

seco. Também costuma ser instável em níveis baixos, podendo ocorrer tempestades de areia, mas a secura e a subsidência do ar superior limitam o desenvolvimento de nuvens. No caso da África Setentrional, o ar cT pode avançar sobre o Mediterrâneo, adquirindo umidade rapidamente, com a consequente liberação de instabilidade potencial, que desencadeia pancadas e tempestades.

As massas de ar em latitudes baixas representam problemas consideráveis de interpretação. Os contrastes de temperatura encontrados em latitudes médias e altas estão praticamente ausentes, e as diferenças que existem se devem principalmente ao teor de umidade e à presença ou ausência de subsidência. O *ar equatorial* geralmente é mais frio do que o descendente nos anticiclones subtropicais, por exemplo. Nos lados equatoriais dos anticiclones subtropicais no verão, o ar avança para oeste a partir de áreas com superfícies marinhas frias (p. ex., no noroeste da África e na Califórnia) em direção a temperaturas mais elevadas na superfície marinha. Além disso, as partes a sudoeste das células de alta pressão somente são afetadas por uma subsidência fraca por conta da estrutura vertical das células. Como resultado, o ar mT movendo-se na direção oeste nos lados equatoriais das altas subtropicais se torna muito menos estável do que em sua margem nordeste. Esse ar, eventualmente, acaba por formar o “ar equatorial” bastante quente, úmido e instável da Zona de Convergência Intertropical (ver Figuras 9.2 e 9.4). O *ar monçônico* é indicado separadamente nessas figuras, embora não exista uma diferença básica entre ele e o ar mT. As abordagens modernas na climatologia tropical são discutidas no Capítulo 11.

3 A idade da massa de ar

Em um dado momento, as misturas e modificações que acompanham o afastamento de uma massa de ar de sua fonte diminuem a taxa de troca energética com seu entorno, e os diversos fenômenos meteorológicos associados tendem a se dissipar. Esse processo leva à perda de sua identidade original até que, finalmente, suas ca-

racterísticas se fundem com as de fluxos de ar adjacentes, podendo o ar sofrer a influência de uma nova área-fonte.

A região noroeste da Europa é mostrada como uma área de massas de ar “mistas” nas Figuras 9.2 e 9.4. Isso se refere à variedade de fontes e direções de onde o ar pode invadir a região. O mesmo também se aplica ao Mar Mediterrâneo no inverno, embora a área confira suas próprias características a massas de ar polar e outras massas de ar que ficam estagnadas sobre ela. Esse ar é denominado *mediterrâneo*. No inverno, ele apresenta instabilidade convectiva (ver Figura 4.6) como resultado da umidade absorvida do Mar Mediterrâneo.

A duração do tempo enquanto uma massa de ar retém suas características originais depende muito da extensão da área-fonte e do padrão de pressão que afeta a área. De modo geral, o ar mais baixo muda muito mais rapidamente do que o ar em níveis superiores, embora modificações dinâmicas mais acima também sejam significativas em termos de processos meteorológicos. Portanto, os conceitos modernos sobre massas de ar devem ser flexíveis do ponto de vista dos estudos sinóticos e climatológicos.

D FRONTOGÊNESE

O primeiro avanço real em nossa compreensão das variações do tempo em latitudes médias veio com a descoberta de que muitas das mudanças cotidianas são associadas à formação e ao movimento de limites, ou *frentes*, entre diferentes massas de ar. Observações de temperatura, direção do vento, umidade e outros fenômenos físicos durante períodos de instabilidade mostram que as descontinuidades muitas vezes interferem entre massas de ar de características distintas. O termo “*frente*” para essas superfícies de conflito entre massas de ar era lógico, proposto durante a Primeira Guerra Mundial por um grupo de meteorologistas liderado por Vilhelm Bjerknes, que trabalhava na Noruega (ver Quadro 9.1). Suas ideias ainda fazem parte da análise e previsão do tempo em latitudes médias e altas.

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

9.1 A teoria dos ciclones nas frentes polares

A contribuição mais significativa e duradoura para a meteorologia sinótica no século XX veio da "escola de meteorologistas de Bergen", liderada por Vilhelm Bjerknes, que trabalhou na Noruega durante a Primeira Guerra Mundial. Isolados de outras fontes de informações pela guerra, eles se concentraram em uma análise cuidadosa e sistemática de cartas climáticas sinóticas e seções transversais temporais de sistemas meteorológicos.

Existem três componentes na teoria publicada durante 1919-1922: um modelo ciclônico (Jacob Bjerknes), a ideia de um ciclo de vida ciclônico e oclusão frontal (Tor Bergeron) e o conceito de famílias de ciclones desenvolvendo-se ao longo da frente polar (Halvor Solberg). Postulou-se que os ciclones desenvolvem-se em latitudes médias junto com a frontogênese quando a convergência de fluxos de ar cria limites entre massas de ar adjacentes. O termo frente e o conceito de oclusão frontal foram introduzidos no vocabulário meteorológico. Eles também propuseram um modelo transversal de distribuição de nuvens e precipitação em relação às zonas frontais que ainda é utilizado. Na década de 1930, Bergeron distinguiu os tipos de frentes ana e cata, mas essas ideias não foram usadas até a década de 1960. Embora trabalhos recentes tenham modificado muitos aspectos das ideias da escola de Bergen, vários atributos essenciais foram elucidados e reforçados. Por exemplo, no processo de oclusão, a frente quente pode se inclinar para trás, conforme observado originalmente por Bergeron. Estudos teóricos e observacionais indicam que os principais elementos do ciclone são "esteiras" que transportam calor e umidade dentro do sistema e levam a estruturas celulares de precipitação.

Sabe-se que nem todos os ciclones em latitudes médias desenvolvem-se em famílias de ondas frontais como os que se formam sobre os oceanos. Petterssen e Smeybe (1971) chamaram a atenção para as diferenças entre as ondas que se formam em uma zona frontal sobre o Atlântico Norte (tipo A) e as que se formam sobre a América do Norte (tipo B). O desenvolvimento continental geralmente envolve ar frio, com a possibilidade de uma frente fria ártica, em um cavado elevado que avança na direção leste sobre uma zona de advecção quente e baixa. Ciclogênese pode se desenvolver a partir de um cavado seco a sotavento das Montanhas Rochosas.

Referências

- Friedman, R.M. (1989) *Appropriating the Weather. Vilhelm Bjerknes and the Construction of a Modern Meteorology*, Cornell University Press, Ithaca, NY, 251pp.
- Petterssen, S. and Smeybe, S.J. (1971) On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 97, 457-82.

1 Ondas frontais

A geometria típica de uma interface entre massas de ar, ou frente, lembra o formato de uma onda (Figura 9.7). Padrões semelhantes de ondas, de fato, ocorrem nas interfaces entre muitos meios diferentes, por exemplo, ondas na superfície do mar, ondulações na areia da praia, dunas eólicas, e assim por diante. Ao contrário dessas formas de ondas, as ondas frontais na atmosfera em geral são instáveis; ou seja, elas se originam subitamente, aumentam de tamanho, e se dissipam de maneira gradual. Cálculos com modelos numéricos mostram que, em latitudes médias, as ondas em uma atmosfera baroclínica são instáveis se o seu comprimento de onda

exceder alguns milhares de quilômetros. Os ciclones de ondas frontais geralmente têm 1500-3000 km de comprimento de onda. A circulação da troposfera superior desempenha um papel crucial ao proporcionar condições adequadas para o seu desenvolvimento e crescimento, conforme mostrado a seguir.

2 A depressão de ondas frontais

Uma depressão, também denominada baixa ou ciclone (ver Nota 2), é uma área de pressão relativamente baixa, com um padrão isobárico mais ou menos circular. Ela cobre uma área de 1500-3000 km de diâmetro e geralmente dura de quatro a sete dias. Sistemas com essas carac-

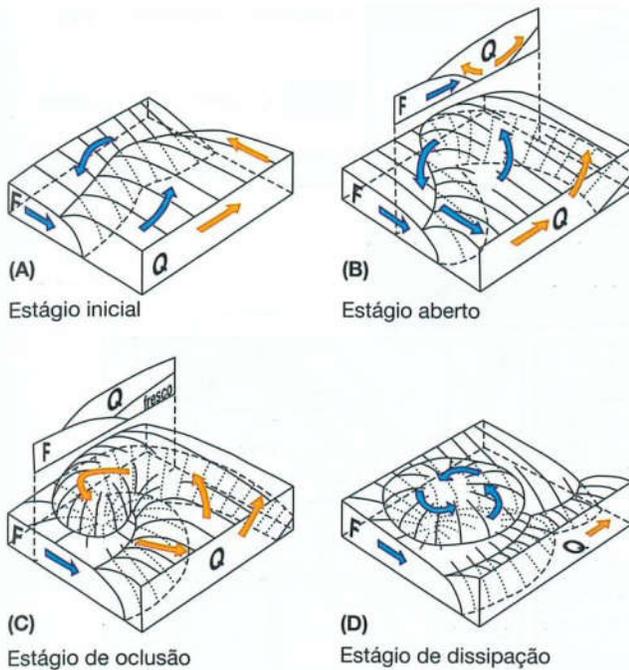


Figura 9.7 Quatro estágios no desenvolvimento típico de uma depressão de média latitude. Imagens de satélite dos sistemas de nuvens correspondentes a esses estágios são mostradas na Figura 9.8.

Fonte: Strahler (1965), modificado de Beckinsale.

Obs.: F = ar frio; Q = ar quente.

terísticas, predominantes em mapas meteorológicos diários, são chamados de feições em *escala sinótica*. A depressão de média latitude em geral é associada à convergência de massas de ar contrastantes. Segundo o “modelo ciclônico norueguês” (ver Figura 9.7), a interface entre essas massas de ar se desenvolve em forma de onda, com seu ápice localizado no centro da área de baixa pressão. A onda compreende uma massa de ar quente entre ar frio e fresco modificado na frente, e ar frio atrás. A formação da onda também cria uma distinção entre as duas seções da descontinuidade original entre as massas de ar, pois, mesmo que cada seção ainda determine o limite entre o ar frio e quente, as características do tempo encontradas dentro de cada seção são bastante diferentes. As duas seções da superfície frontal são distinguidas pelos nomes *frente quente* para a borda dianteira da onda e o ar quente e *frente fria* para a de ar frio mais atrás (ver Figura 9.7B).

O limite entre duas massas de ar adjacentes é marcado por uma zona fortemente baroclínica com um grande gradiente de temperatura, de

100-200 km de extensão (ver C, neste capítulo, e Figura 9.1). Descontinuidades bruscas nas propriedades de temperatura, umidade e vento em frentes, especialmente na frente quente, não são comuns. Essas descontinuidades geralmente resultam de uma onda pronunciada de ar fresco e frio no setor posterior de uma depressão, mas na troposfera média e superior, elas costumam ser causadas por subsidência e podem não coincidir com a localização da zona baroclínica. Em centros de análise meteorológica, são usados diversos critérios para localizar limites frontais: gradientes de espessura de 1000-500 mb, temperatura potencial de bulbo úmido a 850 mb, bandas de nuvens e precipitação, e mudanças nos ventos. Todavia, o meteorologista talvez precise usar seu próprio diagnóstico quando esses critérios estão em desacordo.

Em imagens de satélite, as frentes frias ativas em uma zona baroclínica forte costumam apresentar bandas de nuvens pronunciadas em espiral, formadas como resultado da advecção térmica (Figura 9.8B, C). Todavia, um escudo de cirrus geralmente cobre as frentes quentes. Conforme mostra a Figura 9.7, uma corrente de jato troposférica superior está associada à zona baroclínica, soprando de forma quase paralela à linha da frente superior. Essa relação será analisada a seguir.

O ar atrás da frente fria, distante do centro de baixa, em geral tem uma trajetória anticiclônica, assim avança acima da velocidade geostrófica (ver Capítulo 5A.4), impelindo a frente fria a também adquirir uma velocidade supergeostrófica. A cunha de ar quente é proteruberante na superfície e elevada do solo. Esse estágio de *oclusão* elimina a forma de onda na superfície (ver Figura 9.7). A depressão geralmente alcança sua intensidade máxima 12-24 horas após o começo da oclusão. A oclusão atua gradualmente no sentido do centro da depressão para fora, ao longo da frente quente. Às vezes, a cunha de ar frio avança tão rapidamente que, na camada de atrito perto da superfície, o ar frio ultrapassa o ar quente e gera uma *linha de instabilidade* (ver Capítulo 4G).

Nem todas as baixas frontais seguem o ciclo de vida idealizado que discutimos. Ele costuma

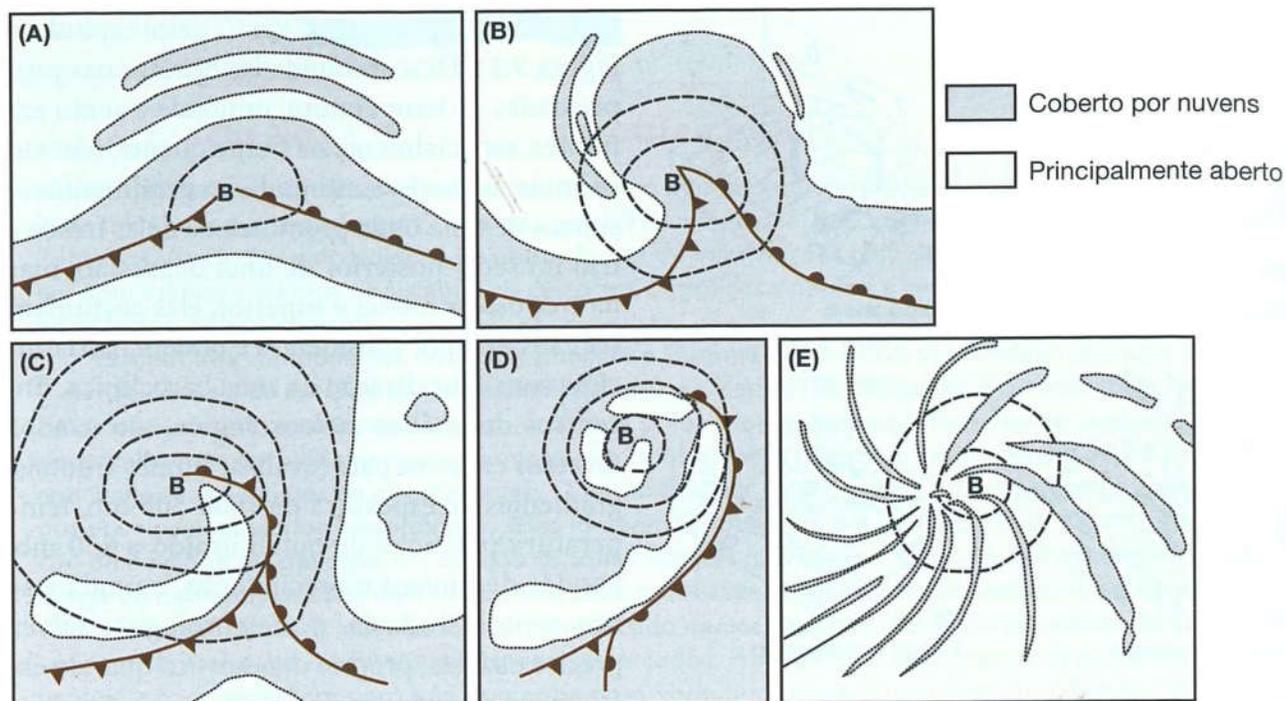


Figura 9.8 Padrões esquemáticos da cobertura de nuvens (cinza) observados de satélites, em relação a frentes superficiais e isóbaras generalizadas. A, B, C e D correspondem aos quatro estágios mostrados na Figura 9.7.

Fonte: Boucher and Newcomb (1962). Cortesia da American Meteorological Society.

ser característico da ciclogênese oceânica, embora a evolução desses sistemas tenha sido reavaliada usando observações coletadas com aviões durante programas meteorológicos realizados no Atlântico Norte no decorrer da década de 1980. Eles sugerem uma evolução diferente dos ciclones frontais marítimos (Figura 9.9). São identificados quatro estágios: (1) a inepção ciclônica apresenta uma zona frontal contínua e ampla (400 km); (2) a fratura frontal ocorre perto do centro da baixa, com gradientes frontais mais compactos; (3) desenvolve-se uma estrutura em forma de T e uma frente quente inclinada; e (4) o ciclone maduro apresenta isolamento do núcleo quente dentro da corrente de ar polar, atrás da frente fria.

Sobre a região central da América do Norte, os ciclones que se formam no inverno e na primavera afastam-se consideravelmente do modelo norueguês. Eles costumam apresentar um fluxo de ar ártico frio a leste das Montanhas Rochosas, formando uma frente ártica, um cavado a sotavento com ar seco descendo das montanhas, e um fluxo sul quente e úmido do Golfo do México (Figura 9.10). O cavado sobrepõe ar seco ao ar quente e úmido, gerando

instabilidade e uma faixa de chuvas análoga a uma frente quente. O ar ártico avança para sul a oeste do centro de baixa, causando elevação de ar seco e mais quente, mas gerando pouca precipitação. Também pode haver uma frente fria superior, avançando sobre o cavado, que forma uma faixa de chuvas ao longo da sua borda frontal. Acredita-se que tenha sido esse sistema que causou uma tempestade de chuva recorde em Holt, Missouri, em 22 de junho de 1947, quando caíram 305 mm em apenas 42 minutos!

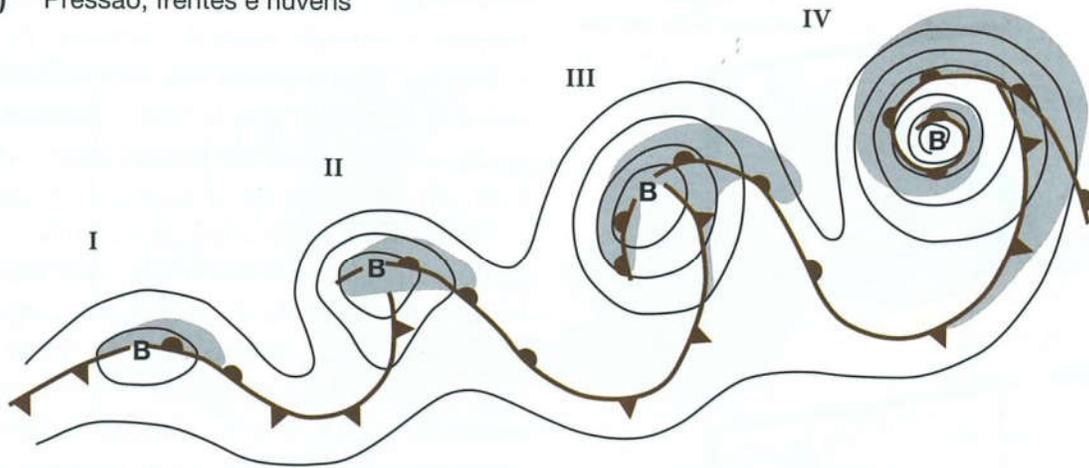
E CARACTERÍSTICAS FRONTAIS

O caráter do clima frontal depende do movimento vertical nas massas de ar. Se o ar no setor quente está subindo em relação à zona frontal, as frentes geralmente são muito ativas e denominadas *frentes ana*, ao passo que o ar quente relativo às massas de ar frio origina as menos intensas *frentes cata* (Figura 9.11).

1 A frente quente

A frente quente representa a borda frontal do setor quente da onda. O limite frontal tem uma

(A) Pressão, frentes e nuvens



(B) Temperatura e circulação do ar

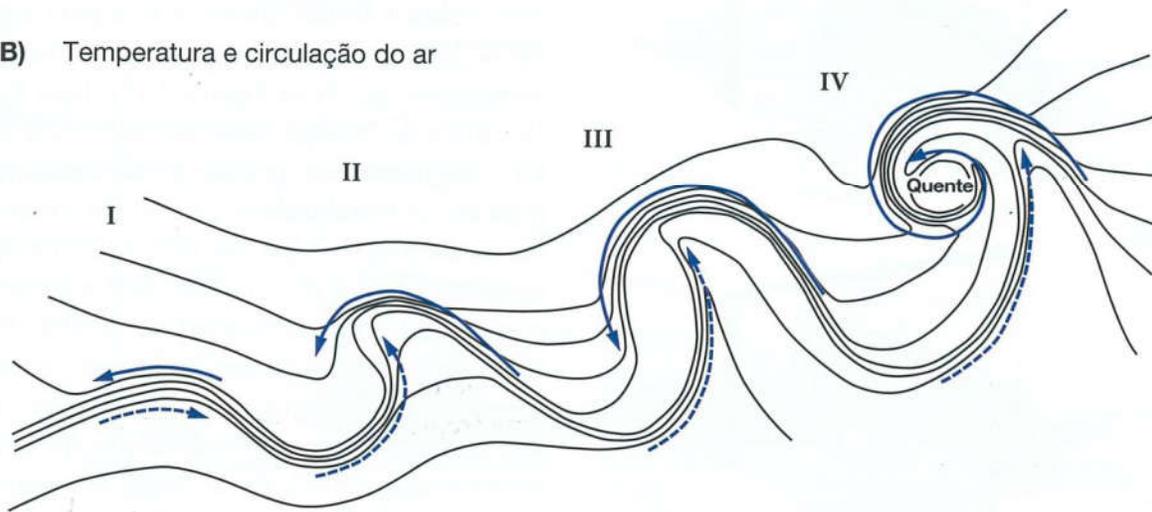


Figura 9.9 Estágios no ciclo de vida de uma depressão marinha extratropical mostrando: (I) depressão frontal incipiente, (II) fratura frontal, (III) frente quente inclinada para trás, (IV) oclusão de núcleo quente. (A) isóbaras esquemáticas da pressão ao nível do mar, frentes e cobertura de nuvens (sombreado); (B) isotermas e fluxo de ar (setas contínuas) e ar quente (setas tracejadas).

Fonte: Shapiro e Keyser (1990). Com permissão de American Meteorological Society.

inclinação suave, da ordem de $0,5-1^\circ$, de modo que os sistemas de nuvens associados à porção superior da frente anunciam sua aproximação por volta de 12 horas ou mais antes da chegada da frente superficial. A frente ana quente, com ar quente ascendente, tem nuvens de múltiplas camadas, que se espessam e abaixam gradualmente em direção à posição superficial da frente. As primeiras nuvens são cirrus finas e delgadas, seguidas por lâminas de cirrus e cirrostratus, bem como altostratus (Figura 9.11A). O Sol é obscurecido à medida que a camada de altostratus se espessa e começa a garoar ou chover. A nuvem costuma se estender pela maior parte da troposfera e, com precipitação contínua, é designada como nimbostratus. Fragmentos

de fractostratus também podem ser formados no ar frio, à medida que a chuva que atravessa o ar sofre evaporação e o satura rapidamente.

O ar quente descendente da frente cata quente restringe o desenvolvimento de nuvens em níveis médios e elevados. A nuvem frontal é principalmente stratocumulus, com uma profundidade limitada como resultado das inversões de subsidência em ambas as massas de ar (ver Figura 9.11B). A precipitação em geral é chuva leve ou garoa, formada por coalescência.

Na passagem da frente quente, o vento vira, a temperatura sobe e a queda de pressão é controlada. A chuva se torna intermitente ou cessa no ar quente, e a fina camada de nuvens stratocumulus pode se romper.

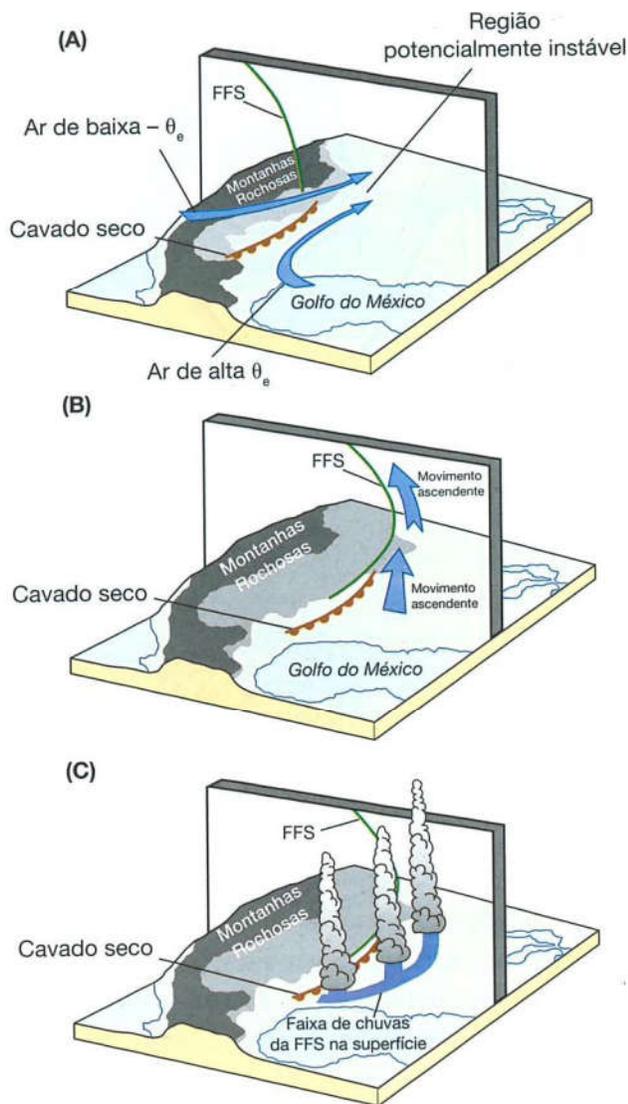


Figura 9.10 Modelo esquemático de um cavado seco e frontogênese a leste das Montanhas Rochosas. (A) ar quente e seco com baixa temperatura potencial equivalente (U_e) das Montanhas Rochosas sobrepõe-se ao ar úmido de alta U_e do Golfo do México, formando uma zona potencialmente instável a leste do cavado seco; (B) movimento ascendente associado à frente fria superior (FFS); (C) localização da banda de chuva da FFS na superfície. [A temperatura potencial equivalente é a temperatura potencial de uma parcela de ar que se expande adiabaticamente até que todo o vapor de água seja condensado e o calor latente seja liberado e comprimido adiabaticamente à pressão de 1000 mb].

Fonte: Locatelli et al. (1995). Com permissão de American Meteorological Society.

A previsão da extensão dos cinturões de nuvens associados à frente quente é complicada pelo fato de que a maioria das frentes não é frente ana ou cata em toda a sua extensão, ou mesmo em todos os níveis da troposfera. Por

essa razão, o radar é cada vez mais usado para mapear a extensão exata de cinturões de chuva e detectar diferenças na sua intensidade. Esses estudos mostram que a maior parte da produção e distribuição da precipitação é controlada por um fluxo de ar amplo, com algumas centenas de quilômetros de largura e vários quilômetros de profundidade, que flui paralelamente e adiante da frente fria superficial (ver Figura 9.12). Pouco antes da frente fria, o fluxo ocorre como um jato de baixo nível, com ventos de até $25\text{-}30\text{ m s}^{-1}$ a aproximadamente 1 km acima da superfície. O ar quente e úmido sobe sobre a frente quente e vira para sudeste antes da frente, fundindo-se com o fluxo mesotroposférico (B na Figura 9.13). Esse fluxo é chamado de “esteira” (pela transferência de calor e momento em grande escala em latitudes médias). A instabilidade convectiva (potencial) de escala ampla é gerada pela sobreposição a esse fluxo baixo por ar mais seco e potencialmente mais frio na troposfera média. A instabilidade é liberada em pequenas células de convecção que se organizam em agrupamentos, conhecidos como áreas de precipitação de mesoescala (APM). Essas APM se organizam em bandas, com 50-100 km de largura (Figura 9.13). Adiante da frente quente, as bandas são paralelas ao fluxo de ar na seção ascendente da esteira, ao passo que, no setor quente, elas são paralelas à frente fria e ao jato de baixo nível. Em certos casos, as células e os agrupamentos se organizam em bandas dentro do setor quente e adiante da frente quente (ver Figuras 9.13 e 9.14). A precipitação de bandas de chuva de frentes quentes costuma envolver “semeadura” por partículas de gelo que caem de camadas superiores de nuvens. Estima-se que 20-35% da precipitação sejam oriundos da zona “semeadora”, e o restante, das nuvens mais abaixo (ver também Figura 5.14). Os efeitos orográficos formam algumas das células e agrupamentos, que podem se mover ao longo do vento quando a atmosfera está instável.

2 A frente fria

As condições meteorológicas observadas nas frentes frias são igualmente variáveis, depen-

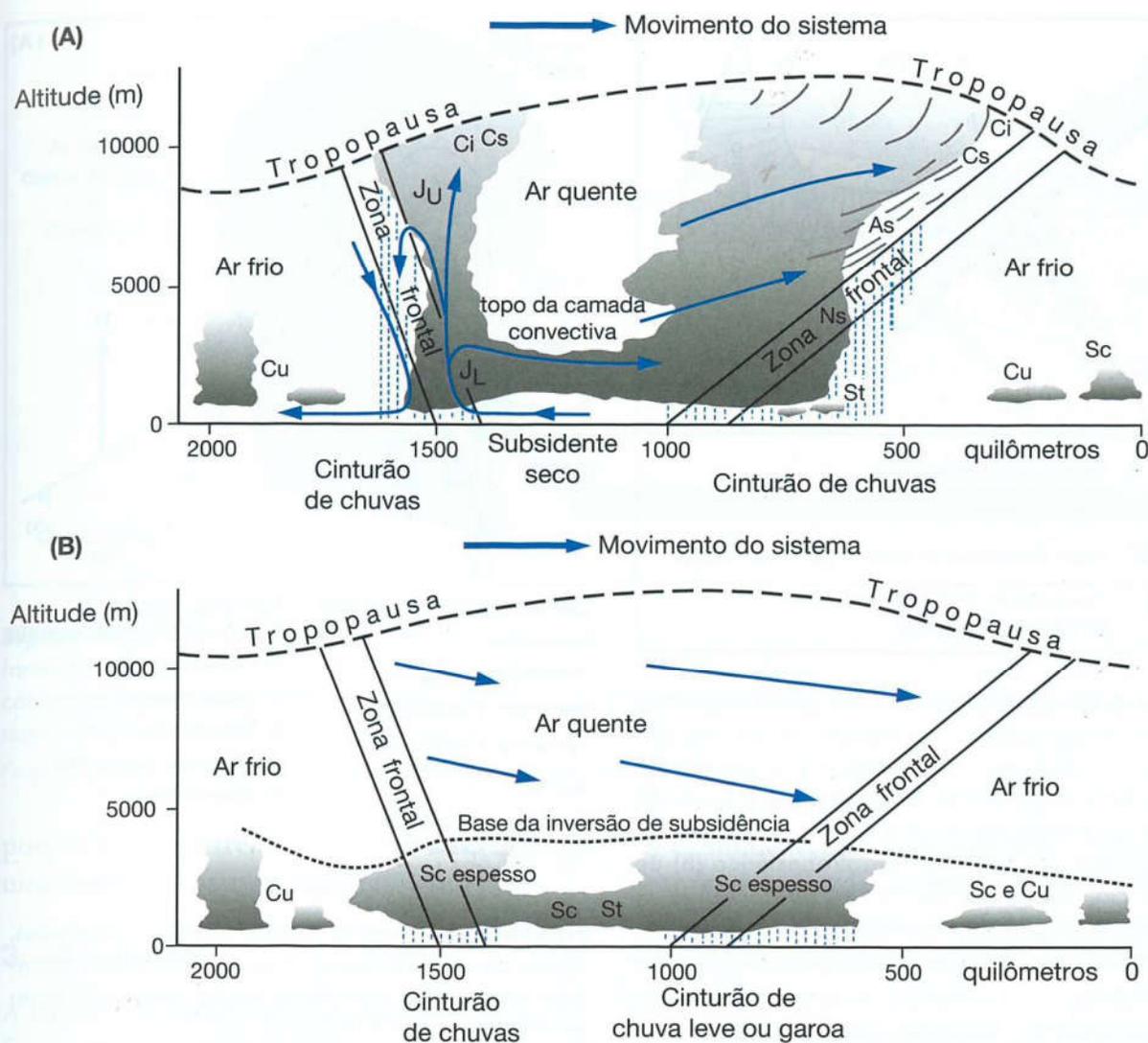


Figura 9.11 (A) modelo transversal de uma depressão com frente ana, onde o ar está subindo em relação a cada superfície frontal. Observe que uma frente ana quente pode ocorrer com uma frente cata fria e vice-versa. JU e JL mostram os locais das correntes de jato superiores e inferiores. (B) modelo de uma depressão com frente cata, onde o ar está descendo em relação a cada superfície frontal.

Fonte: After Pedgley, A Course in Elementary Meteorology, and Bennetts et al. (1988). (Crown copyright ©), reproduzido com permissão de Controller of Her Majesty's Stationery Office.

dendo da estabilidade do ar no setor quente e do movimento vertical em relação à zona frontal. O modelo clássico da frente fria é do tipo ana, e a nuvem geralmente é cumulonimbus. A Figura 9.15 ilustra a *esteira* quente associada a essa zona frontal e a linha de convecção. Sobre as Ilhas Britânicas, o ar no setor quente raramente é instável, de modo que as nuvens nimbostratus ocorrem com mais frequência na frente fria (ver Figura 9.11A). Com a frente cata fria, a nuvem geralmente é stratocumulus (ver Figura 9.11B) e a precipitação é leve. Com frentes ana frias, geralmente ocorrem chuvas torrenciais fortes,

às vezes acompanhadas por trovões. A forte inclinação da frente fria, de aproximadamente 2° , significa que o mau tempo é de menor duração do que a frente quente. Com a passagem da frente fria, o vento vira subitamente, a pressão começa a subir, e a temperatura cai. O céu pode limpar repentinamente, mesmo antes da passagem da frente fria superficial em alguns casos, embora as mudanças sejam mais graduais com as frentes cata frias. Às vezes, são observadas frentes frias inclinadas para a frente, devido ao atrito superficial – especialmente uma barreira orográfica – desacelerando o movimento da

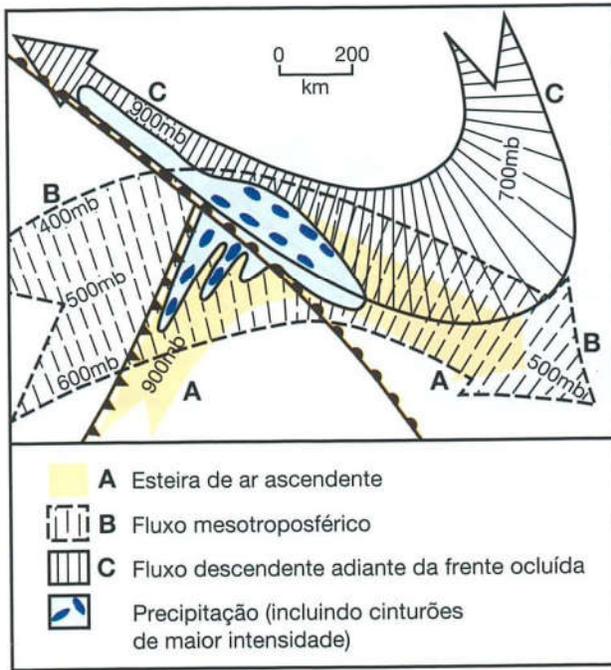
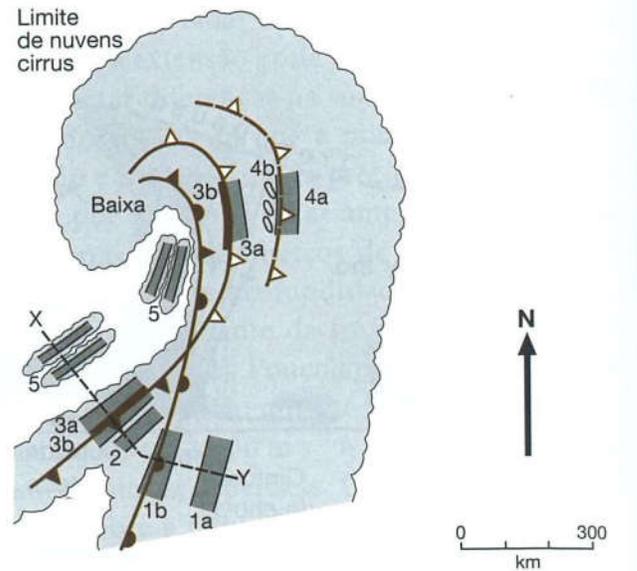


Figura 9.12 Modelo do fluxo em grande escala e estrutura da precipitação em mesoescala de uma depressão parcialmente ocluída típica das que afetam as Ilhas Britânicas. Mostra a "esteira" (A) subindo de 900 mb adiante da frente fria e sobre a frente quente. Ela é coberta por um fluxo mesotropical (B) de ar potencialmente mais frio de trás da frente fria. A maior parte da precipitação ocorre na região definida, dentro da qual apresenta uma estrutura em células e bandas.

Fonte: Harrold (1973). Royal Meteorological Society.



- | Características sinóticas | Tipos de bandas de chuva de mesoescala |
|---------------------------|----------------------------------------|
| Superfície | |
| Frente fria | 1 Frontal quente |
| Frente quente | 2 Setor quente |
| Frente quente ocluída | 3 Frontal fria |
| Acima | 4 Onda fria pré-frontal |
| Frente fria | 5 Pós-frontal |
| Onda fria pré-frontal | |

Figura 9.13 Frentes e bandas de chuva associadas, típicas de uma depressão madura. A linha X-Y traçada mostra a localização da seção transversal apresentada na Figura 9.14.

Fonte: Adaptado de Hobbs; in Houze e Hobbs (1982). Academic Press.

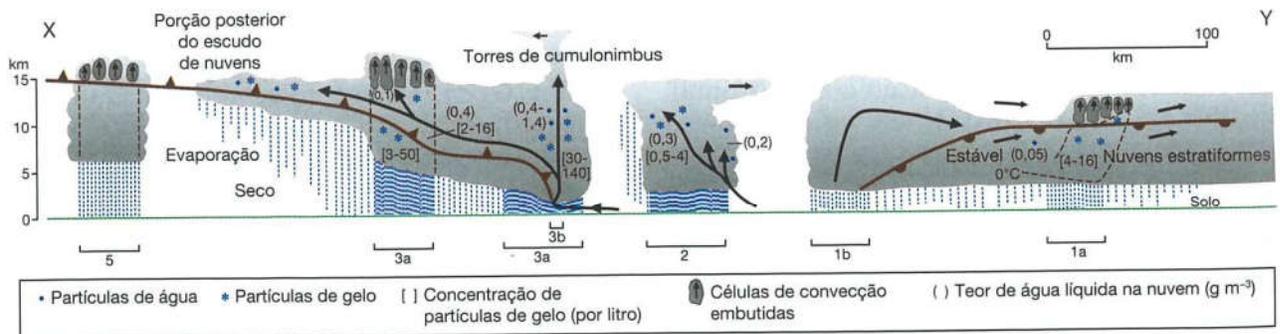


Figura 9.14 Seção transversal ao longo da linha X-Y da Figura 9.13, mostrando estruturas de nuvens e bandas de chuva. O sombreamento vertical representa a localização e intensidade da chuva. São mostradas regiões com gotas de chuva e partículas de gelo, assim como as concentrações de partículas de gelo e o teor de água líquida nas nuvens. Cinturões numerados referem-se aos mostrados na Figura 9.13. Escalas aproximadas.

Fonte: Hobbs e Matejka *et al.*; Houze Hobbs (1982). Com permissão de Academic Press.

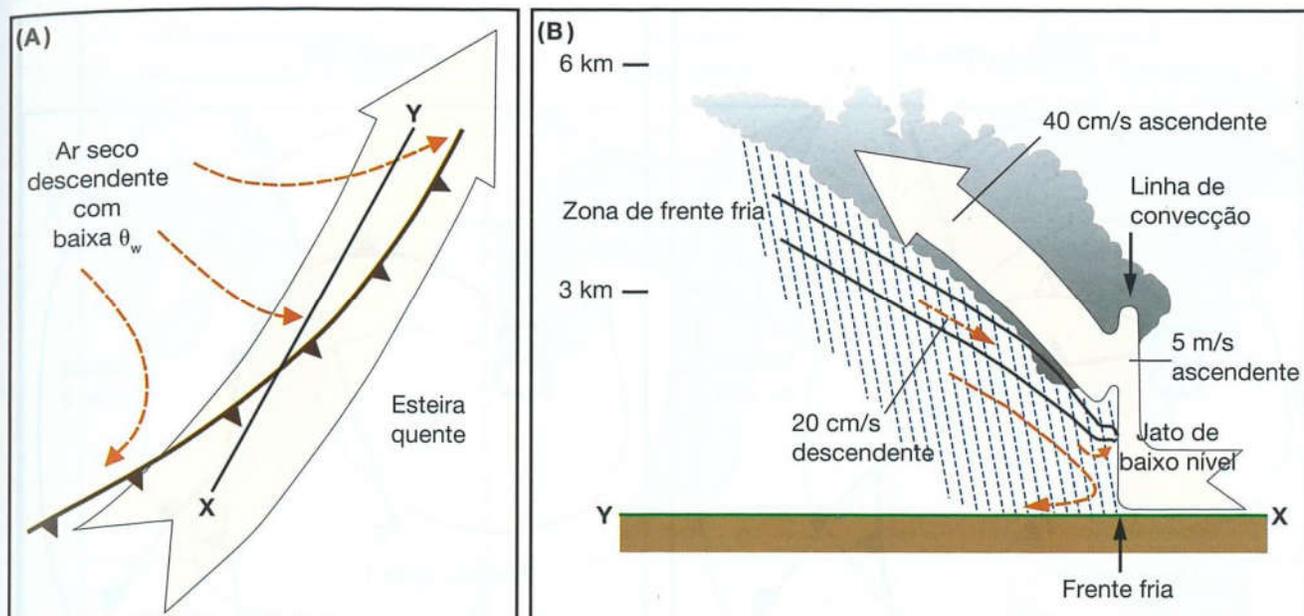


Figura 9.15 Diagramas esquemáticos mostrando fluxos de ar, em relação ao sistema frontal móvel, em uma frente fria do tipo ana. Uma esteira quente (grifado) ascende sobre a frente, com ar frio (setas tracejadas) descendo por baixo dela. (A) vista em planta; (B) seção vertical ao longo da linha X-Y, mostrando as velocidades do movimento vertical.

Fonte: Browning (1990). Com permissão de American Meteorological Society.

porção baixa da frente, ou como resultado de uma frente fria mais acima (ver Figura 9.10).

3 A oclusão

A frente fria anda mais rapidamente do que a frente quente, chegando a alcançá-la em um dado momento, o que leva a uma *occlusão*, quando o setor quente se separa do solo. As oclusões são classificadas como *frias* ou *quentes*, dependendo dos estados relativos das massas de ar à frente e atrás do setor quente (Figura 9.16). Se a massa de ar 2 estiver mais fria do que a massa de ar 1, a oclusão será quente, no caso contrário, ela é denominada oclusão fria. O ar adiante da depressão provavelmente é mais frio quando as depressões ocluem sobre a Europa no inverno e ar cP muito frio está afetando o continente. Estudos recentes sugerem que a maioria das oclusões é quente e que a definição térmica costuma ser enganosa. Propõe-se uma nova definição: uma oclusão fria (quente) se forma quando ar estaticamente estável ocorre atrás (antes) da frente fria (Figura 9.16).

A linha da cunha de ar quente mais acima é associada a uma zona de nuvens estratificadas (semelhante à encontrada em uma frente quen-

te) e, muitas vezes, de precipitação. Assim, sua posição é indicada separadamente em alguns mapas meteorológicos e é conhecida por meteorologistas canadenses como um *trowal* (um cavado de ar quente superior). A passagem de uma frente ocluída e de um *trowal* leva ao retorno do tempo de massa de ar polar.

Um processo diferente ocorre quando existe interação entre as bandas de nuvens dentro de um cavado polar e a principal frente polar, gerando uma *occlusão instantânea*. Uma esteira quente na frente polar ascende como uma corrente troposférica superior, formando uma banda de nuvens estratiformes (Figura 9.17), enquanto uma esteira polar em níveis baixos, perpendicular a ela, produz uma banda de nuvens convectivas e uma área de precipitação no lado do polo da frente polar principal, no extremo frontal do núcleo frio.

A *frontólise* representa a última fase da existência de uma frente, embora não esteja necessariamente ligada a uma oclusão. Sua dissolução se dá quando não existem mais diferenças entre massas de ar adjacentes, o que pode ocorrer de quatro maneiras: (1) por estagnação mútua sobre uma superfície semelhante; (2) ambas

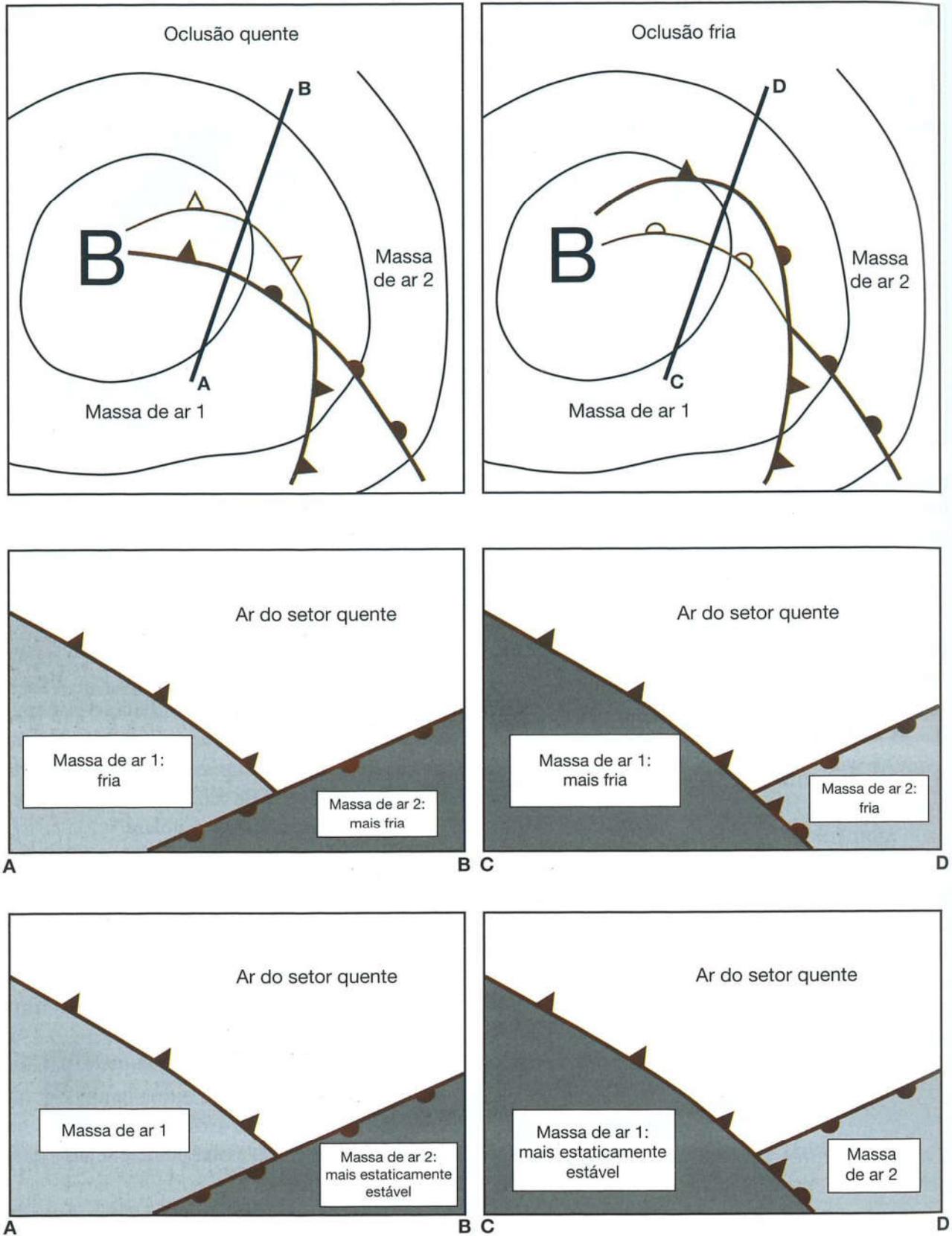


Figura 9.16 Ilustração esquemática de uma oclusão fria e uma oclusão quente no modelo clássico. Vista em planta do padrão sinótico (superior) e seções transversais ao longo da linha A-B (central). Ar mais frio com sombreamento mais escuro. O painel inferior ilustra os critérios propostos para identificar oclusões quentes e frias com base na estabilidade estática.

Fonte: Stoelinga et al., (2002, p. 710, Fig. 1). Cortesia de American Meteorological Society.

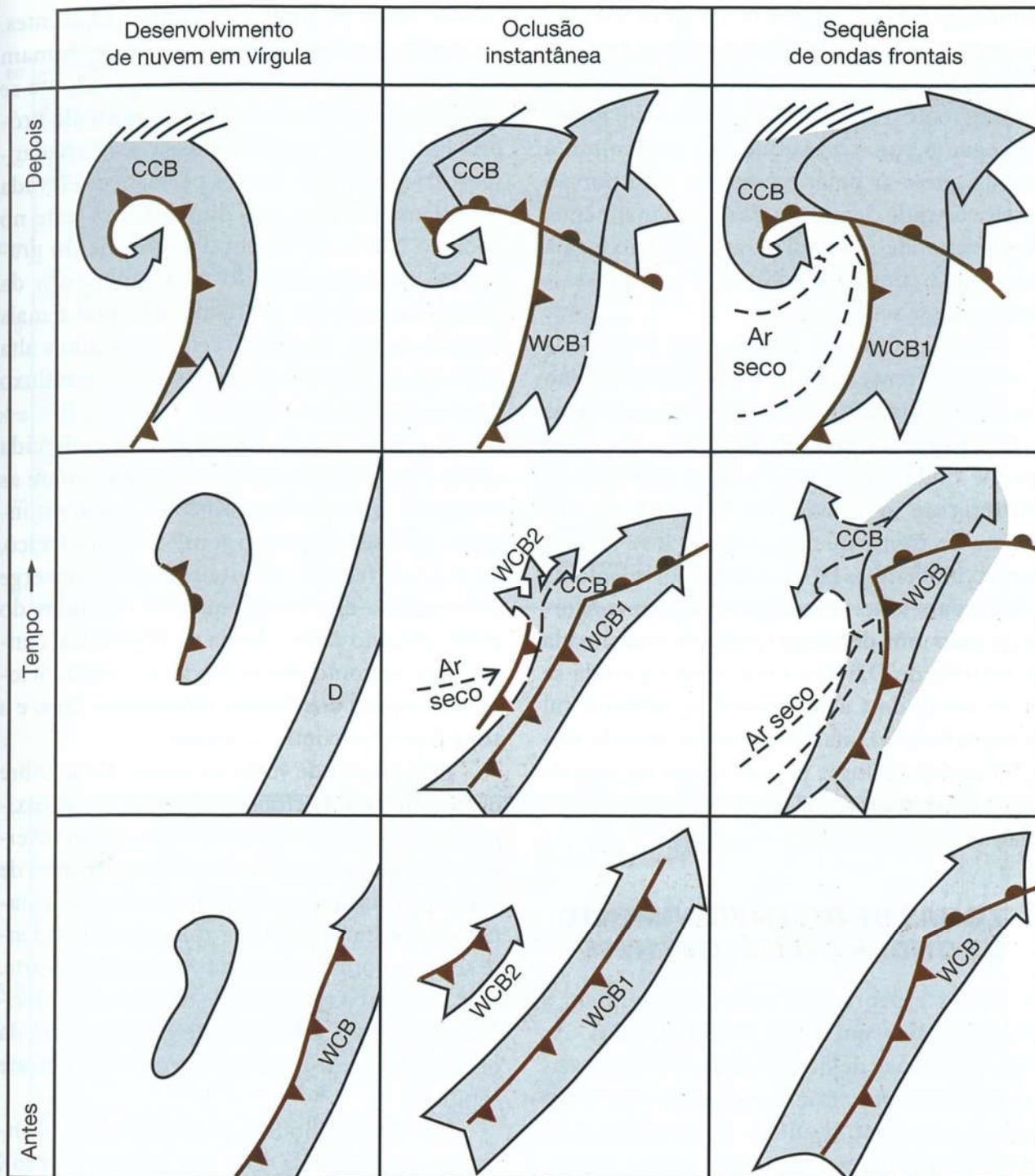


Figura 9.17 Ilustrações esquemáticas do desenvolvimento de vórtices em imagens de satélite. As sequências seguem de baixo para cima. Esquerda: nuvem em vírgula (C) desenvolvendo-se em um fluxo de ar polar. Centro: oclusão instantânea a partir da interação de um cavado polar com uma onda na frente polar. Direita: onda frontal clássica com esteiras frias e quentes (CCB, WCB). C = maior convecção; D = banda de nuvens em dissolução; a cobertura de nuvens está sombreada.

Fonte: Browning (1990). Com permissão de American Meteorological Society.

as massas de ar seguem caminhos paralelos com a mesma velocidade; (3) sucessão ao longo da mesma trilha e à mesma velocidade; ou (4) o sistema arrasta ar de mesma temperatura.

4 Famílias de ondas frontais

As observações mostram que as ondas frontais sobre os oceanos, no mínimo, não costumam ocorrer como unidades separadas, mas em

famílias de três ou quatro (ver **Figura 9.9**). As depressões que sucedem a original se formam como *baixas secundárias* ao longo do caminho de uma frente fria expandida. Cada novo membro segue o curso ao sul do seu progenitor, à medida que o ar polar o empurra pela porção traseira de cada depressão da série. Finalmente, a frente estende-se ao sul e o ar polar frio forma uma ampla cunha meridional de alta pressão, terminando a sequência.

Outro padrão de desenvolvimento pode ocorrer na frente quente, particularmente no ponto de oclusão, quando uma forma de onda distinta segue à frente da depressão-mãe. Esse tipo de onda secundária é mais provável de ocorrer com ar muito frio (cA, mA ou cP) adiante da frente quente, e tende a se formar quando montanhas bloqueiam o movimento da oclusão para leste. Essa situação costuma ocorrer quando uma depressão primária está situada no Estreito de Davis, e uma onda separada se forma ao sul do Cabo Farewell (o extremo sul da Groenlândia), afastando-se no sentido leste. Situações análogas podem surgir na área de Skagerrak-Kattegat, quando a oclusão é contida pelas montanhas da Escandinávia.

F ZONAS DE DESENVOLVIMENTO DE ONDAS E FRONTOGÊNESE

As frentes e depressões associadas tendem a se desenvolver em áreas bem-definidas. As principais zonas de desenvolvimento de ondas frontais são áreas que frequentemente estão baroclínicas, como resultado da confluência de fluxos de ar (**Figura 9.18**). Esse é o caso ao longo da costa leste da Ásia e nordeste da América do Norte, especialmente no inverno, quando há um súbito gradiente de temperatura entre a cobertura de neve continental e as correntes quentes costa afora. Essas zonas são conhecidas como Frente Polar Pacífica e Frente Polar Atlântica, respectivamente (**Figura 9.19**). Sua posição é bastante variável, mas elas se deslocam no sentido do equador no inverno, quando a Zona Frontal Atlântica pode se estender até o Golfo do México. Aqui, ocorre convergência de massas de ar com estabilidade distinta entre

células subtropicais de alta pressão adjacentes. As depressões que se formam aqui costumam avançar para nordeste, às vezes seguindo ou se aglutinando com outras da parte norte da própria Frente Polar ou da Frente Ártica Canadense. A frequência de frentes permanece elevada no Atlântico Norte, mas diminui para leste no Pacífico Norte, talvez em decorrência do gradiente menos acentuado na temperatura da superfície marinha. A atividade frontal é mais comum no Pacífico Norte central quando a alta subtropical se divide em duas células com fluxo de ar convergente entre elas.

Outra seção da Frente Polar, conhecida como *Frente Mediterrânea*, se localiza sobre as áreas dos mares Mediterrâneo e Cáspio no inverno. Periodicamente, o ar mP atlântico fresco, ou o ar cP frio do sudeste europeu, converge com massas de ar mais quentes oriundas do norte africano sobre a bacia mediterrânea, dando início à frontogênese. No verão, o anticiclone subtropical dos Açores influencia a área, e a zona frontal encontra-se ausente.

As posições de verão da Frente Polar sobre o Atlântico e o Pacífico ocidentais são aproximadamente 10° mais ao norte do que no inverno (ver **Figura 9.19**), embora a zona frontal de verão seja bastante fraca. Existe uma zona frontal sobre a Eurásia, e uma zona correspondente sobre a porção média da América do Norte. Elas refletem o gradiente de temperatura meridional geral e a influência de grande escala da orografia sobre a circulação geral (ver G, neste capítulo).

No Hemisfério Sul, a Frente Polar encontra-se, em média, a 45°S em janeiro (verão), com ramos espiralados a partir de aproximadamente 32°S na porção leste da América do Sul e 30°S 150°W no Pacífico Sul (**Figura 9.20**). Em julho (inverno), existem duas Zonas Frontais Polares espiraladas em direção à Antártica, a partir de aproximadamente 20°S; uma começa sobre a América do Sul, e a outra, a 170°W. Elas terminam 4-5° de latitude mais perto do polo do que no verão. Observa-se que o Hemisfério Sul tem mais atividade ciclônica no verão do que o Hemisfério Norte na mesma estação, o que parece estar relacionado com a

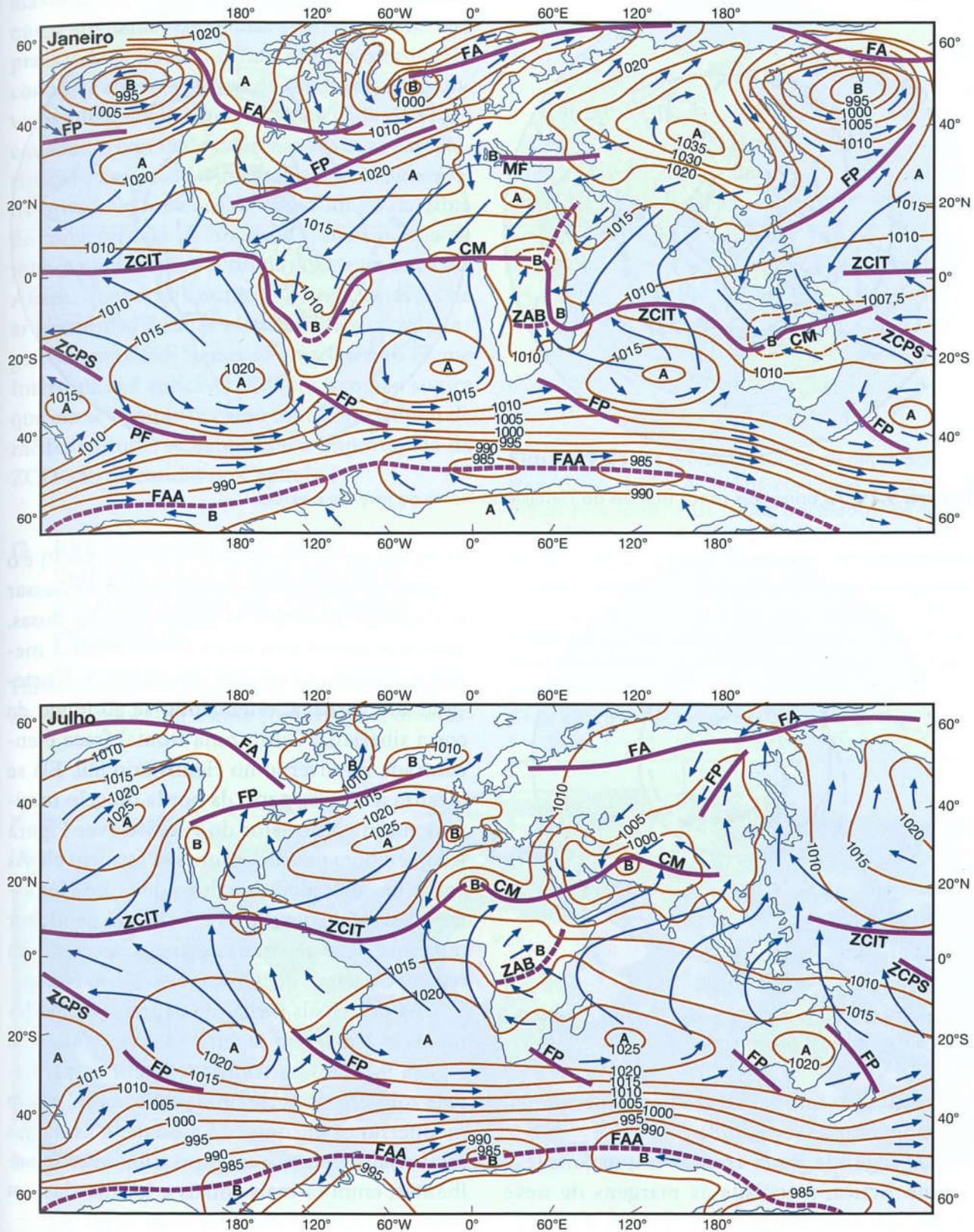


Figura 9.18 Pressão média (mb) e ventos superficiais para o mundo em janeiro e julho. As principais zonas frontais e de convergência são mostradas: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), Depressão Monçônica (DM), Zona de convergência de Ar do Zaire (ZAB), Frente Mediterrânea (FM), Frentes Polares dos Hemisférios Norte e Sul (FP), Frentes Árticas (FA) e Frentes Antárticas (FAA).

Fonte: Adaptado de Liljequist (1970).

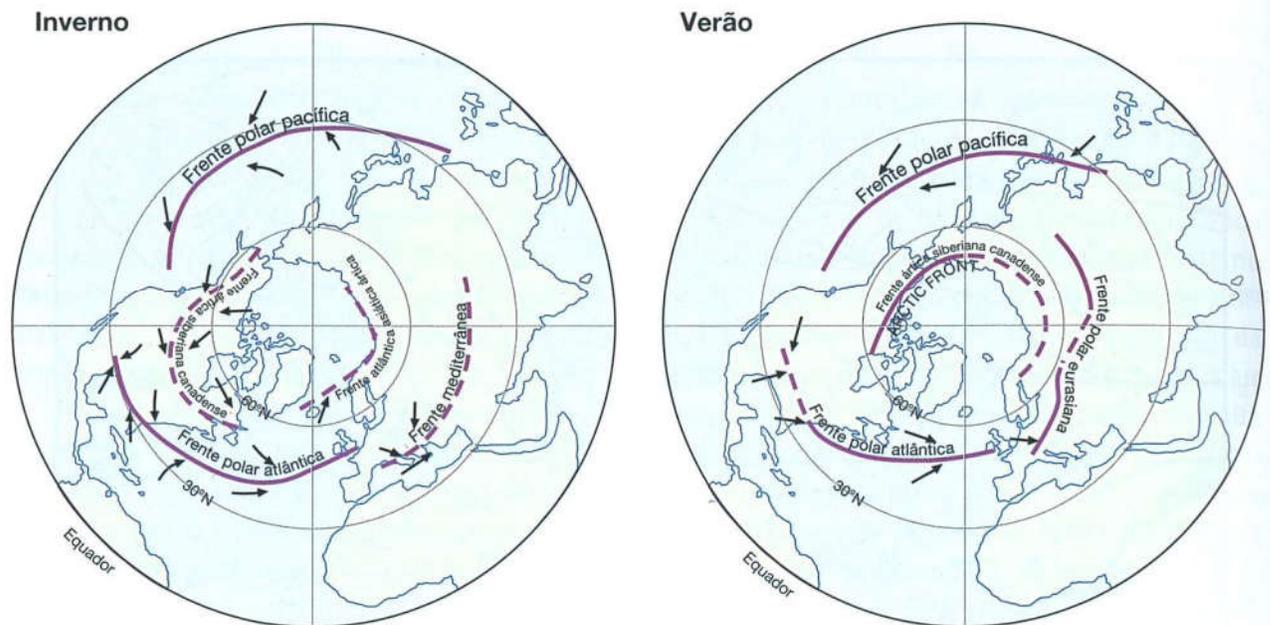


Figura 9.19 As principais zonas frontais do Hemisfério Norte no inverno e verão.

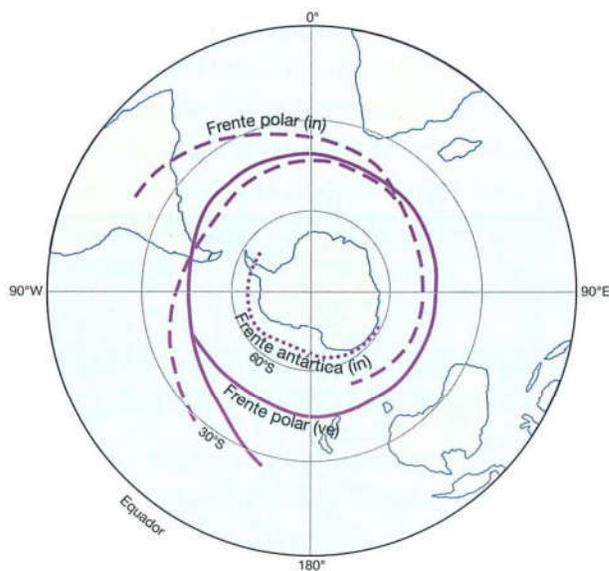


Figura 9.20 As principais zonas frontais do Hemisfério Sul no inverno (in) e verão (ve).

intensificação sazonal do gradiente meridional de temperatura (ver p. 178).

A segunda zona frontal importante é a Frente Ártica, associada às margens de neve e gelo nas altas latitudes (ver Figura 9.19). No verão, essa zona se desenvolve no limite mar-continente na Sibéria e na América do Norte, onde existe um forte gradiente de temperatura entre a porção continental aquecida livre de neve e o extenso e frio Oceano Ártico coberto de gelo marinho. No inverno, sobre a América

do Norte, ele se forma entre o ar cA (ou cP) e o ar marinho do Pacífico modificado ao atravessar as Cadeias Costeiras e as Montanhas Rochosas. Também ocorre uma Zona Frontal Ártica menos pronunciada na área do Atlântico Norte-Mar da Noruega, estendendo-se ao longo da costa siberiana. Outra zona frontal fraca é encontrada no inverno no Hemisfério Sul. Ela se localiza a 65-70°, perto da borda do gelo marinho antártico no setor do Pacífico (ver Figura 9.20), embora poucos ciclones se formem ali. As zonas de confluência de fluxo de ar no Hemisfério Sul (cf. Figuras 9.2B e 9.4B) são de menor número e mais persistentes, particularmente em regiões costeiras, do que no Hemisfério Norte.

As principais trilhas de depressões no Hemisfério Norte em janeiro são mostradas na Figura 9.21. Essas trilhas refletem as principais zonas frontais discutidas. No verão, a rota mediterrânea encontra-se ausente, e as baixas atravessam a Sibéria; as outras trilhas são semelhantes, embora mais zonais e localizadas em latitudes mais elevadas (por volta de 60°N).

Entre os dois cinturões hemisféricos de alta pressão subtropical, existe outra importante zona de convergência, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), anteriormente conhecida como Frente Intertropical (FIT), mas os contrastes de massas de ar não são típicos. A ZCIT

afasta-se sazonalmente do equador, à medida que a atividade das células subtropicais de alta pressão se alterna nos hemisférios opostos. O contraste entre as massas de ar convergentes obviamente aumenta com a distância da ZCIT do equador, e o grau de diferença em suas características é associado a uma variação considerável na atividade meteorológica ao longo da zona de convergência. A atividade é mais intensa de junho a julho sobre o sul da Ásia e no oeste da África, quando o contraste entre as massas de ar marítimas úmidas e continentais secas atinge o seu máximo. Nesses setores, o termo Frente Intertropical é aplicável, embora isso não sugira que ela se comporte como uma zona frontal de média latitude. A natureza e a importância da ZCIT são discutidas no Capítulo 11.

G RELAÇÕES ENTRE O AR SUPERFICIAL E SUPERIOR E A FORMAÇÃO DE CICLONES FRONTAIS

Havíamos mencionado que a onda de depressão está associada a uma convergência de mas-

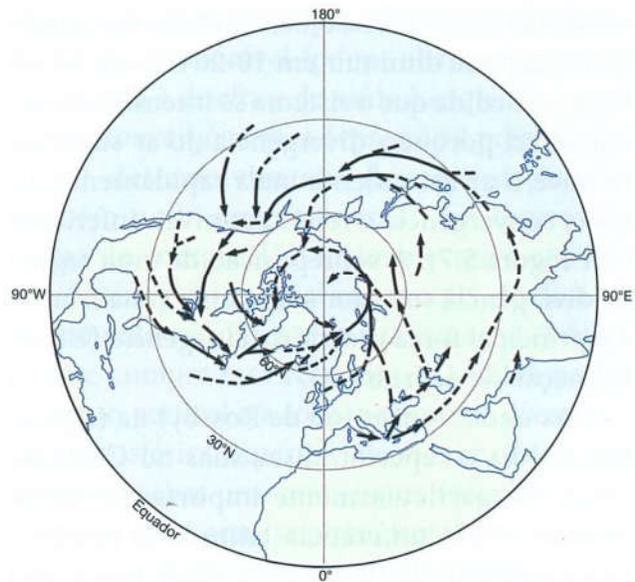
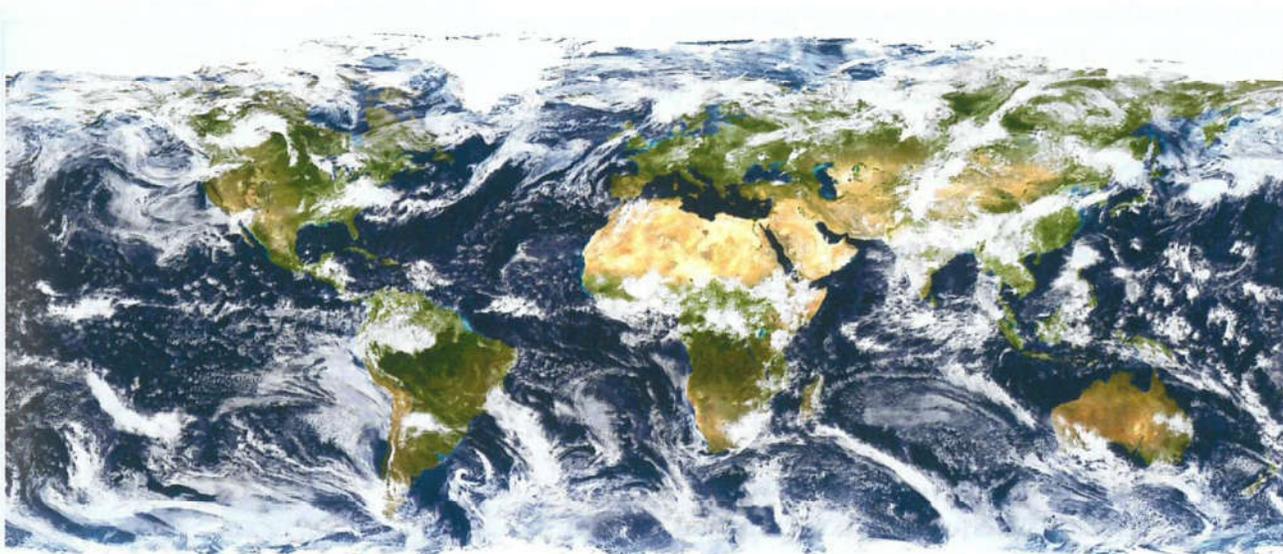


Figura 9.21 As principais trilhas de depressões no Hemisfério Norte. As linhas contínuas mostram as trilhas principais, e as linhas tracejadas, as trilhas secundárias, que são menos frequentes e menos definidas. A frequência de baixas está na máxima local onde as setas terminam. Uma área de ciclogênese frequente é indicada onde uma trilha secundária muda para uma trilha primária, ou onde duas trilhas secundárias se fundem para formar uma trilha primária.

Fonte: Klein (1957). Cortesia de US Weather Bureau.



Prancha 9.1 Mosaico de imagens a partir do Moderate Imaging Spectrometer (MODIS) do satélite Terra da NASA a 700 km acima da superfície terrestre.

A cobertura de nuvens é uma composição de imagens infravermelhas termal de 29 de julho e novembro de 2001. Luzes urbanas foram sobrepostas a partir de observações do Defense Meteorological Satellite Program ao longo de um período de nove meses. Sombreamento topográfico a partir do banco de dados do US Geological Survey GTOPO 30.

Fonte: Blue Marble Visible Earth, NASA <ftp://gloria2-f.gsfc.nasa.gov/pub/stockli>.

sas de ar, mas a pressão barométrica no centro da baixa pode diminuir em 10-20 mb em 12-24 horas à medida que o sistema se intensifica. Isso é possível porque a divergência do ar superior remove o ar ascendente mais rapidamente do que a convergência o repõe em níveis inferiores (ver Figura 5.7). A sobreposição de uma região de divergência superior sobre uma zona frontal é a principal força motriz da *ciclogênese* (isto é, formação de depressões).

As ondas longas (ou de Rossby) na troposfera média e superior, discutidas no Capítulo 7A.2, são particularmente importantes nesse sentido. A circunferência latitudinal limita o fluxo circumpolar de oeste a entre três e seis ondas de Rossby, que afetam a formação e o movimento de depressões superficiais. Duas ondas primárias estacionárias tendem a estar localizadas a aproximadamente 70°W e 150°E, em resposta à influência de barreiras orográficas sobre a circulação atmosférica, como as Montanhas Rochosas e o Planalto Tibetano, bem como de fontes de calor. No ramo leste dos cavados nos ventos de oeste em níveis superiores do Hemisfério Norte, o fluxo normalmente é divergente, pois o vento gradiente é subgeostrófico no cavado, mas supergeostrófico na crista (ver Capítulo 6A.4). Assim, o setor à frente de um cavado superior é uma posição bastante favorável para uma depressão superficial se formar ou se aprofundar (ver Figura 9.22). Observa-se que os cavados superiores médios se posicionam, de maneira significativa, logo a oeste das Zonas de Frentes Polares Atlânticas e Pacíficas no inverno.

Tendo essas ideias em mente, podemos analisar a natureza tridimensional da formação de depressões e a relação existente entre o fluxo troposférico superior e inferior. A teoria básica relaciona a equação da vorticidade, que afirma que, para o movimento horizontal livre de atrito, a taxa de mudança da componente vertical da vorticidade absoluta (dQ/dt ou $d(f + \zeta)/dt$) é proporcional à convergência de massas de ar ($-D$, ou seja, divergência negativa):

$$\frac{dQ}{dt} = DQ \text{ ou } D = -\frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt}$$

A relação implica que uma coluna de ar convergente (divergente) tem vorticidade absoluta crescente (decrescente). A conservação da equação da vorticidade, que já discutimos, é, na verdade, um caso especial dessa relação.

No setor à frente de um cavado superior, a vorticidade ciclônica decrescente causa divergência (isto é, D positiva), pois a mudança em ζ é maior que a de f , favorecendo a convergência superficial e a vorticidade ciclônica em níveis baixos (ver Figura 9.23). Uma vez que a circulação ciclônica superficial se estabiliza, a geração de vorticidade aumenta, devido aos efeitos da advecção térmica. O transporte de ar quente em direção ao polo no setor quente e o avanço do

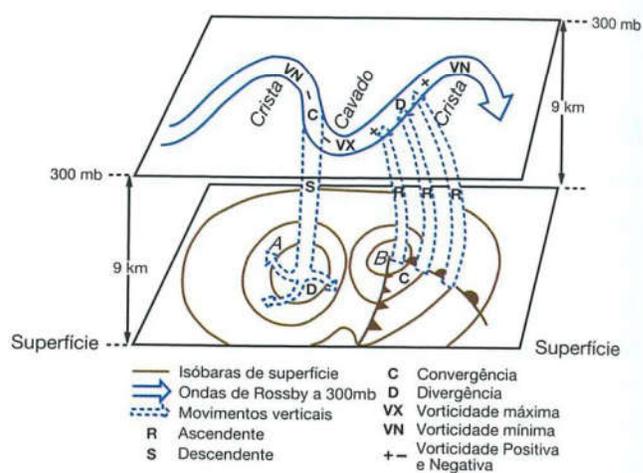


Figura 9.22 Representação esquemática da relação entre a pressão superficial (A e B), o fluxo de ar e sistemas frontais, e a localização de cristas e cavados nas ondas de Rossby no nível de 300 mb. As posições da vorticidade relativa máxima (ciclônica) e mínima (anticiclônica) são mostradas, assim como as da advecção da vorticidade negativa (anticiclônica) e positiva (ciclônica).

Fonte: Musk (1988), e Uccellini (1990). Cortesia de Cambridge University Press.

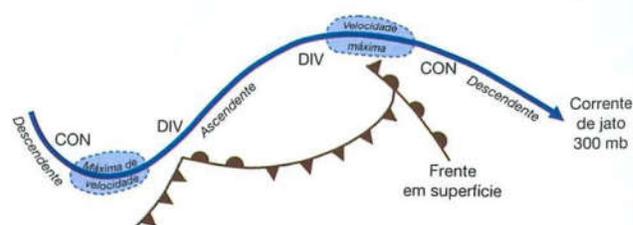


Figura 9.23 Modelo da corrente de jato e das frentes em superfície, mostrando zonas de divergência e convergência na troposfera superior e os núcleos de correntes de jato.

cavado frio superior para leste atuam de maneira a aumentar a zona baroclínica, fortalecendo a corrente de jato superior por meio do mecanismo de vento térmico (ver p. 168). Já mostramos a relação vertical entre a corrente de jato e a frente (ver Figura 7.8); um modelo da sequência de depressões é demonstrado na Figura 9.23. A relação verdadeira talvez se afaste desse caso idealizado, embora o jato costume se localizar no ar frio. A máxima de velocidade (zonas-núcleo) ocorre ao longo da corrente de jato, e a distribuição do movimento vertical a montante e a jusante desses núcleos é bastante diferente. Na área de entrada do jato (i.e, a montante do núcleo), a divergência faz o ar baixo subir no lado equatorial (i.e, direito) da corrente, ao passo que, na zona de saída (a jusante do núcleo), a ascensão ocorre no lado do polo. A Figura 9.24 mostra como a precipitação costuma estar mais relacionada com a posição da corrente de jato do que com a de frentes superficiais; as áreas de máxima precipitação se encontram no setor de entrada à direita do núcleo da corrente. Esse padrão de movimento vertical também tem importância fundamental para o estágio inicial de

aprofundamento da depressão. Se o padrão superior é desfavorável (p. ex., abaixo das zonas de entrada à direita e de saída à esquerda, onde ocorre convergência), a depressão é preenchida.

O desenvolvimento de uma depressão também pode ser considerado em termos de trocas de energia. Um ciclone exige a conversão de energia potencial em energia cinética. O movimento ascendente (e rumo ao polo) do ar quente cumpre esse requisito. O cisalhamento do vento vertical e a sobreposição da divergência troposférica superior levam o ar quente ascendente sobre uma zona baroclínica. A intensificação dessa zona também fortalece os ventos superiores. A divergência superior permite que a convergência superficial e a queda na pressão ocorram simultaneamente. A teoria moderna relega as frentes a um papel subordinado. Elas se desenvolvem dentro de depressões como zonas estreitas de forte ascensão, provavelmente por meio dos efeitos da formação de nuvens.

Pesquisas recentes identificaram uma categoria de ciclones de média latitude que se formam e se intensificam rapidamente, adquirindo características que lembram os furacões

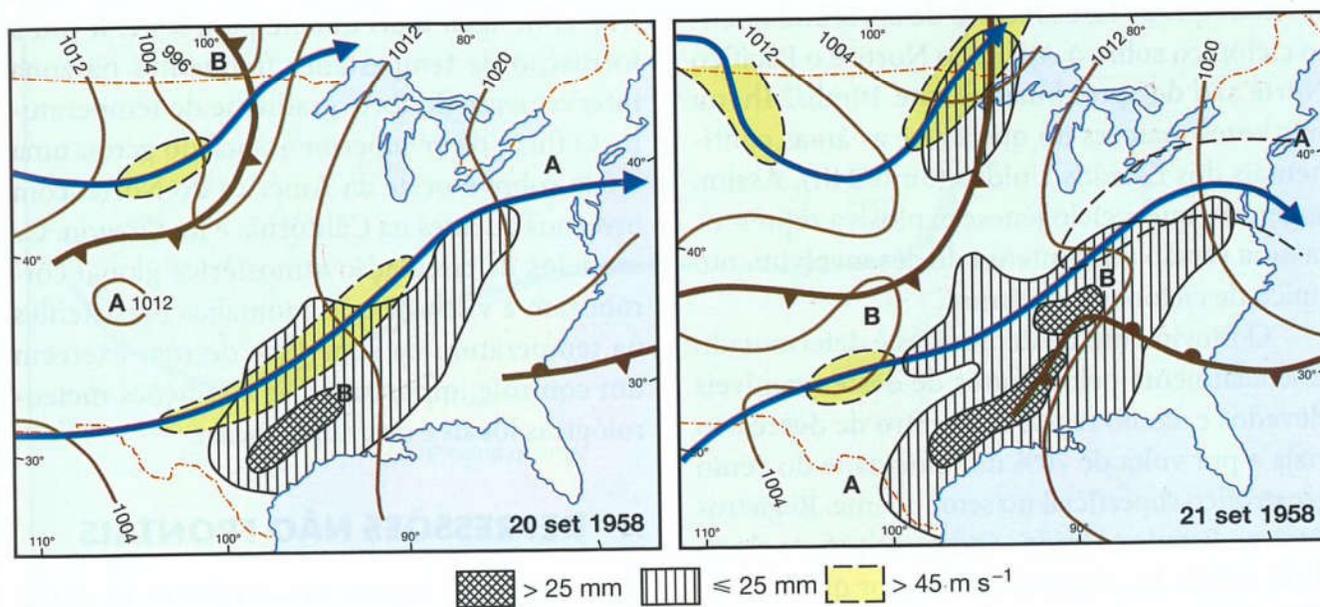


Figura 9.24 As relações entre frentes em superfície e isóbaras, precipitação superficial (≤ 25 mm sombreado vertical; > 25 mm sombreado cruzado) e correntes de jato (velocidade do vento acima de 45 m s^{-1} mostrada em amarelo) sobre os Estados Unidos em 20 e 21 de setembro de 1958. A imagem ilustra como a área de precipitação superficial está mais relacionada com a posição dos jatos do que com a das frentes superficiais. O ar sobre a região centro-sul dos Estados Unidos estava perto do ponto de saturação, ao passo que o ar associado ao jato de norte e à frente marítima estava muito menos úmido.

Fonte: Richter and Dahl (1958). Cortesia de American Meteorological Society.

tropicais. Eles foram apelidados de “bombas”, por causa de sua explosiva taxa de aprofundamento; são observadas quedas de pressão de, no mínimo, 24mb/24h. Por exemplo, a “tempestade QE II”, que danificou o navio de cruzeiro *Queen Elizabeth II* na costa de Nova York em 10 de setembro de 1978, formou uma pressão central abaixo de 950mb com ventos com força e olho de furacão dentro de 24 horas (ver Capítulo 11B.2). Esses sistemas são observados principalmente durante a estação fria ao longo da Costa Leste dos Estados Unidos, no Japão e sobre partes do Pacífico Norte central e nordeste, associados a zonas baroclínicas e perto de gradientes fortes de temperatura da superfície do mar. A ciclogênese explosiva é favorecida por instabilidade na troposfera inferior, e costuma se localizar a jusante de um cavado no nível de 500 mb. As bombas se caracterizam por um forte movimento vertical, associado a um nível nitidamente definido de não divergência perto de 500 mb, e uma liberação de calor latente em grande escala. As máximas de vento na troposfera superior, organizadas como *jet streaks*, servem para amplificar a instabilidade nos níveis inferiores e o movimento ascendente. Estudos revelam que as taxas *médias* de aprofundamento ciclônico sobre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte são de aproximadamente 10mb/24h, ou três vezes maiores do que sobre as áreas continentais dos Estados Unidos (3mb/24h). Assim, sugere-se que a ciclogênese explosiva representa uma versão mais intensa do desenvolvimento típico de ciclones marítimos.

O movimento de depressões é determinado essencialmente pelos ventos de oeste em níveis elevados e, como regra, um centro de depressão viaja a por volta de 70% da velocidade do vento geostrófico superficial no setor quente. Registros para os Estados Unidos indicam que a velocidade média das depressões no setor quente é de 32 km h^{-1} no verão e 48 km h^{-1} no inverno. A velocidade maior no inverno reflete a circulação mais forte de oeste. Depressões rasas são orientadas principalmente pela direção do vento térmico no setor quente, assim, seu caminho segue o da corrente de jato superior (ver Capítulo 6A.3). No entanto, as depressões profundas podem dis-

torcer em muito o padrão térmico, como resultado do transporte de ar quente para norte e do transporte de ar frio para sul. Nesses casos, a depressão geralmente se torna lenta. O movimento de uma depressão também pode ser direcionado por fontes de energia, como uma superfície marinha quente que gera vortacidade ciclônica, ou por barreiras montanhosas. A depressão pode atravessar obstáculos, como as Montanhas Rochosas ou o manto de gelo da Groenlândia, como uma baixa ou cavado em um nível elevado, e voltar a se formar em seguida, com o auxílio dos efeitos de sotavento da barreira ou por novas injeções de massas de ar contrastantes.

As temperaturas da superfície oceânica podem influenciar a posição e a intensidade das trilhas de tempestades. A Figura 9.25B indica que uma superfície relativamente quente e ampla no Pacífico centro-norte no inverno de 1971-1972 causou o deslocamento da corrente de jato de oeste para norte, junto com um deslocamento compensatório para sul sobre a região oeste dos Estados Unidos, trazendo ar frio. Esse padrão contrasta com o observado durante a década de 1960 (ver Figura 9.25A), quando uma anomalia fria persistente no Pacífico central, com água mais quente para leste, levou à formação de tempestades frequentes na zona interveniente do forte gradiente de temperatura. O fluxo de ar superior associado gerou uma crista sobre o oeste da América do Norte, com invernos quentes na Califórnia e no Oregon. Os modelos de circulação atmosférica global corroboram a visão de que anomalias persistentes na temperatura da superfície do mar exercem um controle importante nas condições meteorológicas locais e de grande escala.