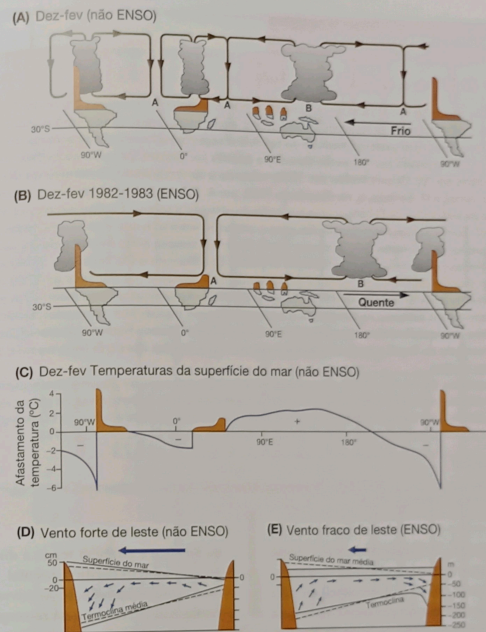
**Figura 11.49** Correlação entre pressões médias anuais ao nível do mar com as observadas em Darwin, Austrália, ilustrando as duas células principais da Oscilação Sul.  
Fonte: Rasmusson (1985). Copyright © American Scientist, (1985).

(associadas em geral a eventos não ENSO, ou La Niña), que ocorrem em média em três a cada quatro anos, alternam-se com as fases negativas (eventos ENSO, ou El Niño). Às vezes, porém, a Oscilação Sul não está em evidência, e nenhuma das duas fases predomina. O nível de atividade da Oscilação Sul no Pacífico é expresso pelo Índice da Oscilação Sul (IOS), que é uma medida complexa, envolvendo as temperaturas da superfície do mar e do ar, pressões ao nível do mar e mais acima, e pluviosidade em regiões específicas.

Durante a fase positiva (La Niña) (Figura 11.50A), os fortes ventos Alísios no Pacífico tropical oriental produzem ressurgência ao longo da costa oeste da América do Sul, resultando em uma corrente fria no sentido norte (a corrente do Peru, ou de Humboldt), denominada localmente como La Niña – a garota – por causa de sua riqueza em plâncton e peixes. As baixas temperaturas da superfície do mar produzem uma inversão rasa, intensificando os ventos Alísios (ou seja, criando um *feedback* positivo), que removem a água da superfície do Pacífico, onde se acumula água quente superficial (Figura 11.50D). Essa ação também faz a termoclina se encontrar em pouca profundidade (por volta de 40 m) no leste, em oposição aos 100-200 m observados no Pacífico ocidental. A intensificação dos Alísios de leste faz a ressurgência de água fria se espalhar para oeste, e a língua

fria de água superficial se estende naquela direção, mantida pela Corrente Equatorial Sul. Essa corrente para oeste é movida pelo vento e compensada por um declive superficial mais profundo. A contração da água quente do Pacífico no sentido oeste para o Pacífico tropical central e ocidental (Figura 11.50C) produz uma área de instabilidade e convecção, alimentada pela umidade em uma zona de convergência sob a influência dual da Zona de Convergência Intertropical e da Zona de Convergência do Pacífico Sul. O ar ascendente sobre o Pacífico ocidental alimenta o fluxo de retorno na troposfera superior (isto é, a 200 mb), fechando e intensificando a circulação de Walker. Todavia, esse escoamento também intensifica a circulação de Hadley, particularmente a sua componente meridional para norte no inverno setentrional e para sul no inverno meridional.

Todos os anos, iniciando em dezembro, um fluxo fraco de água quente para o sul substitui a Corrente do Peru, que flui para o norte, e a ressurgência fria associada por volta de 6°S ao longo da costa do equador. Esse fenômeno, conhecido como El Niño (o menino, em homenagem ao menino Jesus), intensifica-se em intervalos irregulares de dois a 10 anos (seu intervalo médio é quatro anos), quando a água quente superficial se torna muito mais ampla, e a ressurgência costeira cessa inteiramente. Isso tem consequências ecológicas e econômicas ca-



**Figura 11.50** Seções transversais esquemáticas da circulação de Walker ao longo do equador, com base em cálculos de Y. M. Tourre. (A): regime médio de dezembro a fevereiro (não ENSO), La Niña; ar ascendente e chuvas fortes ocorrem sobre a bacia amazônica, África central e Indonésia-Pacífico ocidental. (B): padrão ENSO, dezembro a fevereiro 1982-1983; o ramo Pacífico ascendente desvia para leste da Linha da Data e há convecção suprimida em outros locais, devido à subsidência. (C): afastamento da temperatura da superfície do mar de sua média zonal equatorial, correspondendo ao caso não ENSO (A). (D): Alísios fortes fazem o nível do mar subir e a termoclina aprofundar no Pacífico ocidental para o caso (A). (E): os ventos diminuem, o nível do mar sobe na América do Sul durante eventos ENSO. As linhas tracejadas em (D) e (E) representam as posições médias do nível médio do mar e da termoclina.  
Fonte: Baseado em Wyrtki (1982). Com permissão de World Meteorological Organization (1985).

trágicas para a ictiofauna e a avifauna, e para os setores pesqueiro e de produção de guano no Equador, Peru e norte do Chile. A Figura 11.51 mostra a ocorrência de eventos de El Niño entre 1525 e 1987, classificados conforme a sua inten-

sidade. Todavia, esses eventos costeiros fazem parte de uma mudança nas temperaturas da superfície do mar ao longo de todo o Oceano Pacífico. Além disso, o padrão espacial dessas mudanças não é igual para todos os El Niños.

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

11.1 O El Niño e a Oscilação Sul

Os episódios do fenômeno El Niño, com correntes costeiras quentes e consequências desastrosas para a vida e as aves marinhas, se repetem a cada quatro a sete anos, assim, já são conhecidos há muito tempo ao longo da costa oeste da América do Sul. A Oscilação Sul relacionada da pressão ao nível do mar entre o Taiti (pressão normalmente elevada) e Jacarta (ou Darwin) (pressão normalmente baixa) foi identificada por Sir Gilbert Walker em 1910, voltando a ser pesquisada na metade da década de 1950 por I. Schell e H. Berlage, e, na década de 1960, por A. J. Troup e J. Bjerknes. Troup relacionou a ocorrência de condições de El Niño a uma oscilação da atmosfera sobre o Pacífico equatorial na década de 1960. Suas implicações mais amplas para a interação entre ar e mar e as teleconexões globais foram propostas inicialmente pelo professor Jacob Bjerknes (famoso pelas frentes polares) em 1966, o qual observou as conexões de condições de El Niño e La Niña com a Oscilação Sul. A importância global dos eventos de ENSO somente foi compreendida plenamente nas décadas de 1970 e 1980, com os fortes eventos de El Niño de 1972-1973 e 1982-1983. As análises globais mostraram padrões claros de anomalias sazonais de temperatura e precipitação em regiões bem separadas durante e depois do início do aquecimento nas regiões oriental e central do Oceano Pacífico equatorial, incluindo secas no nordeste do Brasil e na Australásia e invernos frios e úmidos após o El Niño no sul e sudeste dos Estados Unidos.

A ocorrência de eventos ENSO no passado foi estudada por meio de documentos históricos, inferida a partir de anéis de crescimento em árvores, recifes de corais, testemunhos de gelo e registros sedimentares de alta resolução. Estima-se que o efeito líquido dos grandes eventos de El Niño sobre as tendências da temperatura global seja de aproximadamente +0,06°C entre 1950 e 1998.

Referência

Diaz, H.F. e Markgraf, V. (eds) (1992) El Niño. Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation, Cambridge University Press, Cambridge, 476pp.

Recentemente, K. E. Trenberth e seus colegas mostraram que, no período 1950-1977, o aquecimento durante um El Niño se espalhou para oeste a partir do Peru, ao passo que, após uma grande mudança no clima na bacia do Pacífico em 1976-1977, o aquecimento se espalhou para leste a partir do Pacífico equatorial ocidental. O acoplamento oceano-atmosfera durante os eventos de ENSO claramente varia em escalas temporais multidecenais.

Os eventos de ENSO resultam de uma reorganização radical da circulação de Walker em dois sentidos principais:

1 A pressão diminui e os Alísios enfraquecem sobre o Pacífico tropical oriental (Figura 11.50B), a ressurgência causada pelo vento diminui, permitindo que a ZCIT se estenda para o sul, em direção ao Peru. Esse aumento de 1-4°C nas temperaturas da superfície do mar reduz o gradiente oeste-leste na temperatura da superfície do mar

do Pacífico e também tende a diminuir a pressão sobre o Pacífico oriental. Esse último causa outra redução na atividade dos ventos Alísios, redução na ressurgência de água fria, advecção de água quente e um aumento nas temperaturas da superfície do mar – em outras palavras, o início do El Niño ativa um circuito de feedback positivo no sistema oceano-atmosfera no Pacífico oriental.

2 Sobre o Pacífico tropical ocidental, a área de máxima temperatura do mar e convecção responde ao enfraquecimento citado da circulação de Walker ao mover-se para leste no Pacífico central (Figura 11.50B). Isso se deve, em parte, a um aumento na pressão no oeste, mas também a um movimento combinado da ZCIT para o sul e da ZCPS para o nordeste. Nessas condições, ondas de ventos equatoriais de oeste lançam uma imensa língua de água quente (isto é, acima de 27,5°C) a

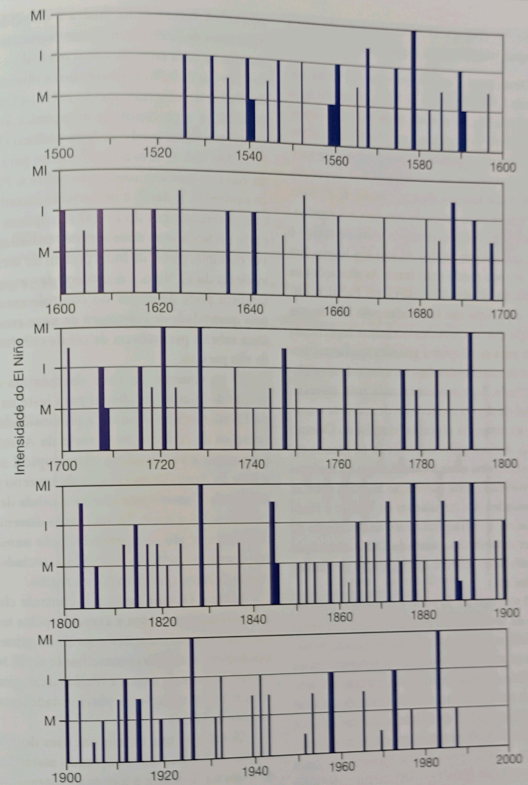


Figura 11.51 Eventos de El Niño em 1525-1987, classificados como muito intenso (MI), intenso (I) e média intensidade (M).

Fonte: Quinn and Neal (1992). Copyright © Routledge, London.

leste sobre o Pacífico central, como ondas oceânicas internas de grande escala (Kelvin). Sugere-se que esse escoamento para leste às vezes possa ser desencadeado

ou intensificado pela ocorrência de pares de ciclones a norte e sul do equador. Esse fluxo de água quente para leste rebaixa a termoclina ao longo da costa da América

do Sul (Figura 11.50E), impedindo que a água fria alcance a superfície.

Desse modo, se o evento que irá se formar será um La Niña ou um El Niño, trazendo água superficial fria no sentido oeste ou água superficial quente no sentido leste, respectivamente, para o Pacífico central, dependerá dos processos concorrentes de ressurgência e advecção. A fase mais intensa de um evento de El Niño geralmente dura cerca de um ano, e a mudança para o El Niño ocorre por volta de março e abril, quando os ventos Alísios e a língua fria estão em seu modo mais fraco. As alterações na circulação oceano-atmosfera no Pacífico durante o El Niño são facilitadas pelo fato de que o tempo que as correntes oceânicas superficiais levam para se adaptar a grandes mudanças nos ventos diminui notavelmente com a diminuição da latitude. Isso é demonstrado pela inversão sazonal da deriva monçônica de sudoeste e nordeste ao longo da costa da Somália no Oceano Índico. A circulação atmosférica de grande escala está sujeita a um *feedback* negativo limitante, envolvendo uma correlação negativa entre as intensidades das circulações de Walker e Hadley. Assim, o enfraquecimento da circulação de Walker durante um evento de ENSO leva a uma intensificação relativa da circulação de Hadley associada.

O término do El Niño é precedido pelo retorno da termoclina a profundidades pequenas no Pacífico equatorial oriental e central, removendo as anomalias positivas na temperatura na superfície do mar. Isso parece ocorrer em resposta a uma renovação na força dos ventos de leste ou a ondas de Kelvin oceânicas equatoriais. De dezembro a janeiro, existe um desvio de água a 28°C para sul do equador em anos "normais" e de El Niño, e isso causa a elevação da termoclina.

**2 Teleconexões**

As teleconexões são definidas como ligações entre variáveis atmosféricas e oceânicas por longas distâncias; as ligações entre condições climáticas no Oceano Pacífico tropical oriental e ocidental representam uma teleconexão "ca-

nônica". A Figura 11.52 ilustra a coincidência de eventos de ENSO com climas regionais mais úmidos ou mais secos do que o normal.

No Capítulo 7C.1, discutimos a observação de Walker de uma teleconexão entre os eventos de ENSO e a pluviosidade monçônica abaixo do normal sobre o sul e sudeste asiático (Figura 11.53). Isso se deve ao movimento para leste da zona de máxima convecção sobre o Pacífico ocidental. Todavia, é importante reconhecer que os mecanismos do ENSO são apenas uma parte do fenômeno das monções sul-asiáticas. Por exemplo, partes da Índia podem ter secas na ausência do El Niño, e o começo das monções também pode depender do controle exercido pela quantidade de cobertura de neve euroasiática sobre a persistência de célula continental de alta pressão.

O movimento da zona de máxima convecção do Pacífico ocidental para leste na fase do ENSO também diminui a pluviosidade nas monções de verão sobre o norte da Austrália, bem como a pluviosidade extratropical sobre o leste da Austrália na estação de inverno para primavera. Durante esta última, a célula de alta pressão sobre a Austrália traz secas disseminadas, mas que são compensadas pelo aumento nas chuvas no oeste da Austrália associado aos ventos de norte que ocorrem na região.

Sobre o Oceano Índico, o controle climático sazonal dominante é exercido pelas inversões sazonais nas monções, mas ainda existe um mecanismo secundário semelhante ao El Niño sobre o sudeste da África e Madagascar, que resulta em uma redução na pluviosidade durante eventos de ENSO.

Observa-se que as teleconexões do ENSO afetam as regiões extratropicais, assim como as tropicais. Durante a fase mais intensa do El Niño, duas células de alta pressão, centradas a 20°N e 20°S, formam-se sobre o Pacífico na troposfera superior, onde o aquecimento anômalo da atmosfera está no nível máximo. Essas células intensificam a circulação de Hadley, fazem ventos tropicais de níveis altos se formarem perto do equador, e intensificam correntes de jato subtropicais, deslocando-as em direção ao equador, especialmente no hemisfério de inver-

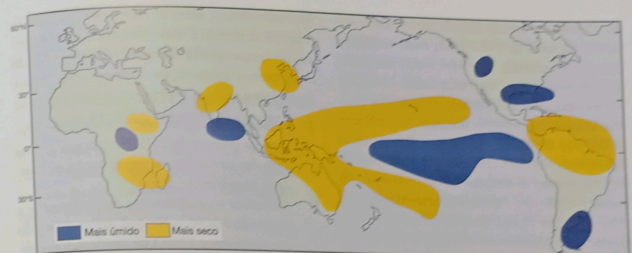


Figura 11.52 Coincidência entre eventos de ENSO e anomalias de climas regionais mais úmidos ou secos do que o normal.

Fontes: Rasmusson e Ropelewski, e Halpert. In Glantz et al. (1990). Composição reproduzida com permissão da Cambridge University Press.

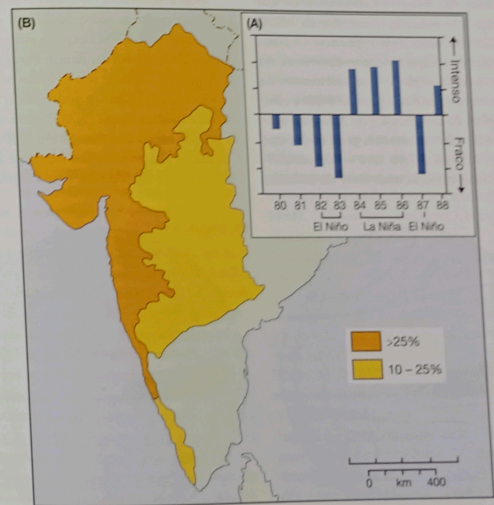


Figura 11.53 Conexão proposta entre as monções indianas de verão e o El Niño. (A): intensidade observada das monções asiáticas de verão (1980-1988) mostrando seu enfraquecimento durante os três anos de El Niño intenso, 1982, 1983 e 1987. (B): áreas da Índia onde os déficits de pluviosidade nas monções de verão (enquanto porcentagem abaixo da média de 1901-1970) foram significativamente mais frequentes em anos de El Niño.

Fonte: A: Browning (1996). B: Gregory (1988). IGU Study Group on Recent Climate Change.

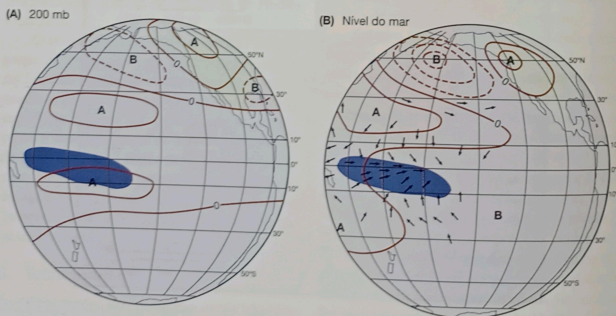
no. Durante o evento ENSO intenso do inverno setentrional de 1982-1983, essas mudanças causaram enchentes e ventos fortes em partes da Califórnia e dos Estados do Golfo, com grandes nevascas nas montanhas do oeste dos Estados Unidos. No inverno do Hemisfério Norte, os eventos de ENSO com anomalias térmicas equatoriais são associados a um forte padrão de teleconexão de cavados e cristas, conhecido como padrão do Pacífico-Norte-Americano (PNA) (Figura 11.54), que pode trazer nuvens e chuvas para o sudoeste dos Estados Unidos e o noroeste do México.

O Oceano Atlântico apresenta uma tendência para um efeito modesto semelhante ao El Niño, mas a piscina ocidental de água quente é muito menor, e as diferenças tropicais entre leste e oeste são menos consideráveis do que no Pacífico. No entanto, os eventos de ENSO no Pacífico têm uma certa influência no comportamento do sistema oceano-atmosfera no Atlântico; por exemplo, o estabelecimento do centro convectivo de baixa pressão sobre a célula subtropical de alta pressão do Atlântico central e oriental e do escoamento geral dos ventos Alísios no Atlântico. Isso leva ao desenvolvimento de uma camada mais forte de inversão

por subsidência, além de submeter o Atlântico tropical ocidental a mais mistura oceânica, gerando temperaturas menores na superfície do mar, menos evaporação e menos convecção. Isso tende a:

- 1 Aumentar a seca no nordeste do Brasil. Porém, os eventos de ENSO explicam apenas 10% das variações na precipitação no nordeste brasileiro.
- 2 Aumentar o cisalhamento do vento sobre a região do Atlântico Norte/Caribe, de modo que os eventos ENSO de moderados a intensos estão correlacionados com a ocorrência de aproximadamente 44% menos furacões no Atlântico do que com eventos não ENSO.

Outra influência do Pacífico envolve como a intensificação da corrente de jato subtropical meridional pelo ENSO explica em parte a forte pluviosidade no sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina durante um El Niño intenso. Outra teleconexão atlântica pode residir na Oscilação do Atlântico Norte (NAO), uma alternância de grande escala em massas atmosféricas entre a célula de alta pressão dos Açores e a célula de baixa pressão da Islândia (ver Capítulo 7C.2).



**Figura 11.54** Modelo do padrão de circulação do Pacífico-Norte-Americano (PNA) na troposfera superior durante um evento de El Niño de dezembro a fevereiro. O sombreadamento indica uma região de maior pluviosidade, associada a uma convergência anômala de ventos superficiais de oeste no Pacífico equatorial. Fonte: Shukla e Wallace (1983). Cortesia da American Meteorological Society.

A intensidade relativa desses dois sistemas de pressão parece afetar a pluviosidade do noroeste africano e da zona subsaariana.

## H OUTRAS FONTES DE VARIAÇÕES CLIMÁTICAS NOS TRÓPICOS

Discutimos os principais sistemas de tempo e clima tropicais, mas vários outros elementos ajudam a criar contrastes no clima tropical no espaço e no tempo.

### 1 Correntes oceânicas frias

Entre as costas ocidentais dos continentes e as bordas orientais das células subtropicais de alta pressão, a superfície oceânica é relativamente fria (ver Figura 7.33). Isso resulta da importação de água de latitudes maiores pelas correntes predominantes; da lenta ressurgência (às vezes à taxa de aproximadamente 1 m em 24 horas) de água de profundidades imediatas devido ao efeito de Ekman (ver Capítulo 6A.5); e da divergência costeira (ver Figura 7.31). Essa concentração de água fria resfria o ar local suavemente até o ponto de orvalho. Como resultado, o ar seco e quente se transforma em neblina – em uma atmosfera relativamente fria, úmida e calma – onde a temperatura é comparativamente baixa, ao longo da costa oeste da América do Norte, na Califórnia (ver Prancha 11.4), na costa da América do Sul entre as latitudes de 4 e 3°S e na costa sudoeste da África (8 e 32°S). Desse modo, Callao, na costa peruana, tem uma temperatura média anual de 19,4°C, ao passo que a Bahia (na mesma latitude, na costa brasileira) tem um valor correspondente de 25°C.

O efeito de resfriamento das correntes frias mais distantes da costa não se limita às estações costeiras, pois é levado para a terra durante todo o dia, em todas as épocas do ano, por um acentuado efeito das brisas marinhas (ver Capítulo 6C.2). Ao longo das costas ocidentais da América do Sul e do sudoeste africano, o efeito protetor dos Alísios de leste dinamicamente estáveis, proporcionado pelos Andes e pelas Escarpas da Namíbia, respectivamente, permite incursões de línguas baixas de ar frio a partir do sudoeste.

Essas línguas de ar são cobertas por fortes inversões a 600 e 1500 m, reforçando as inversões regionalmente baixas dos ventos Alísios (ver Figura 11.6) e impedindo o desenvolvimento de células convectivas fortes, exceto onde existe ascensão forçada por feições orográficas. Assim, embora o ar fresco marítimo banhe perpetuamente os sopés ocidentais dos Andes com névoa e nuvens stratus baixas e Swakopmund (sudoeste da África) tenha uma média de 150 dias de nevoeiro por ano, pouca chuva cai sobre as planícies costeiras. Lima (Peru) tem um total anual médio de precipitação de apenas 46 mm, embora sofra garoas frequentes durante os meses de inverno (junho a setembro), e Swakopmund, na Namíbia, tem uma média anual de 16 mm de pluviosidade. Chuvas mais fortes ocorrem nos raros casos em que mudanças de grande escala na pressão causam a cessação da brisa marinha diurna, ou quando ar modificado do Atlântico Sul ou do Oceano Índico Meridional consegue atravessar os continentes em um momento de perturbação na estabilidade dinâmica dos ventos Alísios. No sudoeste africano, a inversão é mais provável de se desfazer durante outubro ou abril, permitindo a formação de tempestades convectivas (Swakopmund registrou 51 mm de chuva em um único dia em 1934). Todavia, em condições normais, a ocorrência de precipitação se limita principalmente às encostas montanhosas mais altas e voltadas para o mar. Mais ao norte, locais tropicais na costa oeste em Angola e Gabão mostram que a ressurgência fria é um fenômeno mais variável no espaço e no tempo; as chuvas costeiras variam notavelmente com as mudanças na temperatura da superfície do mar (Figura 11.55). Na América do sul, da Colômbia ao norte do Peru, a "maré" diurna de ar frio penetra 60 km continente adentro, subindo as encostas voltadas para o mar da Cordilheira Ocidental e derramando-se sobre os vales longitudinais dos Andes como água sobre um dique (Figura 11.56). Nas encostas voltadas para oeste dos Andes da Colômbia, o ar ascendente ou forçado contra as montanhas pode, nas condições adequadas, desencadear instabilidade convectiva nos Alísios sobrejacentes e gerar tempestades e trovoadas.



Prancha 11.4 Banco de nevoeiro envolvendo a ponte Golden Gate, São Francisco. NOAA wea00154

No sudoeste africano, porém, a "mare" contine adentro por aproximadamente 130 km e sobre os 1800 m das Escarpas da Namíbia sem produzir muita chuva, pois não é gerada instabilidade convectiva, e o resfriamento adiabático do ar é mais que compensado pelo aquecimento radiativo do solo quente.

2 Efeitos topográficos

O relevo e a configuração superficial têm um acentuado efeito sobre as quantidades de chuva em regiões tropicais, onde massas de ar quente e úmido são frequentes. No sopé sudoeste do Monte Cameroon, Debundscha (9 m de elevação) recebe 11.160 mm/ao ano em média (1960-1980) das monções de sudoeste. Nas ilhas havaianas, o total anual médio excede os 7600 mm nas montanhas, com um dos maiores totais anuais médios do mundo, de 11.990 mm a 1569 m de elevação no Monte Waialeale (Kauai), mas no lado a sotavento sofre efeitos protetores acentuados, com menos de 500 mm sobre áreas amplas. No Havaí, a máxima cai sobre os flancos orientais a aproximadamente 900

m, ao passo que os cumes de Mauna Loa e Mauna Kea, a 4200 m, que se elevam sobre a inversão dos ventos Alísios, recebem apenas 250-500 mm. Na ilha havaiana de Oahu, a precipitação máxima ocorre nas encostas ocidentais, logo a sotavento do cume de 850 m com relação aos ventos Alísios de leste. Medições realizadas nas Montanhas de Koolau, Oahu, mostram que o fator orográfico é acentuado durante o verão, quando a precipitação é associada aos ventos de leste, mas, no inverno, quando a precipitação advém de perturbações ciclônicas, ela é distribuída de forma mais regular (Tabela 11.3).

As colinas de Khasi, em Assam, são um caso excepcional do efeito combinado do relevo e da configuração da superfície. Uma parte da corrente das monções oriunda do interior da Baía de Bengala (ver Figura 11.23) é canalizada pela topografia para a elevação e a rápida ascensão, que segue a convergência do escoamento na planície afunilada para o sul, resultando em alguns dos maiores totais anuais de pluviosidade registrados em qualquer parte. Mawsyuran (1400 m de elevação), 16 km a oeste da famosa

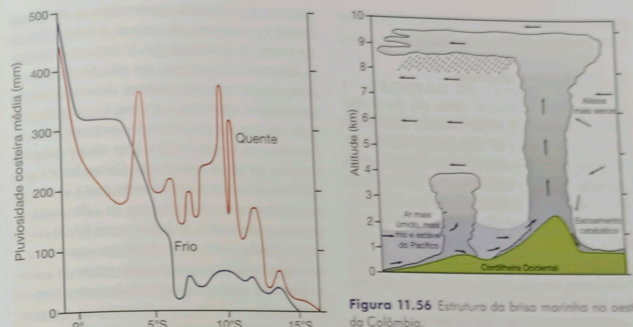


Figura 11.55 Pluviosidade em março ao longo da costa sudoeste da África (Gabão e Angola) associada a condições quentes e frias na superfície do mar. Fonte: Nicholson e Entekhabi in Nicholson (1989). Com permissão da Royal Meteorological Society.

Figura 11.56 Estrutura da brisa marinha na oeste da Colômbia. Fonte: Lopez e Howell (1967). Cortesia da American Meteorological Society.

estação de Cherrapunji, tem um total anual médio (1941-1969) de 12.210 mm e pode reivindicar o título de lugar mais úmido do mundo. Durante o mesmo período, Cherrapunji (1340 m) teve uma média de 11.020 mm; foram registrados ali extremos de 5690 mm em julho e 24.400 mm em 1974 (ver Figura 4.11). Todavia, em toda a área das monções, a topografia desempenha um papel secundário na distribuição da pluviosidade, em relação à atividade sinótica e aos sistemas de grande escala.

Um relevo realmente elevado produz grandes mudanças nas principais características meteorológicas e deve ser tratado como um tipo

climático especial. Na África Oriental equatorial, os três picos vulcânicos do Monte Kilimanjaro (5800 m), Monte Quênia (5200 m) e Ruwenzori (5200 m) alimentam geleiras acima de 4700-5100 m. A precipitação anual no cume do Monte Quênia é de aproximadamente 1140 mm, semelhante às quantidades no platô ao sul, mas, nas encostas meridionais entre 2100 e 3000 m, e nas encostas orientais entre 1400 e 2400 m, os totais excedem os 2500 mm. Kibete (a uma elevação de 1800 m, perto de Nairóbi) apresenta muitas das características dos climas tropicais de altitude, com uma pequena amplitude na temperatura anual (temperaturas mensais médias de 19°C para fevereiro e 16°C para julho), uma grande amplitude na temperatura diurna (média de 9,5°C em julho e 13°C em fe-

Tabela 11.3 Precipitação nas Montanhas Koolau, Oahu, Havaí em 1957

Local	Elevação (m)	Fonte de pluviosidade (cm)		
		Ventos Alísios 28 de maio-3 de setembro	Perturbações ciclônicas 2-29 de janeiro	Perturbações ciclônicas 5-6 de março
Cume	850	71,3	49,9	32,9
760 m a oeste do cume	635	121,0	54,4	37,0
7.600 m a oeste do cume	350	32,9	46,7	33,4

Fonte: Mink (1960).

vereiro) e uma grande cobertura média de nuvens (média 7-8/10).

### 3 Variações diurnas

As variações diurnas no clima são particularmente evidentes em locais costeiros no cinturão dos ventos Alísios e no Arquipélago da Indonésia-Malásia. Os regimes de brisas continentais e marinhas são bem desenvolvidos (ver Capítulo 6C.1), pois o aquecimento do ar tropical sobre a terra pode ser até cinco vezes maior do que sobre superfícies líquidas adjacentes. A brisa marinha normalmente começa entre 8:00 e 11:00 horas, atingindo uma velocidade máxima de  $6-15 \text{ m s}^{-1}$  ( $21-54 \text{ km h}^{-1}$ ) entre 13:00 e 16:00, e reduzindo por volta das 20:00. Ela pode ter 1000-2000 m de altura, com velocidade máxima a uma elevação de 200-400 m, e normalmente penetra 20-60 km continente adentro.

Em grandes ilhas, sob condições de calma, as brisas marinhas convergem para o centro, de modo que se observa uma máxima vespertina de pluviosidade. Com ventos Alísios estáveis, o padrão se desloca com o vento, de modo que o ar descendente pode estar situado sobre o centro da ilha. Um caso típico de uma máxima vespertina é ilustrado na Figura 11.57B para Nandi (Viti Levu, Fiji) no sudoeste do Pacífico. A estação meteorológica tem exposição a sotavento nas estações úmidas e secas. Acredita-se que esse padrão de pluviosidade seja comum nos trópicos, mas, sobre o mar aberto e em pequenas ilhas, parece haver uma máxima noturna (com um pico frequente perto do amanhecer), e mesmo ilhas grandes podem apresentar esse regime noturno quando existe pouca atividade sinótica. A Figura 11.57A ilustra esse padrão noturno em quatro locais em ilhas pequenas no Pacífico ocidental. Mesmo ilhas grandes podem apresentar esse efeito, bem como a máxima vespertina associada à convergência e convecção de brisas marinhas. Existem várias teorias sobre o pico noturno de pluviosidade. Estudos recentes apontam um efeito radiativo, envolvendo um resfriamento noturno mais efetivo de áreas livres de nuvens ao redor dos sistemas de nuvens de mesoescala. Isso favorece a subsidência, que,

por sua vez, aumenta a convergência em níveis baixos dos sistemas de nuvens e intensifica as correntes de ar ascendentes. O forte resfriamento dos topos das nuvens, em relação ao seu entorno, também pode produzir desestabilização localizada e estimular a formação de gotículas pela mistura de gotículas de temperaturas diferentes (ver Capítulo 5D). Esse efeito atingiria um pico perto do amanhecer. Outro fator é que a diferença na temperatura entre mar e ar e, conseqüentemente, o suprimento de calor oceânico para a atmosfera, é maior entre 03:00-06:00 horas. Ainda assim, outra hipótese sugere que a oscilação semidiurna na pressão estimula a convergência e, portanto, a atividade convectiva na madrugada e à noite, mas divergência e supressão da convecção ao redor do meio-dia.

Um grande levantamento dos dados do programa do satélite Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) para 1998-2006 identifica três regimes diurnos de pluviosidade: (1) oceânico, com um pico às 06:00-09:00 hora local (hl) e amplitude moderada, encontrado principalmente nas zonas de convergência tropicais oceânicas; (2) continental, com um pico às 15:00-18:00 hl e grande amplitude, ocorrendo na América do Sul e África Equatorial; e (3) costeiro, com grande amplitude e propagação de fases. Isso difere do lado voltado para o mar, onde ocorrem picos entre 21:00 e 12:00 hl, com propagação para o mar, e o lado voltado para a terra, onde os picos são às 12:00-21:00 hl. O padrão (3) é acentuado no continente marítimo, no subcontinente indiano, no norte da Austrália, e na costa oeste da África equatorial, no nordeste do Brasil e na costa a partir do México ao Equador. As brisas terrestres geralmente são fracas e, portanto, não geram muita convergência. Um mecanismo alternativo nesse caso pode estar nas ondas de gravidade.

A Península da Malásia apresenta regimes diurnos de pluviosidade com grandes variações no verão. Os efeitos das brisas terrestres e marinhas, dos ventos anabáticos e catabáticos e da topografia complicam bastante o padrão das chuvas, por causa das suas interações com a corrente de baixo nível das monções de sudoeste. Por exemplo, existe uma máxima no-

turna na região do Estreito de Malaca, associada à convecção gerada pela convergência de brisas terrestres da Malásia e de Sumatra (cf. p. 339). Todavia, na costa leste da Malásia, a máxima ocorre no final da tarde e começo da noite, quando as brisas marinhas se estendem a aproximadamente 30 km continente adentro, contra os ventos monçônicos de sudoeste, e se formam nuvens convectivas na corrente mais profunda da brisa marinha sobre a faixa costeira. Nas montanhas interiores, as chuvas de verão têm uma máxima vespertina, devido ao processo desimpedido de convecção. No norte da Austrália, o fenômeno das brisas marinhas aparentemente se estende até 200 km continente adentro a partir do Golfo de Carpentaria no início da noite. Na estação seca de agosto a novembro, isso pode criar condições adequadas para a "Morning Glory" - uma nuvem-rola oca e linear e uma linha de instabilidade que se propagam, geralmente a partir do nordeste, sobre a inversão criada pelo ar marítimo e pelo resfriamento noturno. As brisas marinhas costumam ser associadas a

uma pesada acumulação de nuvens cumulus e pancadas vespertinas.

### 1 PREVISÃO DO TEMPO TROPICAL

Nas últimas duas décadas, houve um significativo progresso na previsão do tempo tropical. Esse progresso resultou de muitos dos avanços na tecnologia de observação e na modelagem numérica global discutida no Capítulo 8. Particularmente importante nos trópicos tem sido a disponibilidade de dados de satélites geoestacionários, temperaturas na superfície do mar, vetores de ventos e perfis verticais da temperatura e umidade. Ao longo dos últimos anos, houve melhorias significativas nos sistemas de observação dos oceanos. Hoje existem mais de 3.300 boias ARGO operando nos oceanos do planeta, registrando a temperatura, salinidade e velocidade a 200 m de profundidade e fornecendo dados em tempo real. Também existem instalações de radares meteorológicos em grandes centros na Índia, na América Central e no Extremo Oriente; e em alguns locais na África e no Pacífico sudoeste; por enquanto, existem poucas na América do Sul. Uma grande dificuldade na previsão tropical é imposta pela fonte de energia predominante do calor latente liberado pela precipitação em sistemas de nuvens convectivos, o que não pode ser simulado com facilidade, devido aos processos de pequena escala envolvidos na dinâmica das nuvens.

#### 1 Previsões de curto e médio prazo

A evolução e o movimento dos sistemas meteorológicos tropicais estão conectados principalmente com as áreas de convergência de velocidades de ventos e cisalhamento do vento horizontal, identificadas em análises cinemáticas de níveis baixos que representam as linhas de correntes e isotacas e sistemas associados de nuvens, com suas mudanças sendo identificadas a partir de imagens de satélites geoestacionários (a cada meia hora) e radares meteorológicos; essas imagens são úteis para fazer "nowcasting" e avisos. Todavia, sabe-se que os agrupamen-

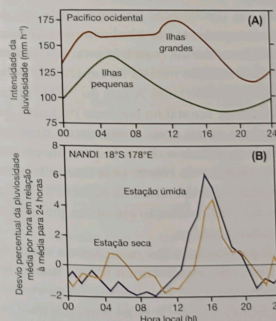


Figura 11.57 Variação diurna na intensidade da pluviosidade para ilhas tropicais no Pacífico. (A): ilhas grandes e pequenas no Pacífico ocidental. (B): estações úmidas e secas para Nandi (Fiji) no Pacífico sudoeste (desvio percentual da média diária).  
Fontes: (A): Gray and Jacobson (1977). (B): Finkelstein in Hutchings (1964).

tos de nuvens são altamente irregulares em sua persistência além de 24 horas, além de estarem sujeitos a fortes variações diurnas e influências orográficas, que precisam ser avaliadas. A análise de variações diurnas na temperatura, com diferentes estados de nuvens para estações secas e úmidas, é uma ferramenta útil para a previsão local. Atribuir igual peso à persistência e à climatologia gera bons resultados para ventos em níveis baixos, por exemplo. A previsão do movimento de tempestades tropicais também se baseia principalmente em imagens de satélite e dados de radar. Para previsões de 6-12 horas, é possível fazer extrapolações a partir da rota suavizada das 12-24 horas anteriores. A precisão das previsões para a localização do centro de tempestades no solo costuma estar dentro de um raio aproximado de 150 km. Existem centros especializados para essas previsões e avisos regionais em Miami, Guam, Darwin, Hong Kong, Nova Délhi e Tóquio. Previsões para períodos de dois a cinco dias recebem pouca atenção. Nos meses de inverno, as margens tropicais, especialmente no Hemisfério Norte, podem ser afetadas pelas características da circulação em latitudes médias. Exemplos são as frentes frias que avançam para o sul, em direção à América Central e ao Caribe, ou para o norte, da Argentina para o Brasil. O movimento desses sistemas pode ser previsto a partir de modelos numéricos preparados em centros importantes, como o NCEP e o ECMWF.

## 2 Previsões de longo prazo

Na faixa de 15 a 90 dias, observa-se que os modelos numéricos dependem muito das condições iniciais para várias semanas. Isso é determinado pela Oscilação de Madden-Julian (OMJ) intrassazonal (30 a 60 dias) e pela resposta lenta da atmosfera a mudanças nas condições limitrofes. Todavia, a variabilidade da OMJ pode ser removida usando médias mensais. A força dos limites é o principal determinante da capacidade de fazer previsões para até uma estação.

Para escalas temporais maiores, três áreas de progresso merecem atenção. As previsões do número de tempestades e furacões tropicais

atlânticos e do número de dias em que cada um ocorre foram desenvolvidas a partir de relações estatísticas com o estado do El Niño, a pressão média ao nível do mar de abril a maio sobre o Caribe e a fase de leste ou oeste dos ventos tropicais estratosféricos a 30mb (ver p. 338). Os ciclones na estação de verão seguinte são mais numerosos quando, durante a primavera, os ventos zonais a 30 e 50mb são de oeste e crescentes, o ENSO está no modo La Niña (frio) e existe pressão abaixo da normal no Caribe. As condições úmidas no Sahel parecem favorecer o desenvolvimento de perturbações no Atlântico oriental e central. Em novembro, faz-se uma previsão inicial para a estação seguinte (com base na fase do vento estratosférico e na pluviosidade de agosto a novembro no Sahel ocidental), com uma segunda previsão, usando informações sobre nove indicadores, até julho do ano corrente.

Pelo menos cinco modelos de previsão foram desenvolvidos para prever as flutuações do ENSO com até 12 meses de antecedência; três envolvem modelos acoplados da circulação geral oceano-atmosfera, um é estatístico e outro usa combinação análoga. Cada um dos métodos apresenta um nível comparável de capacidade moderada para três estações à frente, com uma redução notável na capacidade para a primavera setentrional. A fase do ENSO afeta a pluviosidade sazonal no nordeste do Brasil, por exemplo, e outras áreas continentais tropicais, além de modificar o clima de inverno em parte da América do Norte, pela interação entre anomalias na temperatura da superfície do mar tropical e pela convecção em ondas planetárias em latitudes médias.

A pluviosidade das monções de verão na Índia está relacionada com o ENSO, mas as relações em geral são simultâneas, ou os eventos monçônicos ocorrem mesmo antes das mudanças no ENSO. Os anos de El Niño (La Niña) são associados a secas (enchentes) na Índia. Foram propostos diversos indicadores para prever as chuvas monçônicas em toda a Índia, incluindo as temperaturas da primavera e pressão indicando a baixa térmica, o escoamento transequatorial no Oceano Índico, as características

da circulação a 500 e 200mb, e a cobertura de neve no inverno euroasiático. Um indicador crucial da pluviosidade na Índia é a latitude da crista de 500mb ao longo de 75°E em abril, mas a abordagem operacional mais proveitosa parece ser uma combinação estatística desses parâmetros, com uma previsão divulgada em maio para o período de junho a setembro. A importante questão do padrão espacial do começo, da duração e do recuo das monções e de sua variabilidade ainda não foi abordada.

A pluviosidade sobre a África Ocidental subsaariana é prevista pelo Meteorological Office do Reino Unido com o uso de métodos estatísticos. Para o Sahel, condições mais secas são associadas a uma redução no gradiente inter-hemisférico das temperaturas da superfície do mar no Atlântico tropical e a um Pacífico equatorial anormalmente quente. A pluviosidade sobre a costa da Guiné aumenta quando o Atlântico Sul está mais quente do que o normal.

## RESUMO

A atmosfera tropical difere significativamente da observada em latitudes médias. Os gradientes de temperatura são fracos e os sistemas meteorológicos são produzidos principalmente pela convergência de correntes de ar, que desencadeia convecção na camada superficial úmida. Existem grandes diferenças longitudinais no clima, como resultado das zonas de subsidência (ascensão) nos margens orientais (ocidentais) das células subtropicais de alta pressão. Nos margens orientais dos oceanos, há uma forte inversão dos ventos Alísios a aproximadamente 1 km, com ar seco descendente acima, gerando estabilidade. Essa cobertura estável a favor do escoamento é elevada gradualmente pela penetração de nuvens convectivas à medida que os Alísios fluem para oeste. As massas de nuvens costumam se organizar em "agrupamentos" amorfos em escala subsinótica; alguns desses grupos têm linhas de instabilidade lineares, que são uma fonte importante de precipitação na África Ocidental. Os sistemas dos ventos Alísios dos dois hemisférios convergem, mas não de maneira espacial ou temporalmente contínua. Essa Zona de Convergência Intertropical também desvia em direção aos polos sobre os setores continentais no verão, em associação com os regimes monçônicos da Ásia Meridional, África Ocidental e Austrália Setentrional. Existe a Zona de Convergência do Pacífico Sul no verão meridional.

As perturbações ondulatórias nos ventos tropicais de leste variam regionalmente. A onda "clássica" de leste tem acumulação de nuvens e precipitação máximas atrás (a leste) da linha do cavado. Essa distribuição advém da conservação da vorticidade potencial pelo ar. Por volta de 10% das perturbações ondulatórias se intensificam posteriormente, tornando-se tempestades ou ciclones tropicais. Isso exige uma superfície marinha quente e convergência em níveis baixos para manter o suprimento de calor sensível e latente e divergência em níveis altos para manter a ascensão. As "torres quentes" de nuvens cumulonimbus explicam uma pequena fração das faixas de nuvens em espiral. Os ciclones tropicais são mais numerosos nos oceanos ocidentais do Hemisfério Norte nas estações de verão e outono.

A inversão sazonal dos ventos nas monções da Ásia Meridional é produto de influências globais e regionais. A barreira orográfica do Himalaia e do Planalto Tibetano desempenha um papel importante. No inverno, a corrente de jato subtropical de oeste está ancorada ao sul das montanhas. Observa-se subsidência sobre o norte da Índia, trazendo ventos (Alísios) superficiais de nordeste. Depressões do Mediterrâneo penetram ocasionalmente no noroeste da Índia-Paquistão. A inversão da circulação no verão é desencadeada pelo desenvolvimento de um anticiclone em altitude sobre o elevado do Planalto Tibetano, com escoamento de leste nos níveis superiores sobre a Índia. Essa mudança é acompanhada pela extensão para norte dos ventos de baixos níveis de sudoeste no Oceano Índico, que aparece primeiro no sul da Índia e na costa de Mianmar e depois se estende para noroeste. As "monções" de verão sobre a Ásia Oriental também avançam de sudeste para noroeste, mas as chuvas Mai-yu resultam principalmente de depressões que avançam no sentido nordeste e tempestades. A pluviosidade se concentra em períodos associados a "depressões monçônicas", que viajam para oeste.



desviadas pelos ventos de altitude de leste. As chuvas monçônicas oscilam de intensidade, gerando períodos "ativos" e de "intervalos" em resposta aos deslocamentos da Depressão Monçônica para o sul e para o norte, respectivamente. Também existe considerável variabilidade interanual.

As monções do oeste africano têm muitas semelhanças com as da Índia, mas seu avanço para o norte não é prejudicado por uma barreira montanhosa ao norte. Foram identificados quatro cinturões climáticos zonais, relacionados com a localização de correntes de jato de leste sobrejacentes e perturbações no sentido leste-oeste. A zona do Sahel é atingida pela Depressão Monçônica, mas o ar descendente limita a pluviosidade.

O clima da África equatorial é bastante influenciado por ventos de baixos níveis de oeste, oriundos da alta do Atlântico Sul (todo o ano), e por ventos de leste no inverno, oriundos do anticiclone do Oceano Índico Meridional. Esses fluxos convergem ao longo da Zona de Conferência de ar do Zaire (ZAB) com ventos de leste em altitude. No verão, o ZAB se desloca para o sul, e ventos de nordeste sobre a África oriental encontram os ventos de oeste ao longo da ZCIT, orientados no sentido norte-sul de 0° a 12°S. As características das perturbações sobre a África são complexas e pouco conhecidas. O fluxo amplo de leste afeta a maior parte da África ao sul de 10°S (inverno) ou 15-18°S (verão), embora os ventos meridionais de oeste afetem a África Meridional no inverno.

Na Amazônia, onde existem ventos tropicais de leste, mas a ZCIT não é bem-definida, as altas subtropicais do Atlântico Norte e Sul influenciam a região. A precipitação é associada à atividade convectiva, desencadeando convergência em níveis baixos, com a formação *in situ* de perturbações em escala média e sinótica, e linhas de instabilidade geradas por ventos costeiros que avançam continente adentro.

O setor do Oceano Pacífico equatorial desempenha um papel importante nas anomalias climáticas em grande parte dos trópicos. Em intervalos irregulares, de três a cinco anos, os ventos tropicais de leste sobre o Pacífico centro-leste enfraquecem, a ressurgência cessa na costa da América do Sul, e a convecção normal sobre a Indonésia desvia-se para leste, em direção ao Pacífico central. Esses eventos quentes de ENSO, que substituem o modo La Niña normal, têm repercussões globais, pois as relações de teleconexão se estendem a algumas áreas extratropicais, particularmente a Ásia Oriental e a América do Norte.

A variabilidade nos climas tropicais também se dá por intermédio de efeitos diurnos, como brisas terrestres e marinhas, efeitos topográficos e costeiros locais sobre o escoamento, e a penetração de sistemas meteorológicos extratropicais e do fluxo de ar em latitudes mais baixas.

A previsão de curta duração para o tempo tropical costuma ser limitada pela escassez de observações e pelo pouco conhecimento das perturbações envolvidas. As previsões sazonais têm tido um certo grau de sucesso para a evolução do regime do ENSO, a atividade de furacões no Atlântico e a pluviosidade na África Ocidental.

#### TEMAS PARA DISCUSSÃO

- Considere os diversos fatores que influenciam os danos causados por um ciclone tropical nas regiões costeiras em diferentes partes do mundo (p. ex., o sudeste dos EUA, as ilhas do Caribe, Bangladesh, o norte da Austrália e Hong Kong).
- Use os índices ENSO, NAO, PNA e outros disponíveis na Internet (ver Apêndice 4D) para comparar anomalias de temperatura e precipitação em uma região de seu interesse durante fases positivas e negativas das oscilações.
- Analise as semelhanças e diferenças entre os principais climas monçônicos do mundo.
- Quais são as semelhanças e diferenças entre os sistemas ciclônicos em médias latitudes e nos trópicos?
- Por quais mecanismos os eventos de ENSO afetam as anomalias climáticas nos trópicos e em outras partes do mundo?

#### REFERÊNCIAS E SUGESTÃO DE LEITURA

##### Livros

- Arakawa, H. (ed.) (1969) *Climates of Northern and Eastern Asia*, World Survey of Climatology 8, Elsevier, Amsterdam, 248pp. [Comprehensive account, as of the 1960s; tables of climatic statistics]
- Barry, R. G. (2008) *Mountain Weather and Climate*, 3rd edn, Cambridge University Press, Cambridge, 506pp.
- Dickinson, R. E. (ed.) (1987) *The Geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions*, John Wiley & Sons, New York, 526pp. [Overviews of climate-vegetation-human interactions in the Amazon, forest micro-meteorology and hydrology, precipitation mechanisms, general circulation modeling and the effects of land-use changes]
- Domrös, M. and Peng, G.-B. (1988) *The Climate of China*, Springer-Verlag, Berlin, 361pp. [Good description of climatic characteristics; climatic data tables]
- Dunn, G. E. and Miller, B. I. (1960) *Atlantic Hurricanes*, Louisiana State University Press, Baton Rouge, LA, 326pp. [Classic account]
- Fein, J. S. and Stephens, P. L. (eds) (1987) *Monsoons*, J. Wiley and Sons, New York, 632pp. [Theory and modeling of monsoon mechanisms considered globally and regionally; many seminal contributions by leading experts]
- Centilli, J. (ed.) (1971) *Climates of Australia and New Zealand*, World Survey of Climatology 13, Elsevier, Amsterdam, 405pp. [Detailed survey of climatic characteristics; tables of climatic statistics]
- Glantz, M. H., Katz, R. W. and Nicholls, N. (eds) (1990) *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, 535pp. [Valuable essays on ENSO characteristics, causes and worldwide effects]
- Gaudie, A. and Wilkinson, J. (1977) *The Warm Desert Environment*, Cambridge University Press, Cambridge, 88pp.
- Griffiths, J. F. (ed.) (1972) *Climates of Africa*, World Survey of Climatology 10, Elsevier, Amsterdam, 604pp. [Detailed account of the climate of major regions of Africa; tables of climatic statistics]
- Hamilton, M. G. (1979) *The South Asian Summer Monsoon*, Arnold, Australia, 72pp. [Brief account of major characteristics]
- Hastenrath, S. (1985) *Climate and Circulation of the Tropics*, D. Reidel, Dordrecht, 455pp. [Comprehensive survey of weather systems, climate processes, regional phenomena and climatic change in the tropics, by a meteorologist with extensive tropical experience]
- Hayward, D. F. and Oguntuyinbo, J. S. (1987) *The Climatology of West Africa*, Hutchinson, London, 271pp.
- Hutchings, J. W. (ed.) (1964) *Symposium on Tropical Meteorology: Proceedings*, New Zealand Meteorological Service, Wellington.
- Indian Meteorological Department (1960) *Monsoons of the World*, Delhi, 270pp. [Classic account with much valuable information]
- Jackson, I. J. (1977) *Climate, Water and Agriculture in the Tropics*, Longman, London, 248pp. [Material on precipitation and the hydrological cycle in the tropics]
- Lighthill, J. and Pearce, R. P. (eds) (1981) *Monsoon Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 733pp. [Conference proceedings; specialist papers on observations and modeling of the Asian monsoon]
- Logan, R. F. (1960) *The Central Namib Desert, South-west Africa*, National Academy of Sciences, National Research Council, Publication 758, Washington, DC [162 pp.].
- Lopez, M. E. and Howell, W. E. (1967) *Katabatic winds in the equatorial Andes*, *J. Atmos. Sci.* 24, 29-35.
- Malkus, J. S. and Riehl, H. (1964) *Cloud Structure and Distributions over the Tropical Pacific Ocean*, University of California Press, Berkeley and Los Angeles (229 pp.).
- Musk, L. F. (1988) *Weather Systems*, Cambridge University Press, Cambridge, 160pp. [Basic introduction to weather systems]
- NOAA (1992) *Experimental Long-lead Forecast Bulletin*, NOAA, Washington, DC.
- Philander, S. G. (1990) *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, New York, 289pp. [Comprehensive survey]
- Pielke, R. A. (1990) *The Hurricane*, Routledge, London and New York, 228pp. [Brief descriptive presentation of hurricane formation, distribution and movement; annual track maps for all Atlantic hurricanes, 1871-1989]
- Ramage, C. S. (1971) *Monsoon Meteorology*, Academic Press, New York and London, 296pp. [Excellent overview of the Asian monsoon and its component weather systems by a tropical specialist]
- Ramage, C. S. (1995) *Forecaster's Guide to Tropical Meteorology*, AWS/TR-95/001, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 392pp. [Useful overview of tropical weather processes and valuable local information]
- Riehl, H. (1954) *Tropical Meteorology*, McGraw-Hill, New York, 392pp. [Classic account of weather systems in the tropics by the discoverer of the easterly wave]
- Riehl, H. (1979) *Climate and Weather in the Tropics*, Academic Press, New York, 611pp. [Extends his earlier work with more a climatological view; extensive material on synoptic scale weather systems]
- Sadler, J. C. (1975b) *The Upper Tropospheric Circulation over the Global Tropics*, UHMET-75-05, Department of Meteorology, University of Hawaii, 35 pp.
- Schwerdtfeger, W. (ed.) (1976) *Climates of Central and South America*, World Survey of Climatology 12, Elsevier, Amsterdam, 532pp. [Chapters on the climate of six regions/countries and one on Atlantic tropical storms provide the most comprehensive view of the climates of this continent; many useful diagrams and data tables]
- Show, D. B. (ed.) (1978) *Meteorology over the Tropical Oceans*, Royal Meteorological Society, Bracknell, 278pp. [Symposium papers covering a range of important topics]
- Shukla, J. and Wallace, J. M. (1983) *Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies*, *J. Atmos. Sci.* 40, 1613-30.

- Tao, S. Y. (ed. for the Chinese Geographical Society) (1984) *Physical Geography of China*, Science Press, Beijing, 161pp. [in Chinese].
- Trewartha, G. T. (1981) *The Earth's Problem Climates*, 2nd edn, University of Wisconsin Press, Madison, WI, 371pp. [Worldwide examples].
- Tyson, P. D. (1986) *Climatic Change and Variability in Southern Africa*, Oxford University Press, Cape Town, 220pp. [Includes subtropical and tropical circulation systems affecting Africa south of the Equator].
- World Meteorological Organization (n.d.) *The Global Climate System. A Critical Review of the Climate System during 1982-1984*, World Climate Data Programme, WMO, Geneva, 52pp.
- Yoshino, M. M. (ed.) (1971) *Water Balance of Monsoon Asia*, University of Tokyo Press, Tokyo, 308pp. [Essays by Japanese climatologists focusing on moisture transport and precipitation].
- Young, J. A. (coordinator) (1972) *Dynamics of the Tropical Atmosphere* (Notes from a Colloquium), National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 587pp. [Summer school proceedings with presentations and discussion by leading specialists].
- Zhang, J. and Lin, Z. (1985) *Climate of China*, Science and Technology Press, Shanghai, 603pp. [in Chinese]. [Source of some useful diagrams].
- Chang, J.-H. (1967) The Indian summer monsoon. *Geog. Rev.* 57, 373-96.
- Chang, J.-H. (1971) The Chinese monsoon. *Geog. Rev.* 61, 370-95.
- Chapra, K. P. (1973) Atmospheric and oceanic flow problems introduced by islands. *Adv. Geophys.* 16, 297-421.
- Clackson, J. R. (1957) The seasonal movement of the boundary of northern air. *Nigerian Meteorological Service, Technical Note 5* (see Addendum 1958).
- Croze, P. R. (1949) The trade wind circulation of the world. *Trans. Inst. Brit. Geog.* 15, 37-56.
- Croze, P. R. (1951) Wind and weather in the equatorial zone. *Trans. Inst. Brit. Geog.* 17, 23-76.
- Cry, G. W. (1965) Tropical cyclones of the North Atlantic Ocean. Tech. Paper No. 55, Weather Bureau, Washington, DC (148pp.).
- Curry, L. and Armstrong, R. W. (1959) Atmospheric circulation of the tropical Pacific Ocean. *Geografiska Annaler* 41, 245-55.
- Das, P. K. (1987) Short- and long-range monsoon prediction in India, in Fein, J. S. and Stephens, P. L. (eds) *Monsoons*, John Wiley & Sons, New York, 549-78.
- Dhar, O. N. and Nandargi, S. (1993) Zones of extreme rainstorm activity over India. *Int. J. Climatology* 13, 301-11.
- Dubief, J. (1963) *Le climat du Sahara*. Memoire de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Algiers (275pp.).
- Eldridge, R. H. (1957) A synoptic study of West African disturbance lines. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 83, 303-14.
- Emmanuel, K. (2005) Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature* 436, 686-8.
- Felt, R. W. (1964) Aspects of hurricane structure: new model considerations suggested by TIROS and Project Mercury observations. *Monthly Weather Review* 92, 43-59.
- Findlater, J. (1971) Mean monthly airflow at low levels over the Western Indian Ocean. *Geophysical Memoirs* 115, Meteorological Office (53pp.).
- Findlater, J. (1974) An extreme wind speed in the low-level jet-stream system of the western Indian Ocean. *Met. Mag.* 103, 201-5.
- Flohn, H. (1968) *Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands*. Atmos. Sci. Paper No. 130, Colorado State University, Fort Collins (120 pp.).
- Flohn, H. (1971) Tropical circulation patterns. *Bonn. Geogr. Abhandl.* 15 (55pp.).
- Fosberg, F. R., Garnier, B. J. and Küchler, A. W. (1961) Delimitation of the humid tropics. *Geog. Rev.* 51, 333-47.
- Fraedrich, K. (1990) European Grosswetter during the warm and cold extremes of the El Niño/Southern Oscillation. *Int. J. Climatology* 10, 21-31.
- Frank, N. L. and Hubert, P. J. (1974) Atlantic tropical systems of 1973. *Monthly Weather Review* 102, 290-5.
- Frost, R. and Stephenson, P. H. (1965) Mean streamlines and isobars at standard pressure levels over the Indian and west Pacific oceans and adjacent land areas. *Geophys. Mem.* 14 (109), HMSO, London (24pp.).
- Galvin, J. F. P. (2007) The weather and climate of the tropics. Part 1 - Setting the scene. *Weather* 62(9), 245-51.
- Galvin, J. F. P. (2008a) The weather and climate of the tropics. Part 3 - Synoptic scale weather systems. *Weather* 63, 16-21.
- Galvin, J. F. P. (2008b) The weather and climate of the tropics. Part 6 - Monsoons. *Weather* 63(5), 129-37.
- Gao, Y.-X. and Li, C. (1981) Influence of Qinghai-Xizang plateau on seasonal variation of general atmospheric circulation, in *Geocological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, Vol. 2, Science Press, Beijing, 1477-84.
- Garnier, B. J. (1967) *Weather Conditions in Nigeria*, Climatological Research Series No. 2, McGill University Press, Montreal (163pp.).
- Gray, W. M. (1968) Global view of the origin of tropical disturbances and hurricanes. *Monthly Weather Review* 96, 669-700.
- Gray, W. M. (1979) Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation, in Shaw, D. B. (ed.) *Meteorology over the Tropical Oceans*, Royal Meteorological Society, Bracknell, 155-218.
- Gray, W. M. (1984) Atlantic seasonal hurricane frequency. *Monthly Weather Review* 112, 1649-68; 1669-83.
- Gray, W. M. and Jacobson, R. W. (1977) Diurnal variation of deep cumulus convection. *Monthly Weather Review* 105, 1171-88.
- Gray, W. M., Mielke, P. W. and Berry, K. J. (1992) Predicting Atlantic season hurricane activity 6-11 months in advance. *Weather Forecasting* 7, 440-55.
- Gregory, S. (1965) *Rainfall over Sierra Leone*. Geography Department, University of Liverpool, Research Paper No. 2 (58pp.).
- Gregory, S. (1988) El Niño years and the spatial pattern of drought over India, 1901-70, in Gregory, S. (ed.) *Recent Climatic Change*, Belhaven Press, London, 226-36.
- Halpert, M. S. and Ropelewski, C. F. (1992) Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate* 5, 577-93.
- Hastenrath, S. (1995) Recent advances in tropical climate prediction. *J. Climate* 8(6), 1519-32.
- Houze, R. A. and Hobbs, P. V. (1982) Organization and structure of precipitating cloud systems. *Adv. Geophys.* 24, 225-315.
- Houze, R. A., Goetts, S. G., Marks, F. D. and West, A. K. (1981) Winter monsoon convection in the vicinity of North Barneo. *Mon. Wea. Rev.* 109, 591-614.
- Jalu, R. (1960) Etude de la situation météorologique au Sahara en Janvier 1958. *Ann. de Géog.* 69(371), 288-96.
- Jordan, C. L. (1955) Some features of the rainfall at Guam. *Bull. Amer. Met. Soc.* 36, 446-55.
- Kamara, S. I. (1986) The origins and types of rainfall in West Africa. *Weather* 41, 48-56.
- Kikuchi, K. and Wang, B. (2008) Diurnal precipitation regimes in the global tropics. *J. Climate* 21(11), 2680-96.
- Kiladis, G. N. and Diaz, H. F. (1989) Global climatic anomalies associated with extremes of the Southern Oscillation. *J. Climate* 2, 1069-90.
- Knox, R. A. (1987) The Indian Ocean: interaction with the monsoon, in Fein, J. S. and Stephens, P. L. (eds) *Monsoons*, John Wiley & Sons, New York, 365-97.
- Koleswaram, P. (1958) The easterly jet stream in the tropics. *Tellus* 10, 45-57.
- Kousky, V. E. (1980) Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review* 108, 488-98.
- Kreuels, R., Fraedrich, K. and Ruprecht, E. (1975) An aerological climatology of South America. *Met. Rundsch.* 28, 17-24.
- Krishna Kumar, K., Soman, M. K. and Rupa Kumar, K. (1996) Seasonal forecasting of Indian summer monsoon rainfall: a review. *Weather* 50(12), 449-67.
- Krishnamurti, T. N. (ed.) (1977) *Monsoon meteorology*. *Pure Appl. Geophys.* 115, 1087-1529.
- Kurashima, A. (1968) Studies on the winter and summer monsoons in east Asia based on a dynamic concept. *Geophys. Mag. (Tokyo)* 34, 145-236.
- Kurihara, Y. (1985) Numerical modeling of tropical cyclones, in Manabe, S. (ed.) *Issues in Atmospheric and Oceanic Modeling. Part 8. Weather Dynamics, Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, 255-87.
- Lander, M. A. (1990) Evolution of the cloud pattern during the formation of tropical cyclone twins symmetrical with respect to the Equator. *Monthly Weather Review* 118, 1194-202.
- Landsca, C. W., Gray, W. M., Mielke, P. W., Jr. and Berry, K. J. (1994) Seasonal forecasting of Atlantic hurricane activity. *Weather* 49, 273-84.
- Lou, K.-M. and Li, M.-T. (1984) The monsoon of East Asia and its global associations - a survey. *Bull. Amer. Met. Soc.* 65, 114-25.
- Le Barbe, L., Lebel, T. and Tapsoba, D. (2002) Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate* 15(2), 187-202.
- Le Borgne, J. (1979) Polar invasion into Mauritania and Senegal. *Ann. de Géog.* 88(485), 521-48.
- Lin, C. (1982) The establishment of the summer monsoon over the middle and lower reaches of the Yangtze River and the seasonal transition of circulation over East Asia in early summer. *Proc. Symp. Summer Monsoon South East Asia*, People's Press of Yunnan Province, Kunming, 21-8 [in Chinese].
- Lockwood, J. G. (1965) The Indian monsoon - a review. *Weather* 20, 2-8.
- Lowell, W. E. (1954) Local weather of the Chicama Valley, Peru. *Archiv. Met. Geophys. Biokl.* 8, 5, 41-51.
- Lydolph, P. E. (1957) A comparative analysis of the dry western littorals. *Ann. Assn. Amer. Geog.* 47, 213-30.
- Maejima, I. (1967) Natural seasons and weather singularities in Japan. *Geography Report No. 2*, Tokyo Metropolitan University, 77-103.
- Malay, J. (1982) Dust, clouds, rain types, and climatic variations in tropical North Africa. *Quaternary Res.* 18, 1-16.
- Malkus, J. S. (1955-1956) The effects of a large island upon the trade-wind air stream. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 81, 538-50, 82, 235-8.
- Malkus, J. S. (1958) Tropical weather disturbances: why do so few become hurricanes? *Weather* 13, 73-89.
- Mason, B. J. (1970) Future developments in meteorology: an outlook to the year 2000. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 349-68.
- Matsumoto, J. (1985) Precipitation distribution and frontal zones over East Asia in the summer of 1979. *Bull. Dept. Geog. Univ. Tokyo* 17, 45-61.
- Meehl, G. A. (1987) The tropics and their role in the global climate system. *Geog. J.* 153, 21-36.

- Membery, D.A. (2001) Monsoon tropical cyclones. Part I. *Weather* 56, 431-8.
- Mink, J. F. (1960) Distribution pattern of rainfall in the leeward Koolau Mountains, Oahu, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 65, 2869-76.
- Mohr, K. and Zipser, E. (1996) Mesoscale convective systems defined by their 85-GHz ice scattering signature: size and intensity comparison over tropical oceans and continents. *Monthly Weather Review* 124, 2417-37.
- Mullion, L. C. B. (1987) On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms, in Dickinson, R. E. (ed.) *The Geophysiology of Amazonia*, John Wiley & Sons, New York, 391-405.
- Musk, L. (1983) Outlook - changeable. *Geog. Mag.* 55, 532-3.
- Neal, A. B., Butterworth, L. J. and Murphy, K. M. (1977) The morning glory. *Weather* 32, 176-83.
- Nicholson, S. E. (1989) Long-term changes in African rainfall. *Weather* 44, 46-56.
- Nicholson, S. E. and Flohn, H. (1980) African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in late Pleistocene and Holocene. *Climatic Change* 2, 313-48.
- Nyberg, J. et al. (2007) Low Atlantic hurricane activity in the 1970s and 1980s compared to the past 270 years. *Nature* 447, 698-701.
- Omatosh, J. B. (1985) The separate contributions of line squalls, thunderstorms and the monsoon to the total rainfall in Nigeria. *J. Climatology* 5, 543-52.
- Palmén, E. (1948) On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica* 3, 26-38.
- Palmer, C. E. (1951) Tropical meteorology, in Malone, T. F. (ed.) *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, MA, 859-90.
- Physik, W. L. and Smith, R. K. (1985) Observations and dynamics of sea breezes in northern Australia. *Austral. Met. Mag.* 33, 51-63.
- Pogoyan, K. P. and Ugarova, K. F. (1959) The influence of the Central Asian mountain massif on jet streams. *Meteorol. Gidrol.* 11, 16-25 (in Russian).
- Quinn, W. H. and Neal, V. T. (1992) The historical record of El Niño, in Bradley, R. S. and Jones, P. D. (eds) *Climate Since A.D. 1500*, Routledge, London, 623-48.
- Raghavan, K. (1967) Influence of tropical storms on monsoon rainfall in India. *Weather* 22, 250-5.
- Ramage, C. S. (1952) Relationships of general circulation to normal weather over southern Asia and the western Pacific during the cool season. *J. Met.* 9, 403-8.
- Ramage, C. S. (1964) Diurnal variation of summer rainfall in Malaya. *J. Trop. Geog.* 19, 62-8.
- Ramage, C. S. (1968) Problems of a monsoon ocean. *Weather* 23, 28-36.
- Ramage, C. S. (1986) El Niño. *Sci. American* 254, 76-83.
- Ramage, C. S., Khalsa, S. J. S. and Meisner, B. N. (1980) The central Pacific near-equatorial convergence zone. *J. Geophys. Res.* 86(7), 6580-98.
- Ramaswamy, C. (1956) On the sub-tropical jet stream and its role in the development of largescale convection. *Tellus* 8, 26-60.
- Ramaswamy, C. (1962) Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the sub-tropical westerly jet streams. *Tellus* 14, 337-49.
- Rasmusson, E. M. (1985) El Niño and variations in climate. *Amer. Sci.* 73, 168-77.
- Ratibona, L. R. (1976) The climate of Brazil, in Schwerdtfeger, W. (ed.) *Climates of Central and South America*, World Survey of Climatology 12, Elsevier, Amsterdam, 219-93.
- Reynolds, R. (1985) Tropical meteorology. *Prog. Phys. Geog.* 9, 157-86.
- Riehl, H. (1963) On the origin and possible modification of hurricanes. *Science* 141, 1001-10.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J. (1996) Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 122, 1385-404.
- Ropelewski, C. F. and Halpert, M. S. (1987) Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115, 1606-25.
- Rossignol-Strick, M. (1985) Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation in isolation. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.* 49, 237-63.
- Sadler, J. C. (1975) The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area. *Monthly Weather Review* 103, 369-87.
- Saha, R. R. (1973) Global distribution of double cloud bands over the tropical oceans. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99, 551-5.
- Saito, R. (1959) The climate of Japan and her meteorological disasters. *Proceedings of the International Geophysical Union, Regional Conference in Tokyo, Japan*, 173-83.
- Sawyer, J. S. (1970) Large-scale disturbance of the equatorial atmosphere. *Met. Mag.* 99, 1-9.
- Sikka, D. R. (1977) Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions. *Pure and Applied Geophysics* 15, 1501-29.
- Suppiah, R. (1992) The Australian summer monsoon: a review. *Prog. Phys. Geog.* 16(3), 283-318.
- Thompson, B. W. (1951) An essay on the general circulation over South-East Asia and the West Pacific. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 569-97.
- Trenberth, K. E. (1976) Spatial and temporal oscillations in the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 102, 639-53.
- Trenberth, K. E. (1990) General characteristics of El Niño-Southern Oscillation, in Glantz, M. H., Katz, R. W. and Nicholls, N. (eds) *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*, Cambridge University Press, Cambridge, 13-42.
- Trewartha, G. T. (1958) Climate as related to the jet stream in the Orient. *Erkundung* 12, 205-14.
- Vera, C. et al. (2006) Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.*, 19(20), 4977-5000.
- Vincent, D. G. (1994) The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): a review. *Monthly Weather Review* 122(9), 1949-70.
- Webster, P. J. (1987a) The elementary monsoon, in Fein, J. S. and Stephens, P. L. (eds) *Monsoons*, John Wiley & Sons, New York, 3-32.

- Webster, P. J. (1987b) The variable and interactive monsoon, in Fein, J. S. and Stephens, P. L. (eds) *Monsoons*, John Wiley & Sons, New York, 269-330.
- Webster, P. J. et al. (2005) Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science* 309, 1844-6.
- World Meteorological Organization (1972) Synoptic analysis and forecasting in the tropics of Asia and the south-west Pacific. WMO No. 321, Geneva (524pp.).
- Wyrki, K. (1982) The Southern Oscillation, ocean-atmosphere interaction and El Niño. *Marine Tech. Soc. J.* 16, 3-10.
- Yarnal, B. (1985) Extratropical teleconnections with El Niño/Southern Oscillation (ENSO) events. *Prog. Phys. Geog.* 9, 315-52.
- Ye, D. (1981) Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau and its neighbourhood. *Bull. Amer. Met. Soc.* 62, 14-19.
- Ye, D. and Gao, Y.-X. (1981) The seasonal variation of the heat source and sink over Qinghai-Xizang plateau and its role in the general circulation, in *Geocological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau*, Vol. 2, Science Press, Beijing, 1453-61.
- Yihui, D. and Zunya, W. (2008) A study of rainy seasons in China. *Met. Atmos. Phys.*, 100, 121-38.
- Yoshino, M. M. (1969) Climatological studies on the polar frontal zones and the intertropical convergence zones over South, South-east and East Asia. *Climatol. Notes* 1, Hssei University (71pp.).
- Yuter, S. E. and Houze, R. A., Jr. (1998) The natural variability of precipitating clouds over the western Pacific warm pool. *Quart. J. R. Met. Soc.* 124, 53-99.
- Zhang, C. et al. (2008) Climatology of warm season cold vortices in East Asia, 1979-2005. *Met. Atmos. Phys.*, 100, 291-301.