Meteorologia para pilotos de planadores

C.E. Wallington

Campeonato Brasileiro de Planadores – Palmeira das Missões

Cap. 1 - Pressão

Nós vivemos no fundo de um oceano de ar que envolve toda a terra com uma profundidade de 400 Km. Nós denominamos este oceano de atmosfera. Sentimos suas correntes como ventos, ora vendavais soprando nos continentes, ora como brisas leves, soprando gentilmente através das árvores – mas sempre movidas por uma incomensurável quantidade de energia – energia do sol. A ligação entre esta energia e o vento pode ser resumida, embora um pouco vagamente, como segue. O aquecimento provocado pelos raios de sol produz uma distribuição desigual da temperatura sobre o globo; os trópicos recebem mais aquecimento direto que os pólos; a temperatura aumenta rapidamente sobre a areia do deserto considerando que grande parte do calor recebido por uma região úmida é usado para evaporação; superfícies com neve e finas camadas de nuvens refletem o calor em vez de absorver grande parte dos raios solares para aquecimento; e, logicamente, noites seguem os dias e invernos seguem verões conforme a terra gira no seu caminho elíptico ao redor do sol.

Esta distribuição desigual de temperatura provoca variações na pressão atmosférica, e estas variações são diretamente ligadas com os ventos sobre a terra. Mas os ventos, por sua vez, afetam a distribuição de temperatura transportando calor, ou levando camadas de nuvens, de lugar para lugar, e o processo como um todo é orientado pelo movimento de rotação da terra e modulado pela condensação e evaporação da água na atmosfera. Então, o clima que nós experimentamos é o produto de ciclos entrelaçados de eventos nos quais o sol injeta um suprimento diário de energia. Um ponto conveniente para começar a dissecar e

entender o mecanismo do tempo é uma apreciação da pressão atmosférica.

O ar na atmosfera é muito leve, mas seu peso não é desprezível. Nos níveis mais baixos, o ar é comprimido pelo peso do ar acima, e o peso total de uma coluna de ar que se estende do solo ao topo da atmosfera é de um quilo para cada centímetro quadrado de superfície da terra – ou aproximadamente uma tonelada por pé quadrado. O peso do ar por unidade de área é chamado de pressão atmosférica, ou ainda, pressão barométrica, sendo que baros é uma palavra grega que indica peso.

Um trabalho vital para a maioria dos serviços meteorológicos é medir a pressão atmosférica em intervalos regulares, em um grande número de pontos de observação espalhados pelo território coberto pelo serviço. O instrumento de medida mais comumente usado para isto é o barômetro de mercúrio. Trata-se de um equipamento simples constituído de mercúrio inserido em um tubo de vidro em forma de U, o qual é aberto em uma das extremidades e fechado na outra, conforme mostrado na figura 1.1. A pressão atmosférica é medida em termos de altura da coluna de mercúrio.

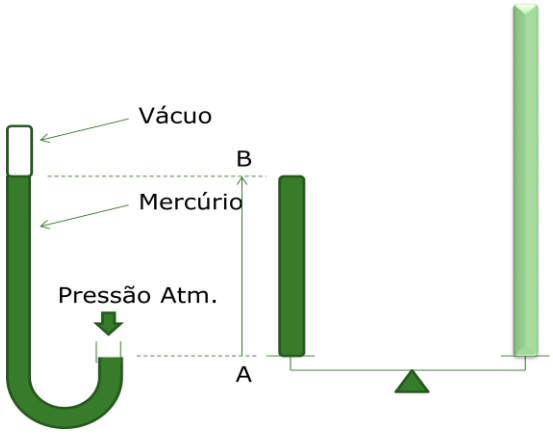


Fig. 1.1 O barômetro de mercúrio funciona como uma balança, o peso do ar atuando na superfície de mercúrio em A é balanceado com o peso da coluna de mercúrio entre os níveis A e B.

Na maioria das condições a altura da coluna situa-se entre 700 e 800 mm (aproximadamente 28 e 31 polegadas) em lugares próximos ou ao nível do mar (MSL). Meteorologistas e aviadores acham mais conveniente falar de pressão em termos de milibares (mb) em vez de coluna de mercúrio. Por definição, um milibar é a pressão de 1.000 dynas por centímetro quadrado, mas é necessário somente lembrar que a pressão atmosférica ao nível do mar na maioria dos sistemas de tempo fica entre 950 e 1050 mb.

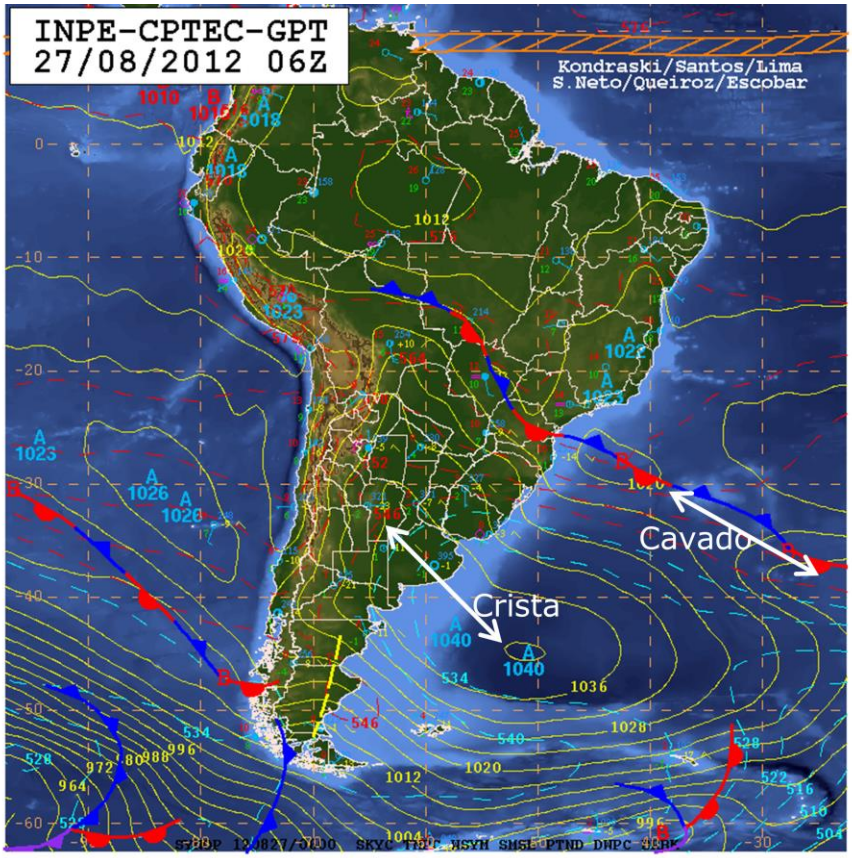


Fig. 1.2. A carta de pressão atmosférica para 06 GMT 27 de agosto de 2012. As isóbaras são representadas pelas linhas amarelas na carta. O cavado é uma região alongada de pressão relativa baixa, crista uma região de pressão relativa alta. Colo é uma região de transição entre duas altas pressões e duas baixas, em formato de sela.

Assim que medidas de pressão de um determinado número de estações de observação estejam disponíveis, uma carta da pressão pode ser plotada. A figura 1.2 mostra a carta para a América do Sul e parte do Atlântico. As estações de observação, muitas das quais são navios no oceano, são indicadas nos pequenos círculos. Uma crista e um cavado (ligado a mau tempo) são indicados na figura.

O primeiro passo no diagnóstico do campo de pressão é o desenho das isóbaras na carta, sendo as isóbaras linhas que unem os pontos de igual pressão. É desenhando estas linhas para valores de 996 mb, 1000 mb, 1004 mb, etc. que a carta do padrão de pressão atmosférica para uma hora determinada é elaborada. O padrão revela áreas de baixa pressão nos quais rotulamos "B". Estas áreas podem ser referenciadas como depressões, ou simplesmente baixas, enquanto rotulamos como "A" as áreas de alta pressão, ou ainda anticiclones. A carta de pressão mostra um cavado (área alongada de baixa pressão relativa), uma crista (área alongada de alta pressão relativa).

Pressão padrão global

A figura 1.3. a e b mostram uma típica carta da pressão padrão sobre a maior parte do planeta em um dia de Janeiro e um dia de Julho. Apesar dos padrões poderem parecer, a primeira vista, uma coleção caótica de sistemas de pressão de vários formatos e tamanhos, certas características podem ser notadas. Existe o que parece ser uma cadeia ou cinturão de pequenos sistemas de baixa pressão aproximadamente ao longo do Equador. A troca deste cinturão do sul do equador em Janeiro para o lado norte em Julho, indica uma migração sazonal dos sistemas de tempo norte e sul com o sol.

Típica carta de pressão padrão ao nível do mar em um dia de Janeiro (a) e um dia em Julho (b). Note que na direção leste-oeste existe cinturões de anticiclones nas regiões subtropicais e centros de baixa pressão perto do Equador que migram de norte para sul durante o ano coma posição solar.

Nas latitudes temperadas, sistemas de baixa pressão dominam a cena sobre o oceano e nas costas dos continentes, mas note os anticiclones sobre o Canadá e Sibéria em Janeiro; sistemas de alta pressão como estes são comuns sobre o interior gelado dos continentes no inverno.

Movimentos dos sistemas de pressão

Na maioria dos centros de meteorologia as cartas de pressão são preparadas em intervalos regulares durante os dias e noites, sendo que as cartas convencionais são elaboradas a meia-noite, 6:00, 12:00 e 18:00 horas GMT. Certo número de estações suplementam estas cartas principais com cartas intermediárias (a

cada 3 horas ou então a cada hora), e então uma seqüência de cartas ficam disponíveis, onde o movimento das depressões e anticiclones pode ser medido. As figuras 1.4 (a) e (b) mostram exemplos de campos de pressão alta e baixa ao nível do mar nos hemisférios norte e sul, com suas trajetórias em 24 horas, verificando suas posições em cartas sucessivas.

Note que em ambos os hemisférios da terra as depressões e anticiclones se movem em geral de oeste para leste. Este é um típico sistema de pressão em latitudes temperadas e altas.

Diferentemente dos sistemas de baixa pressão, os anticiclones raramente são viajantes resolutos. Novamente, uma alta pode parecer se mover muito rapidamente, mas a maioria dos anticiclones são lentos e ocasionalmente erráticos nos seus movimentos. Em algumas regiões do planeta, a tendência por sistemas de alta pressão estacionários é tão evidente que muitos anticiclones em um determinado local são nomeados apropriadamente com os nomes dos locais geográficos. A alta dos Açores, por exemplo, é o nome dado a qualquer anticiclone que pareça estar estacionário na região dos Açores; o fato é que esta denominação especial indica a predominância observada, particularmente durante o verão, de sistemas de alta pressão na região. Existe um anticiclone centrado a sudoeste dos Açores, Fig. 1.3 b. O anticiclone Siberiano é o nome comumente usado aos persistentes anticiclones, como mostrado na figura 1.3 (a), sobre a Sibéria durante o inverno.

Figura 1.4 (a) Movimento e desenvolvimento de depressões e anticiclones sobre o Atlântico norte em 19 de maio de 1957. A última carta mostra a rota das principais baixas e altas com pontos indicando suas posições a cada 6 horas. As cartas intermediárias para 18 GMT 19 de maio e 6 GMT de 20 de maio não são mostradas nesta seqüência. O centro de baixa pressão no centro da carta para 12 GMT de 20 de maio é uma depressão secundária que se formou em determinada hora entre 12 e 18 GMT de 19 de maio, no cavado (linha de baixas pressões) que se estende para o sul a partir da região entre Greenland e Newfoundland na carta das 12 GMT de 19 de maio.

Fig. 1.4 b Este set de três cartas mostra o movimento e desenvolvimento dos sistemas de pressão sobre o hemisfério sul em 48 horas em Novembro de 1975. As três figuras desta série também mostram as trajetórias dos diversos sistemas de baixa e alta pressão nas últimas 48 horas. Pontos nas trajetórias das posições prévias em intervalos de 12 horas. Note como os sistemas de pressão tendem a se mover de oeste para leste.

Redução da pressão com a altura

Como o ar nos diversos níveis da atmosfera tem que suportar o peso das camadas acima, as camadas mais baixas suportam mais ar do que as camadas mais altas, e como conseqüência, são muito mais comprimidas. Em função disto, a pressão atmosférica diminui com a altura. A relação precisa entre altura e pressão depende do sistema de pressão e temperatura que prevalece no local, com o ar quente ocupando mais espaço que o ar frio e denso. A relação aproximada entre pressão e altura é:

MSL	1000 mb
3.000 ft (1.000 m)	900 mb
10.000 ft (3.000 m)	700 mb
20.000 ft (6.000 m)	500 mb
30.000 ft (10.000 m)	300 mb
40.000 ft (13.000 m)	200 mb

Medidas de pressão

Outro instrumento usado para medir pressão atmosférica é o barômetro aneróide, composto essencialmente de uma cápsula selada com o formato conforme figura abaixo, e ainda com vácuo. A pressão atmosférica alta pressiona a cápsula; pressão atmosférica baixa permite que ela se expanda. Esta pequena compressão ou expansão em função da alta ou baixa pressão atmosférica é amplificada por um sistema de alavancas e mostrada por um ponteiro em um dial. A figura 1.5 ilustra o princípio de funcionamento destes barômetros. O ponteiro pode ainda ser formado por uma caneta que traça as mudanças de pressão em uma carta com movimento lento. Este instrumento é então chamado barógrafo.

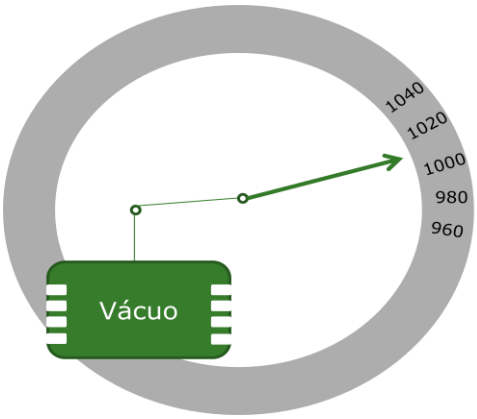


Fig. 1.5 Princípio do barômetro aneróide. A pressão atmosférica é medida através de quanto à cápsula selada é comprimida. O ponteiro pode ser uma caneta que traça as alterações de pressão em uma carta com movimento lento. Este instrumento é chamado barógrafo.

Para poder mapear os sistemas de pressão e deduzir os ventos nos campos de pressão, é necessário ter um conjunto de medidas de pressão em uma determinada altitude. Mas não é possível ter todas as estações na mesma altitude. Com isto, a prática comum dos observadores meteorológicos é ler seu barômetro, e então calcular qual seria a pressão se o barômetro estivesse em algum nível standard. Na maioria das regiões, o nível standard costuma ser o nível do mar MSL, mas em algumas regiões que possuem um nível médio do terreno alto, como a África do Sul, é conveniente ter uma altitude padrão mais alta que o nível do mar, ou seja, mapear os contornos de uma superfície de pressão que esteja perto da altitude equivalente a altura média do terreno, conforme ilustrado na figura 1.6.

Fig. 1.6. Devido a maior parte do terreno na Africa do Sul ser alto, os mapas sobre o continente são desenhados para um nível standard próximo ao nível do terreno. O campo de isóbaras mostrado sobre a correspondente área do território corresponde aproximadamente ao campo de pressão na altitude de 1500 metros (5.000ft). Por questões práticas, entretanto, é mais conveniente plotar indicando a altitude onde a pressão de 850 mb é calculada estar. Então, estas linhas mostradas são rotuladas por altitudes, em metros. Sobre o oceano adjacente, as usuais isóbaras ao nível do mar são desenhadas.

Uma das melhores indicações do movimento e comportamento de um sistema de pressão é a alteração da pressão nos pontos observados dentro ou ao redor do sistema. A pressão irá cair quando uma depressão se aproxima, e aumentar durante o advento ou intensificação de um sistema de alta pressão. Então, a tendência da pressão, a qual é a maneira convencional de descrever as mudanças de pressão, aparece de forma proeminente nos reportes meteorológicos.

As alterações de pressão são usualmente lentas – freqüentemente menor que um milibar por hora. Algum fenômeno, como os tornados, furacões e algumas tempestades podem produzir grandes mudanças localizadas de pressão em pouco tempo, mas na maioria dos contextos meteorológicos, a pressão caindo aproximadamente 3 mb/h pode ser considerada rápida – uma queda que poderia normalmente ser um indicativo de aproximação rápida de uma forte depressão.

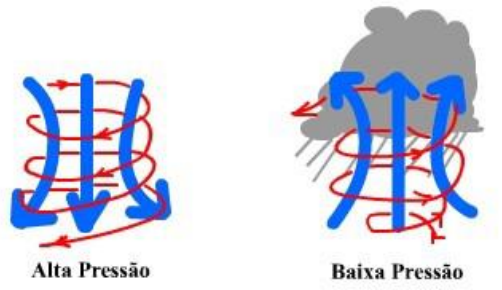


Fig. 1.7 Representação dos sistemas de alta e baixa pressão no Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul, a circulação dos ventos indicados pelas setas ocorre no sentido contrário, ou seja, horário nas baixas e anti-horário nas altas.

Cap. 2 – Ventos

Nós temos falado do movimento das depressões e anticiclones, mas o movimento pode não ser real no sentido da definição de um objeto que se move. O movimento dos sistemas de pressão é algo como ondas na água; um determinado conjunto de ondas pode ter um movimento observado, mas uma rolha flutuando na superfície não se move horizontalmente com as ondas; ela meramente vai para cima e para baixo enquanto as ondas passam por ela. Então nós não podemos dizer que quando uma depressão se move para leste, o ar também flui para leste. Para determinar o atual movimento do ar nós temos que olhar o gradiente de pressão, que é a taxa com que a pressão atmosférica muda com a distância, através das isóbaras.

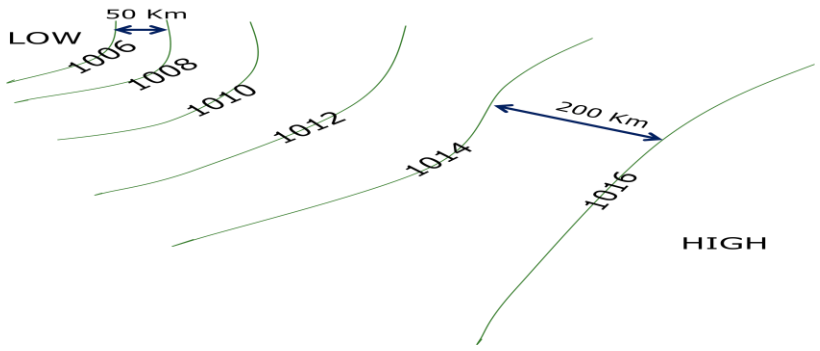


Fig. 2.1. O gradiente de pressão é a medida das distâncias das isóbaras

A figura 2.1 mostra qual é o gradiente de pressão, mas números nem sempre são necessários; o gradiente é mais adequadamente descrito como fraco quando o espaço entre as isóbaras é grande, e forte quando as isóbaras estão mais juntas.

Vento geostrófico

O gradiente de pressão medido é uma indicação que uma coluna vertical qualquer em uma região de alta pressão contém mais ar, pelo peso, que uma coluna de ar que sobre uma área de baixa pressão. Esta diferença de pressão produz uma força direcionada no sentido de equilibrar as pressões – da área mais pesada para a área mais leve, como uma força que empurra a água através de um vertedouro do lado com nível de água mais alto para o lado com nível mais baixo. Mas na atmosfera, esta força de pressão não produz um simples fluxo de ar da alta para baixa pressão. A terra gira, e devido a esta rotação qualquer ar que se movimenta sobre a superfície da terra está sujeito a uma força que tende a puxá-lo para fora de seu curso. A explanação deste truque terrestre não é fácil, então nos permita deixar isto para uma nota técnica mais adiante neste livro. Neste estágio, o que todos nós precisamos saber é que o movimento de rotação da terra exerce uma força que faz com que uma porção de ar que flui em níveis baixos da terra e em latitudes temperadas e altas terá um fluxo praticamente paralelo às isóbaras ao nível do mar, ao invés de fluir através delas. O vento não sopra diretamente para as depressões ou para fora dos anticiclones; ele sopra ao redor destes sistemas, em uma direção que segue uma regra conhecida como Lei de Buys-Ballot, que diz que:

Se você dá suas costas para o vento nos hemisférios norte / sul, a pressão atmosférica diminui na direção esquerda / direita respectivamente.

A figura 2.2 ilustra o fluxo associado com sistemas de alta e baixa pressão. O vento geostrófico, como é chamado, é também controlado pelo gradiente de pressão; mais forte o gradiente, mais forte o vento. Então, o mapa de pressão nos dá uma noção instantânea do fluxo de ar em grande escala. Nós podemos

visualizar as isóbaras e as linhas de fluxo ou canais ao longo dos quais o vento sopra – mais lentamente quando o gradiente de pressão é fraco e mais rapidamente quando o gradiente de pressão é forte através dos estreitos canais formados pelas isóbaras mais próximas.

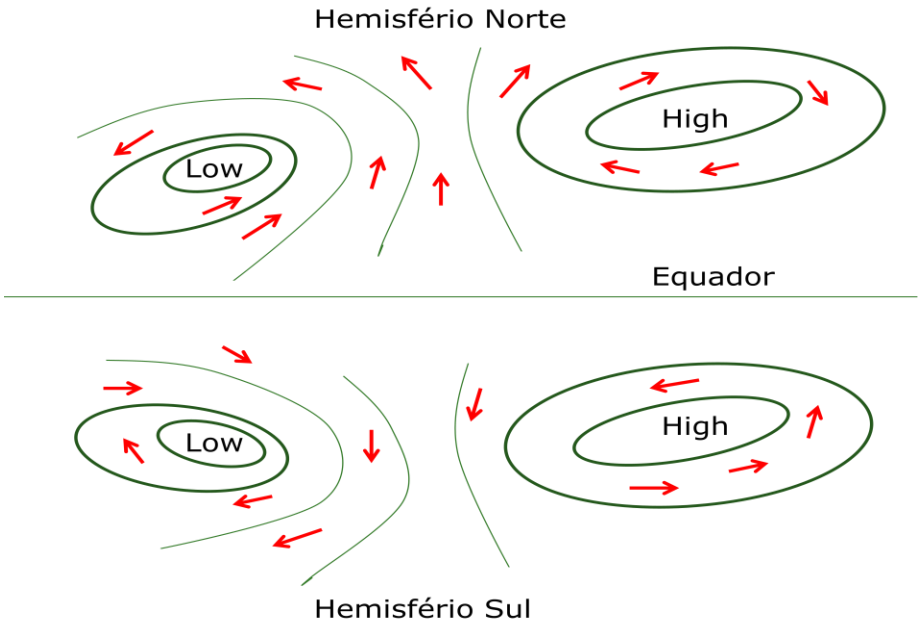


Fig. 2.2. O vento geostrófico sopra de forma anti horária ao redor de sistemas de baixa pressão e horário em anticiclones no hemisfério norte – e ao contrário no hemisfério sul. Quanto mais próximas as isóbaras, mais forte o vento. Em latitudes mais altas que 20 graus, o vento a aproximadamente 1.500ft (500m) sobre o nível do mar é aproximadamente igual ao vento geostrófico indicado pelo campo de pressão ao nível do mar.

Observações e simplificações teóricas têm mostrado que podemos assumir na prática que, em latitudes maiores que 20 graus, o vento a aproximadamente 1500ft (500m) acima do nível do mar é aproximadamente igual ao vento geostrófico indicado pelo campo de pressão ao nível do mar. Isto não é precisamente

correto, mas faz parte de uma prática comum e é adequado para a maioria das necessidades da aviação.

O tema de vento geostrófico geralmente não se aplica na região tropical. Com exceção dos ciclones tropicais, os sistemas de pressão em latitudes baixas são fracos, com gradientes de pressão baixos e os ventos não sopram ao longo das isóbaras. Os ventos associados aos ciclones tropicais são descritos no capítulo 10.

Ventos de superfície

Em níveis baixos o ar que sopra sobre o solo ou oceanos normalmente tem alguma turbulência, a qual pode ocasionar uma suave agitação até uma altura de 100 a 200m em ventos fracos, até uma vigorosa agitação atingindo alturas de 3000 a 6000ft (1000 a 2000m) em ventos fortes. Esta turbulência também age como uma força de fricção, que retarda a corrente de ar; isto faz com que os ventos de superfície não tenham toda a velocidade do vento geostrófico. Uma conseqüência secundária é que os ventos em níveis baixos sejam defletidos da direção do vento geostrófico para o lado da baixa pressão. A figura 2.3 ilustra o resultado. Muito perto do nível do solo, onde o efeito da fricção é normalmente mais marcante, a direção do vento de superfície é freqüentemente 20 - 30 graus divergente das isóbaras e aproximadamente dois terços da velocidade do vento geostrófico. Na rotina meteorológica as mensagens de vento de superfície são obtidas como sendo o vento soprando a 33ft (10 metros) sobre uma superfície de campo aberto. O motivo por não escolher um nível mais baixo é que o vento a poucos metros do nível do solo é normalmente afetado por pequenos obstáculos locais e pela natureza do solo, e não representa o vento de superfície em geral.

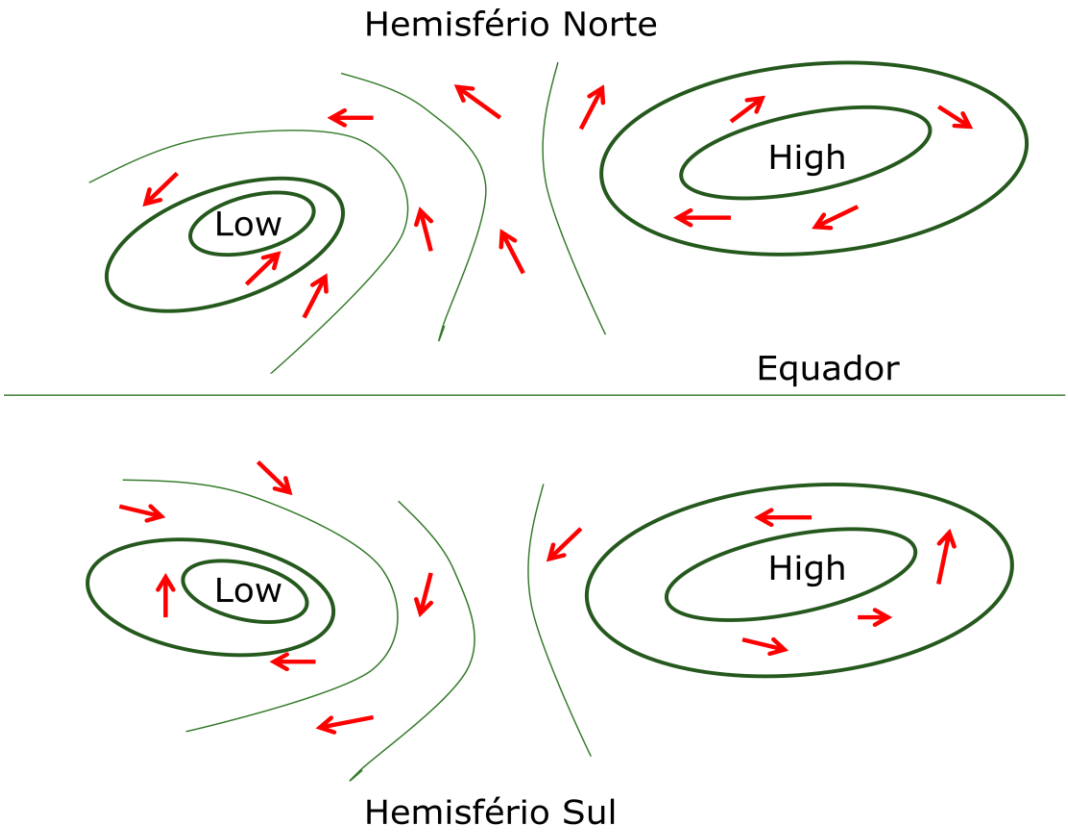


Figura 2.3. Perto do nível dos oceanos ou do solo, o fluxo de ar é desviado da direção das isóbaras, para o lado das baixas pressões e a aproximadamente dois terços da velocidade do vento geostrófico.

Variação do vento com a altura

O conceito de vento geostrófico é aplicável ao fluxo de ar não somente próximo ao nível de 1.500ft (500m), mas também em níveis mais altos – nas camadas atmosféricas onde nossas nuvens e tempo se desenvolvem. Uma carta de pressão atmosférica, a 30.000ft (10.000m) acima do nível do mar, representa o fluxo de vento instantâneo neste nível; o vento

sopra aproximadamente ao longo destas isóbaras de níveis altos com uma velocidade proporcional ao gradiente de pressão – da mesma forma como acontece nos níveis baixos.

Os campos de pressão em quaisquer dois diferentes níveis raramente serão idênticos, mas eles são ligados pela distribuição de temperatura entre os dois níveis; a diferença de pressão entre o topo e a base de uma coluna de ar quente é menor que entre o topo e a base de uma coluna de ar frio (mais denso) de mesma altura. Quando os gradientes de temperatura existem, perto da divisa de colunas de ar mais quente e mais frio, o campo de pressão nos níveis altos será diferente do campo de pressão ao nível do mar, e as resultantes velocidade e direção do vento também irão mudar com a altura.

A figura 2.4 a e b mostram um típico campo de vento de níveis altos associados com uma depressão ao nível do mar nos hemisférios Norte e Sul.

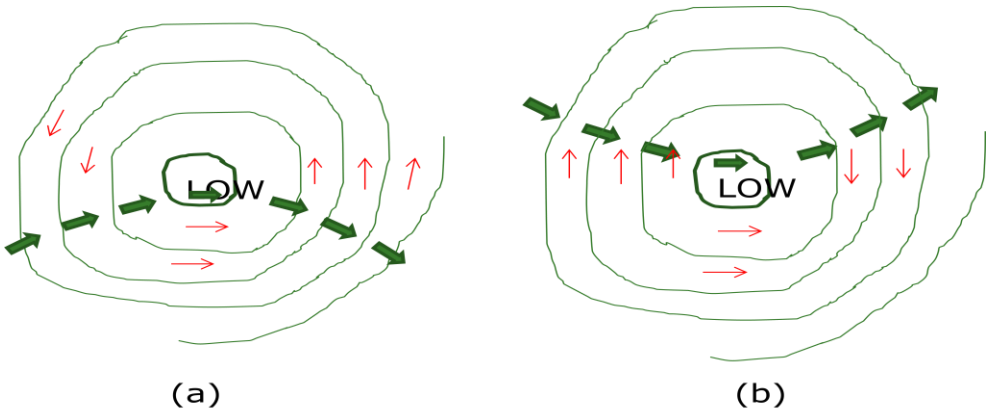


Fig. 2.4 (a) e (b) O perfil do campo de pressão não é o mesmo em todos os níveis. Nesta ilustração a depressão é mostrada como um set de isóbaras fechando um centro de baixa pressão ao redor do qual existe o fluxo de vento geostrófico (setas vermelhas). Em altitudes de 30 a 40 mil pés (10 a 13 mil metros) o vento que sopra sobre as depressões aparece como indicado pelas setas verdes na ilustração.

Correntes de jato

Algumas determinadas situações atmosféricas produzem ventos particularmente fortes em altitude, freqüentemente como canais imaginários, mas distinguíveis, de vento conforme mostrado na figura 2.5. Esta concentração de vento ao longo de um eixo é chamada de corrente de jato (Jet stream).

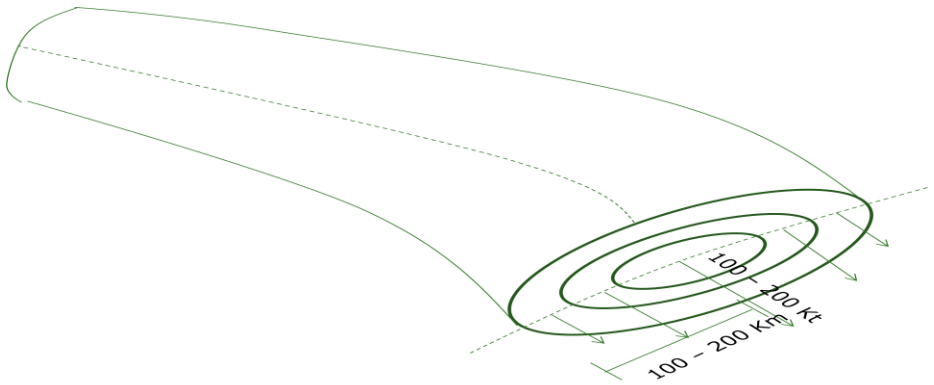


Fig. 2.5. Uma corrente de jato é melhor visualizada como um tubo de ventos fortes, apesar de não existir, é claro, uma rígida fronteira neste tubo.

Correntes de jato vêm e vão com uma variedade de contornos e tamanhos; sobre a Europa, correntes de jato de 100 a 200 nós (200 a 400 Km/h) com comprimento de 500 a 2.000 km (250 a 1.000 NM) em altitude de aproximadamente 40 mil pés (12 mil metros) não são raras; sobre os Estados Unidos, correntes de jato sinuosas são comuns das Rochosas até a costa do Atlântico; e sobre o Japão e Nova Zelândia as condições são favoráveis para desenvolver ventos de 300 nós (600 Km/h) no centro das correntes de jato.

Observações do vento

Na moderna meteorologia prática, a direção do vento é a direção de onde o vento sopra (de onde vem o vento), e é reportada em graus verdadeiros ou em pontos cardeais. A figura 2.6 mostra a

relação entre medidas angulares e pontos cardeais, sendo que as apostrofes significam ***para***; NE´N é pronunciado Nordeste para Norte. Para completar nosso vocabulário no tocante a direção do vento nós temos que notar que o vento volta quando sua direção muda no sentido anti-horário e anda quando a direção muda no sentido horário.

A velocidade do vento é normalmente reportada em Nós ou Km/h, mas o resultado do trabalho pioneiro de Admiral Beauford, que classificou as forças do vento de acordo com seu efeito, como um bem condicionado homem do exército, é a chamada escala de Beauford e é mais familiar para alguns usuários de informações meteorológicas.

Fig. 2.6. A relação entre graus verdadeiros e pontos cardeais.

Tabela 2.1. Classificação da velocidade do vento

Classificação meteorológica	Velocidade		Velocidade principal aproximada		Força Beauford	Termos usados para previsão
	Km/h	Nós	Km/h	Nós		
Calmo	< 2	< 1	0	0	0	Calmo
Aragem	2-6	1-3	4	2	1	Vento Leve
Brisa leve	7-12	4-6	10	5	2	
Brisa fraca	13-19	7-10	16	9	3	
Brisa moderada	20-30	11-16	25	13	4	Vento moderado
Brisas forte	31-39	17-21	35	19	5	Vento fresco
Vento fresco	40-52	22-27	46	24	6	Vento forte
Vento forte	53-61	28-33	57	30	7	
Ventania	62-74	34-40	68	37	8	Ventania
Ventania forte	75-87	41-47	81	44	9	Ventania severa ou tempestade
Tempestade	88-102	48-55	95	52	10	
Tempestade violenta	103-117	56-63	110	60	11	
Furacão	118-142	64-71	125	68	12	

Medições do vento

Os instrumentos usados para medir a velocidade do vento são chamados anemômetros. O anemômetro de tubo de pressão mostrado na figura 2.7, basicamente mede a força de pressão exercida pelo ar soprando na extremidade aberta de um tubo pivotado, mantido apontando para o vento por um leme. É, em princípio, similar a um tubo de pitot e um indicador de velocidade.

O indicador de velocidade mais comumente usado é o anemômetro de copo, que compreende três ou mais copos montados na ponta de braços horizontais e radiais presos a um eixo vertical. Conforme os copos são atingidos pelo vento, eles provocam um giro do eixo vertical que tem sua taxa de rotação medida por um tacômetro indicando a velocidade do vento. Um tipo similar de anemômetro mais familiar na América é, no lugar de copos montados, é usada uma hélice centrada em um eixo horizontal pivotado que fica alinhado ao vento por um leme.

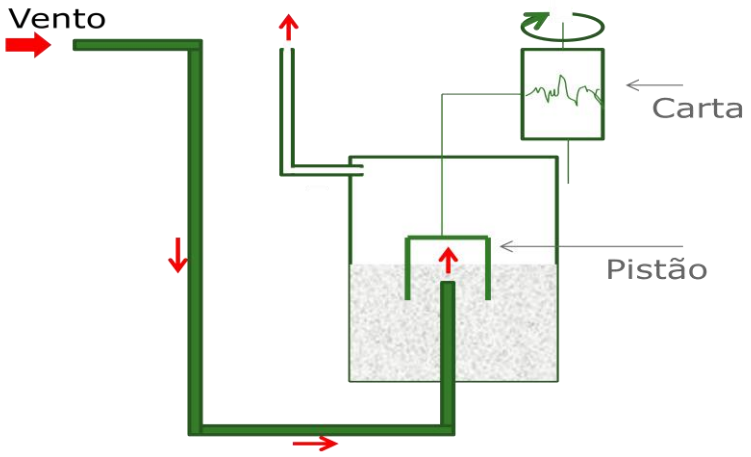


Fig. 2.7 Princípio do anemômetro de tubo. Um tubo com extremidades abertas livre para girar em um eixo vertical e mantido apontado para o vento por um leme de vento, enquanto o vento sopra. Conforme o princípio do pitot, a pressão no lado aberto é aumentada pela pressão do vento, que se torna maior que a pressão estática. Estes tubos são conectados por um pistão em um tanque de água. As variações da pressão diferencial causa um movimento no pistão para cima e para baixo. O movimento é traçado por uma pena em um papel de movimento lento e é chamado de anemoscópio.

Outro tipo de anemômetro emprega o princípio ilustrado na figura 2.8. Anemômetros deste tipo normalmente não são tão precisos ou tão robustos quanto aos de tubo ou copos, mas são baratos, compactos e precisos o suficiente para muitos objetivos práticos.

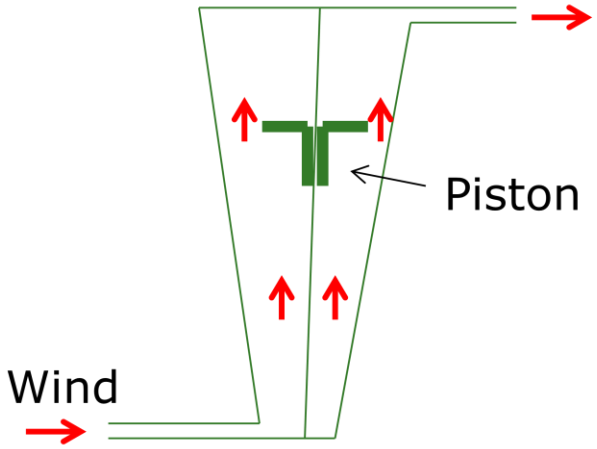


Fig. 2.8. Neste tipo de anemômetro o vento sopra na base de um cone vertical, e sai pelo topo. Este fluxo de ar empurra um pistão leve dentro do cone para cima ao longo de um eixo central. Quanto mais forte o vento, maior a pressão no pistão, mais quanto mais alto o pistão a passagem de ar pelos lados do pistão aumenta. Então a altura que o pistão se move indica a velocidade do vento. Este princípio é usado para um anemômetro portátil de baixo custo. Normalmente o cone tem 15 cm(6 in) de altura e 3 cm (1 1/4 in) de diâmetro. Em algumas versões deste instrumento um cone muito mais fino contém uma esfera leve no lugar do pistão.

Comparando as velocidades do vento estimadas com leituras anemométricas não é difícil para um observador treinar para estimar a velocidade do vento com razoável precisão através do sentimento do vento na face ou pelo som nos ouvidos, mas sem um treinamento adequado e verificações ocasionais muitos meteorologistas e a maioria dos amadores tendem a superestimar a velocidade de ventos moderados ou fortes

Fig. 2.9. A seqüência de mapas é usado para traçar a trajetória do ar. Pontos negros, triângulos e asteriscos mostram a posição das parcelas de ar cujas trajetórias são rotuladas A, B e C nesta ilustração. Estas posições são mostradas em intervalos de 6 horas, apesar das cartas serem a cada 12 horas de intervalo.

Trajetórias do ar

Apesar da carta de pressão nos dar uma visão instantânea do deslocamento do ar em larga escala, nem sempre é fácil ver de relance de onde o ar flui sobre um ponto em particular. Em médias e altas latitudes do hemisfério norte o ar quente usualmente vem do sul, mas nem todos os ventos sul são quentes. Ocasionalmente ventos sul trazem ar frio que flui de uma massa de ar frio do norte e que segue uma trajetória curva, soprando consideráveis distâncias em direção ao sul e então retornam para o norte. A figura 2.9 ilustra como isto ocorre.

Esta figura ilustra a seqüência das cartas de pressão e as trajetórias de três parcelas de ar movidas pelos ventos associados com o movimento dos campos de pressão. A parcela de ar que se moveu ao longo da trajetória A primeiro se move para sul sudoeste no fluxo ao redor da depressão ao norte das ilhas britânicas. Mas, conforme esta depressão se move para leste, este ar é deixado para trás e então entra na circulação da próxima depressão a oeste. Com isto este ar frio que se moveu para o sul do canal inglês sobe pelo lado sul da Inglaterra como uma massa fria sul sudoeste. As outras duas trajetórias são mais retas. A trajetória B representa um caminho de ar frio que flui com os ventos ao redor da metade sul da profunda depressão antes de se aproximar das Ilhas Britânicas como um ar frio de oeste. A trajetória C é o caminho do ar quente que flui dos Açores para ficar prensado entre as duas massas frias que se movem ao longo das trajetórias A e B.

Felizmente não é normalmente necessário para nós, como pilotos de planadores, trabalharmos nas trajetórias das massas de ar através de uma seqüência de cartas de pressão. Mas isto irá nos ajudar a entender o fenômeno meteorológico se nós pensarmos que os caminhos ao longo dos quais as massas de ar fluem não

são necessariamente os mesmos que poderíamos deduzir olhando simples e instantaneamente uma carta de pressões.

Cap. 3 – Temperatura

Calor e luz são propagados através do ar e através do espaço por pulsos de vibração conhecido como ondas eletromagnéticas. Todo objeto, independentemente de sua temperatura, emite calor por radiação e também recebe calor radiante de seus arredores. A intensidade da radiação emitida depende da temperatura do objeto; quanto mais quente o objeto mais intensa a radiação. A temperatura afeta não somente a intensidade, mas também o comprimento de onda nas quais a radiação aparece. Um objeto vermelho quente emite ondas eletromagnéticas que são particularmente intensas para comprimentos de onda pouco abaixo de milionésimo de milímetro, e nossos olhos interpretam estas ondas eletromagnéticas como luz vermelha.

O calor irradiado pelo sol (insolação) chega no topo da camada da atmosfera, onde nossas nuvens e o tempo ocorrem, com comprimentos de onda entre 0,0003 e 0,003 mm. Esta faixa de comprimentos de onda inclui as ondas curtas, que são particularmente propensas a dispersão pelas moléculas de ar seco e vapor de água. Como nossos olhos reconhecem estas ondas eletromagnéticas como luz azul, nós vemos o céu como um grande capota azul. Quando grandes partículas de poeira e fumaça sobem na atmosfera, a luz azul do sol pode ser completamente bloqueada, enquanto as ondas longas penetram e tornam o sol visível como uma grande esfera vermelha. Embora estas interações das radiações solares com a atmosfera produzam alguns efeitos visuais, devido a sua natureza acabam produzindo somente um pequeno efeito na temperatura do ar. Em um dia sem nuvens, uma porção de radiação solar passa através do ar praticamente sem aquecê-lo. É a superfície da terra que recebe este calor, e a superfície aquece o ar que está em contato com ela. O praticamente incessante movimento do ar

então espalha o calor para cima na atmosfera. Comparada com a radiação solar, o calor vindo da terra (radiação terrestre) ocorre com um comprimento de onda mais longo, de aproximadamente 0, 004 a 0,04 mm. Uma pequena parte desta radiação terrestre provoca um efeito de aquecimento no vapor d água e dióxido de carbono existente no ar. A absorção direta pela superfície da terra é a origem do fato fundamental de que o ar, no sistema de tempo, é aquecido pela terra abaixo e não pelo sol acima.

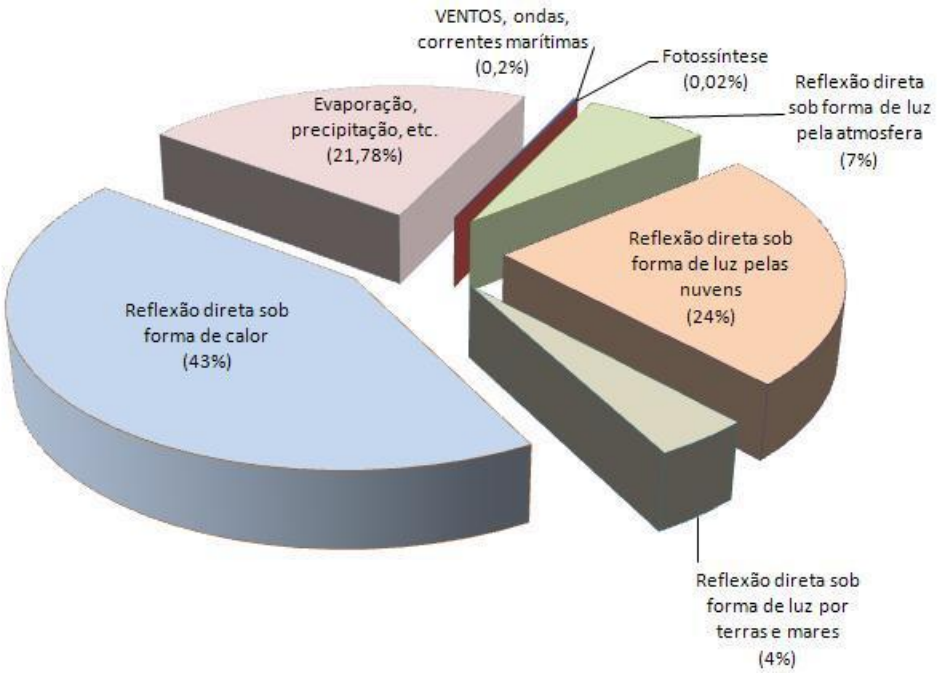


Fig. 3.e1 O gráfico acima mostra os diversos destinos da energia solar incidente na terra, sob forma de radiação.

O destino da insolação que chega à terra, depende da inclinação e natureza do terreno propriamente dito. Superfícies inclinadas para o lado do sol recebem mais calor radiante do que superfícies mais obliquamente inclinadas em relação aos raios de sol; algumas superfícies refletem em vez de absorver o calor radiante. Grama e plantas usam a radiação azul e vermelha do espectro solar para fotossíntese, mas refletem as faixas intermediárias verde de comprimento de onda. Superfícies cobertas com neve

ou gelo refletem entre 40 e 90% da radiação incidente, enquanto que uma superfície escura pode refletir somente 10 a 15% do calor radiante recebido. A potência reflexiva de uma superfície de água varia de acordo com o ângulo do zênite; é de aproximadamente 2% quando o sol está diretamente sobre a cabeça (posição vertical) e 35% quando o sol está só a 10 graus sobre o horizonte. A camada de nuvens também pode refletir a radiação; camadas finas de não mais de 500 ft (150m) de espessura podem refletir entre 5 e 65% da radiação incidente, enquanto para camadas mais espessas de aproximadamente 3.000ft (1.000m) ou mais refletem entre 45 e 85%.

A palavra em meteorologia para esta potência reflexiva é albedo. Isto é expresso como uma fração, em vez de percentual; uma potência reflexiva de 65%, por exemplo, é mais profissionalmente descrita como um albedo de 0,65.

A troposfera

Pelo fato do ar ser aquecido pela terra abaixo, não é surpresa saber que a temperatura do ar normalmente diminui com a altura. Quanto mais alto formos, mais frio será, até que atinjamos alturas onde o ar fica fora dos efeitos de larga escala e de longo termo do aquecimento e movimentos do ar abaixo.

A extensão vertical de larga escala e efeitos de longo termo do aquecimento e movimentação do ar mais baixo fica normalmente evidente com as medições verticais da temperatura do ar. Para obter estas medidas, os meteorologistas usam um aparato chamado rádio-sonda; este é um radiotransmissor leve, acoplado com dispositivos de medição de pressão, temperatura e umidade. O aparato é carregado para cima por um balão de gás, e enquanto sobe ele emite sinais por rádio que podem ser

monitorados e traduzidos em pressão, temperatura e umidade, lidos pelos operadores ou pelos aparatos de data-processamento no solo. O balão normalmente sobe entre 60.000ft (20.000m) e 90.000ft (30.000m) antes de queimar e deixar a rádio-sonda com um pequeno pára-quedas para reduzir sua velocidade de queda. Quando plotado contra a altura, as leituras de temperatura são usualmente parecidas com a dos gráficos mostrados na figura 3.1. A característica comum a todos estes gráficos são a esperada redução da temperatura com a altura na parte baixa da atmosfera e uma temperatura mais ou menos constante em altos níveis. O nível no qual a temperatura para de diminuir com a altura é distinta o suficiente para merecer uma denominação especial: é chamada de tropopausa. Abaixo da tropopausa fica a troposfera e imediatamente acima fica a estratosfera.

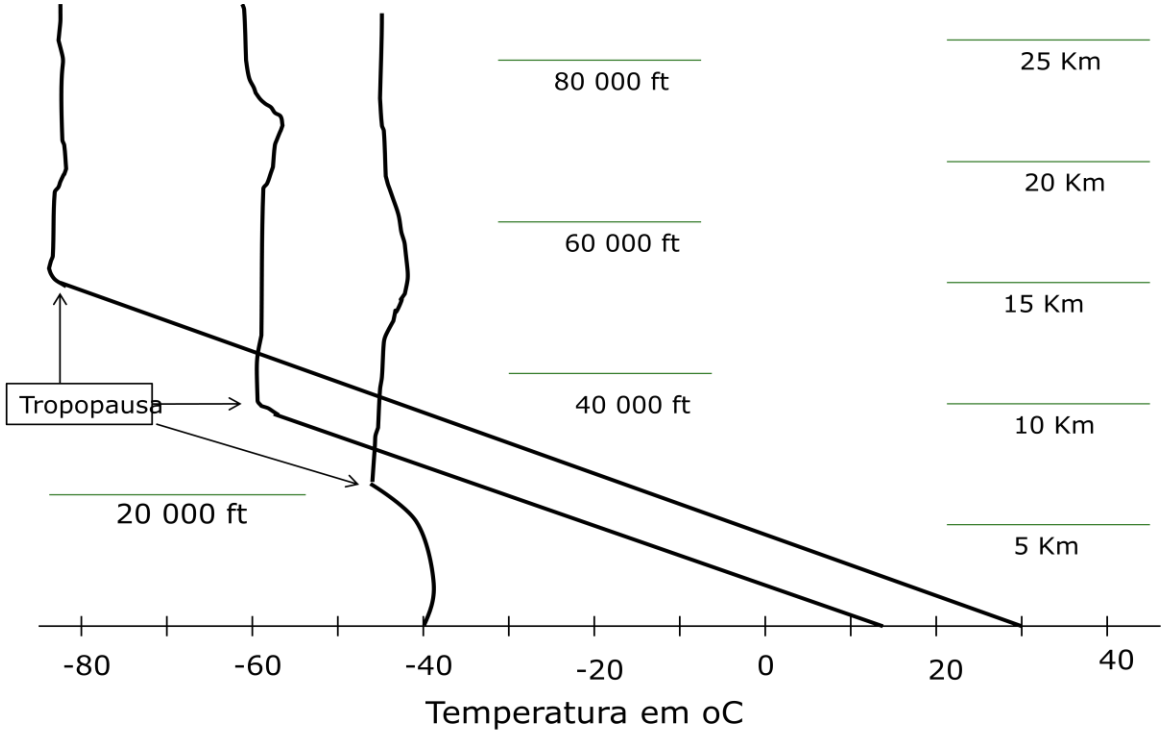


Fig. 3.1. Variações características da temperatura com a altura em latitudes tropicais, temperadas e polares. O nível que a temperatura cessa seu

decréscimo com a altura e se torna mais ou menos constante é chamada de Tropopausa. A Tropopausa é a base da estratosfera. Note que a temperatura na estratosfera acima dos trópicos é mais fria que sobre os pólos.

A Tropopausa age como um tipo de tampa na formação de nuvens para o exterior da terra. Nuvens raramente são encontradas na estratosfera, então, quando discutimos nuvens e sistemas de tempo nós podemos ter em mente a perspectiva de altura e profundidade lembrando que todas as nuvens ficam confinadas na atmosfera. Ao mesmo tempo a tropopausa não pode ser imaginada como um nível rígido, plano ou horizontal. Alterando de níveis mais altos sobre os trópicos para baixas altitudes sobre os pólos, conforme mostrado na figura 3.2., ela tem corcovas, buracos e falhas transitórias sobrepostas e uma tendência sazonal de subir no verão e descer no inverno. Os eixos de uma corrente de jato são normalmente perto do topo da troposfera e freqüentemente não longe dos degraus ou falhas da tropopausa.

Fig. 3.2. As linhas pontilhadas marcam aproximadamente a altura da tropopausa. È mais alta sobre o Equador e mais baixa sobre os pólos. Além das corcovas, buracos e falhas, a tropopausa tem uma tendência sazonal de subir no verão e descer no inverno e estar em níveis mais altos nos trópicos e mais baixo nos pólos. Quase todas as nuvens que nós vemos na atmosfera estão na troposfera, entre a superfície da terra e a tropopausa.

Taxa de variação vertical da temperatura

Em muitos processos meteorológicos, a taxa de variação da temperatura com a altura é mais importante que a temperatura propriamente dita, e para ser breve, a taxa de variação de temperatura com a altura é dita apenas como taxa de variação. A taxa de variação não é uma constante universal fixa; ela varia com o tempo, local e altura. Em média, a taxa de variação na troposfera é de aproximadamente 2oC (3.6oF) a cada 1.000ft (6.5 oC/Km), mas a estrutura mais refinada traz freqüentemente variações significativas da média. Alguns sistemas de tempo produzem camadas isotérmicas, nas quais a temperatura não muda com a altura, ou inversões nas quais a temperatura aumenta com a altura. Estas camadas são mostradas na figura 3.3.

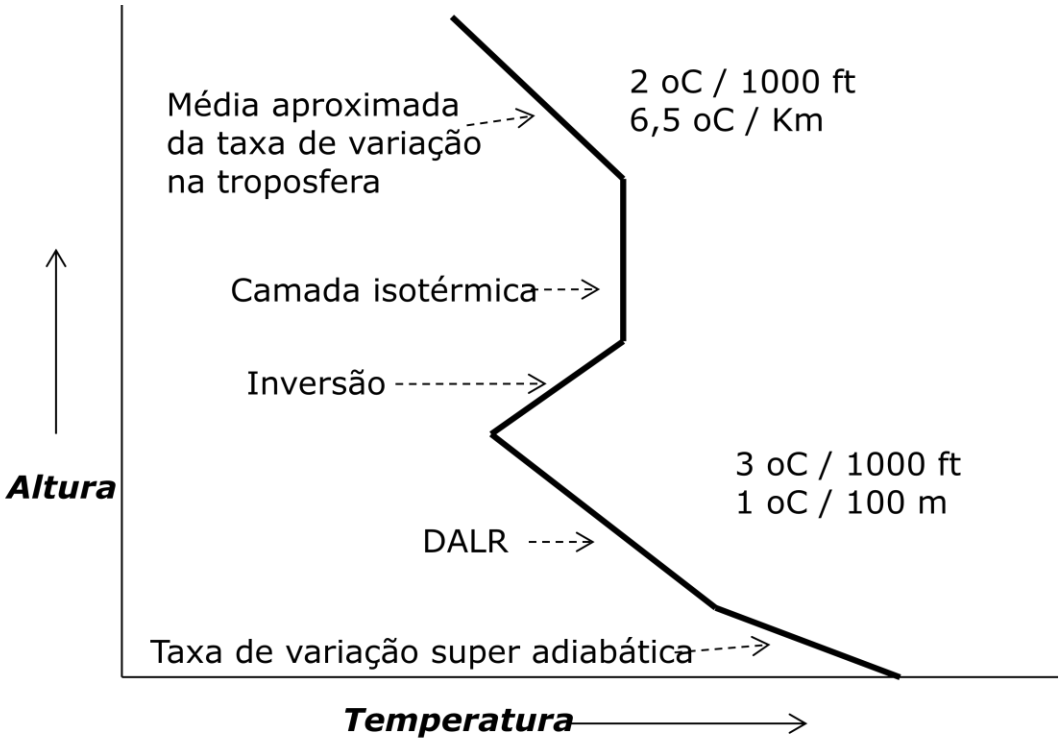


Fig. 3.3. A taxa de variação aproximada na troposfera é de 6.5 oC por kilômetro, mas variações locais são freqüentes. Qualquer camada nas quais a temperatura permanece constante com a altura é chamada de camada isotérmica. A temperatura aumenta com a altura em uma inversão. A taxa de variação adiabática seca (DALR) tem um significado especial na convecção, conforme será discutido mais tarde neste livro.

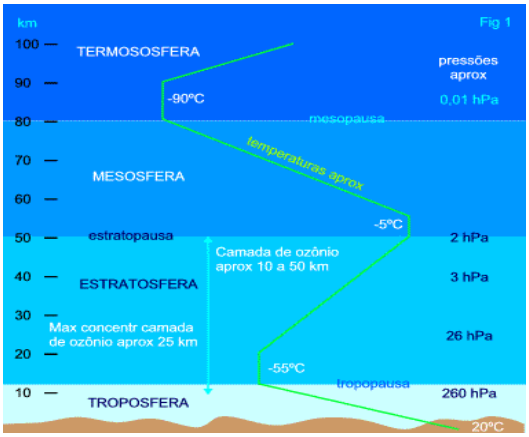


Fig. 3.3 (a) Visão geral da distribuição de temperatura na terra

Taxa de variação adiabática seca DALR

Devido à redução da pressão atmosférica com a altura, o ar que se move para cima na atmosfera se expande, e conforme se expande se esfria. Ar descendente é comprimido, e se aquece com esta compressão. As propriedades físicas do ar fazem com que uma parcela de ar seco que se move para cima ou para baixo na atmosfera, sem trocas calor com o ar ao redor, tenha sua temperatura reduzida quando sobe em aproximadamente 3 oC (5,4oF) a cada 1.000ft de mudança de altura (1oC para cada 100m), como indicado na figura 3.4. Esta taxa de variação é particularmente conhecida como Taxa de variação adiabática seca (DALR). Seca porque se refere a ar seco (apesar de ser também aplicada com ar que contém vapor d água desde que o vapor não condense durante o processo) e adiabática porque não tem troca de calor com o ar vizinho durante o processo.

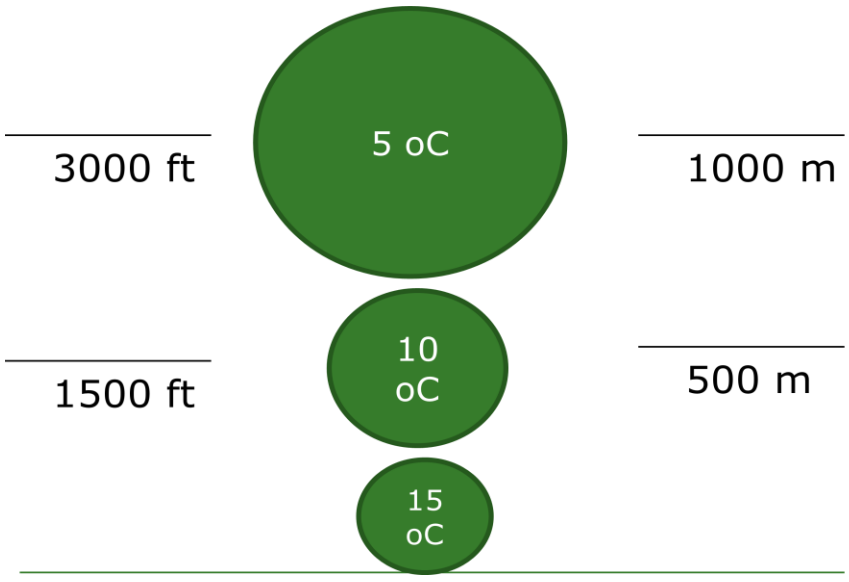


Fig. 3.4. Quando uma bolha de ar sobe na atmosfera e encontra menor pressão (uma vez que a pressão diminui com a altura), ela se expande. Com esta expansão ela esfria a uma taxa de variação adiabática seca de 1oC para cada 100m.

Na realidade, parcelas de ar na atmosfera persistentemente sobem e descem pela turbulência e redemoinhos que freqüentemente se estendem até algumas poucas centenas de pés nas mais variadas condições de vento, e estas parcelas se misturam e trocam calor com o ar ao seu redor. Então, conforme o movimento vertical acontece, a taxa de variação da temperatura do ar ao redor ficará cada vez mais parecida com a DALR (Drew Adiabatic Lapse Rate - taxa de variação adiabática seca). De fato, a taxa de variação de um ar bem misturado perto da superfície do solo ou do oceano até a altura de umas poucas centenas ou poucos milhares de pés é freqüentemente muito parecida com a DALR.

Taxas de variação super adiabáticas

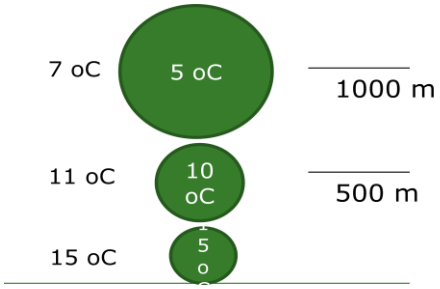
Sobre o solo aquecido pelo sol, bolhas de ar aquecido perto do solo sobem e se misturam com o ar ao redor. Mas, quando a luz solar é forte, conseqüentemente a taxa de aquecimento do solo é rápida e a mistura se torna relativamente muito lenta para formar uma camada bem misturada que atinja a taxa de variação adiabática. Então, o decréscimo da temperatura com a altura é maior que a DALR, conforme ilustrado na figura 3.3.. Isto é normalmente encontrado sobre o solo aquecido até poucas centenas de pés em climas temperados e poucos milhares de pés em regiões mais quentes.

Estabilidade

Se uma parcela, ou bolha, de ar seco sobe sem se misturar com a camada de ar ao redor, onde a taxa de variação é menor que a DALR, o ar que sobe se torna mais frio e denso que o ar ao redor, conforme mostrado na figura 3.5 (a). Sendo mais denso que o ar ao seu redor, a bolha começa a descer até seu nível original. O fato de que a bolha poderia se misturar com o ar ao redor não

altera esta conclusão; até que a bolha se torne completamente erodida pela mistura ela ainda será mais fria que o ar ao redor. Então a taxa geral tenderá suprimir as correntes verticais que ocorrem esporadicamente na camada.

Se, entretanto, a taxa de variação geral do ar é maior que a DALR da bolha que sobe, esta se torna mais quente que o ar ao redor e poderia, com isto, ser propelida para cima devido a sua maior flutuabilidade, conforme mostrado na figura 3.5 (b).



3.5 (a) Uma camada da atmosfera é dita estar estável quando o movimento vertical do ar é suprimido. Nesta ilustração, vamos supor que a temperatura atual de uma massa de ar seja 15oC no nível do solo, 11oC a 500 m e 7oC a 1.000 m. Se uma bolha de ar subir nesta massa de ar do nível do solo para, digamos 1.000m, conforme indicado na figura 3.4, ela se tornará mais fria que o ar ao redor neste nível e conseqüentemente mais densa; então, uma flutuabilidade negativa poderia forçar a bolha de volta para o solo. Com isso, as correntes verticais de ar nesta ilustração tenderiam ser suprimidas.

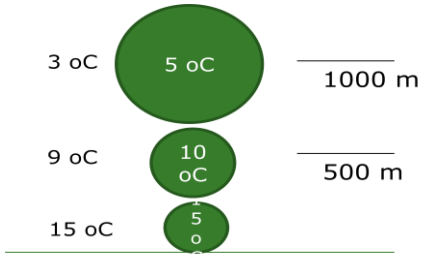


Fig. 3.5 (b) Suponha que uma massa de ar esteja a 15 oC no nível do solo, 9 oC a 500 m e 3 oC a 1000 m. Se uma bolha de ar sobe do nível do solo nesta massa de ar e se expande enquanto esfria conforme a figura 3.4 e 3.5 (a), ela se tornará mais quente que o ar ao redor. Com isto, ela aumentará a

flutuabilidade e continuará subindo. A massa de ar na qual o movimento vertical é impulsionado é chamado instável.

As camadas onde a taxa de variação inibe as correntes verticais de ar são chamadas estáveis, enquanto que as camadas cujas taxas de variação permitem o movimento vertical são chamadas instáveis. Estes dois termos são empregados nos jargões meteorológicos e do vôo a vela. Eles são usados freqüentemente de forma pobre e imprecisa por ambos, meteorologistas amadores e profissionais, para indicar o provável desenvolvimento do fenômeno de convecção, que será discutido mais adiante neste livro.

Radiação noturna

Durante a noite, o solo sem cobertura de nuvens é como se fosse um bule de chá sem tampa – ficará frio, ou mais precisamente, perderá calor por radiação. Como conseqüência, o ar perto do solo também é resfriado e sua temperatura diminui. O efeito deste esfriamento é normalmente espalhado para cima na atmosfera pela turbulência. Em ventos suaves a extensão vertical da turbulência é freqüentemente 200m ou menos, e uma forte queda de temperatura ocorre nesta camada de baixo nível onde o resfriamento fica confinado. Então, em noites sem nuvens com ventos leves, a radiação noturna pode produzir uma inversão de temperatura em baixos níveis. A inversão é, logicamente, uma camada muito estável. Ela empurra para baixo qualquer movimento vertical que exista, e então o esfriamento é mantido em uma camada de ar cada vez mais rasa. No final de uma clara e calma noite, não é raro que a temperatura a 1 m acima do solo seja aproximadamente 5oC maior que no nível do solo propriamente dito e 5–8oC menor que a temperatura a aproximadamente 1.000ft (300m).

Pelo fato do ar frio e denso tender a descer, é que vales e cavidades se tornam particularmente frios em noites claras e calmas.

No nível do solo a perda de calor pela radiação é parcialmente compensada pela condução de calor para cima, vindas de camadas mais baixas do solo, de aproximadamente 1 m de profundidade, onde a temperatura da terra muda muito lentamente e, normalmente, é maior que a temperatura na superfície do solo em noites claras. Esta condução de calor para cima não é suficiente para compensar o esfriamento pela radiação da superfície, mas pode causar variações locais na temperatura do solo. Em noites com condições claras e calmas a temperatura na superfície de solos arenosos, que são maus condutores de calor, são freqüentemente 2–6oC mais baixos que aqueles em superfícies de solos argilosos.

Medições de temperatura

Para obter indicativos da temperatura do ar na meteorologia padrão, em escala mais larga do que influências locais, os meteorologistas têm que padronizar a forma de medir a temperatura. A menos que indicado de outra forma, a temperatura da superfície do ar é obtida pela leitura da temperatura mostrada por um termômetro isolado da radiação direta (ainda que bem ventilado) colocado entre 1,25–2m acima do solo com superfície de grama rasa, longe de edificações, árvores ou grandes objetos.

Para atingir esta exposição, os meteorologistas normalmente colocam os termômetros em uma caixa branca com venezianas duplas, chamada Abrigo Stevenson.

Um grande Abrigo Stevenson pode também alojar outros termômetros, incluindo os equipados para registrar as

temperaturas máximas e mínimas, e um termógrafo que usa como controle de temperatura a flexão de um par bi-metálico para gravar a temperatura em uma carta de movimento lento.

Cap. 4 – Mistura

Todo ano, pouco mais de 300.000km cúbicos de água evapora do mar para a atmosfera, formando um reservatório global de mais de 1.000 milhões de km cúbicos de água. Outros 60.000 km cúbicos evaporam anualmente de lagos, rios, solo úmido, árvores e vegetais.

Na atmosfera esta água é, em sua maior parte, disfarçada na forma de um gás invisível, chamado vapor de água. A quantidade de vapor de água em uma amostra de ar depende fundamentalmente do caminho que a amostra vem seguindo. Durante uma travessia no oceano ou sobre um solo relativamente úmido a amostra estará sempre adquirindo água que evapora para o ar da superfície úmida ou de água. Esta evaporação não continua indefinidamente. Um limite pode ser atingido quando o ar se torna saturado com vapor de água. Este limite depende principalmente da temperatura do ar; ar quente pode absorver mais vapor de água que ar mais frio. Um quilo de ar tropical quente com temperatura de 35oC pode conter aproximadamente 40g de vapor de água, mas somente 1g de vapor de água é necessário para saturar 1 kg de ar frio continental de inverno a 15oC.

Condensação

Se o ar que está saturado com vapor de água for esfriado, ele se tornará supersaturado – contendo mais vapor de água que o necessário para saturação naquela temperatura mais baixa. O excesso de vapor de água normalmente condensa em torno das abundantes partículas microscópicas de poeira e sal contidas na atmosfera e forma pequenas gotículas, que em grande número se tornam coletivamente visíveis na forma de neblina ou nuvem. Neblina surge do resfriamento da massa de ar úmido pelo solo ou

superfície do mar relativamente mais frio. Nuvens são conseqüência do resfriamento do ar que sobe e se expande.

Congelamento

O ponto de congelamento da água é 0oC, mas, a menos que a temperatura do ar esteja bem abaixo do ponto de congelamento, uma gotícula de água para congelar necessita uma partícula adequada, ou núcleo. Não existem suficientes partículas adequadas para mais do que uma pequena fração de gotículas de água que formam a maioria das nuvens, então, não é totalmente estranho que nuvens formadas por gotículas de água super congeladas permaneçam na sua forma líquida acima do nível de congelamento, ou seja, altitude na qual a temperatura do ar, que diminui com a altura, atinge 0oC.

Precipitação

Garoa, chuva, pancadas de chuva, neve e granizo são tipos de precipitação que ocorrem quando água, na forma de gotículas, gotículas interligadas com cristais de gelo ou pedras de gelo caem da nuvem. Gotículas de água e cristais de gelo, entretanto, não caem da nuvem logo que são formados. O diâmetro de uma gotícula mede tipicamente 20 mícrons aproximadamente, ou menos, sendo um mícron a centésima parte de um milímetro. Como gotícula, esta irá cair naturalmente através do ar, mas sua velocidade de queda é muito lenta e ela normalmente não irá atingir o solo – irá permanecer no ar sustentada pelas correntes verticais associadas ao processo de formação da nuvem, e, atingindo a base, topo ou laterais da nuvem, logo evaporam no ar relativamente mais seco ao redor desta nuvem. Uma gota de

água deve ser grande o suficiente para atingir a velocidade necessária para atingir o solo. Na forma de uma gota de água, deve ter um diâmetro entre 1 – 4 mm. Gotas de chuva de 2 mm de diâmetro equivalem em tamanho a aproximadamente 1 milhão de gotículas que formam a nuvem, que, como parte da nuvem, ocupam um volume de aproximadamente 1 litro (tamanho de um pequeno melão). O espaço entre as gotículas de uma nuvem é aproximadamente cinqüenta vezes seu diâmetro. A figura 4.1. ilustra os espaços envolvidos.

A física nos diz que não existe nenhuma chance de que gotículas de água de uma nuvem cresçam por condensação direta até atingir o tamanho de gotas de chuva, acumulando vapor em suas superfícies. Com isso, a produção de chuva envolve um processo mais complicado para unir bilhões de finas e dispersas gotículas de água de uma nuvem e formar gotas relativamente enormes de chuva.

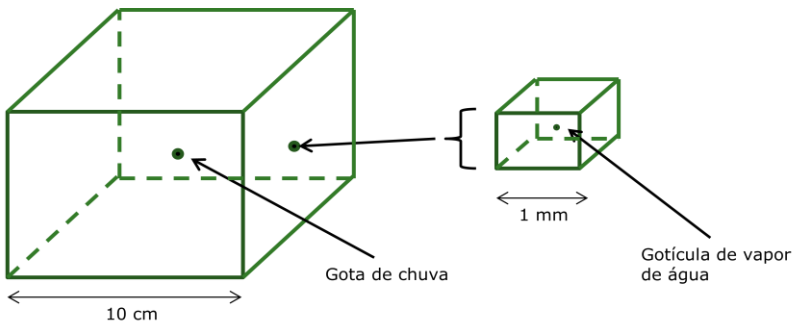


Fig. 4.1. Os tamanhos relativos de gotículas de uma nuvem e gotas de chuva, e do espaço entre elas, são ilustrados na figura. Se nós imaginarmos que 1 litro em volume (10x10x10 cm3) é composto por um milhão de cubos de 1 mm3, a nuvem poderia conter a média de uma pequena gotícula em cada milímetro cúbico. Uma agregação de um milhão destas gotículas seriam necessárias para formar uma gota de chuva com diâmetro entre 1 a 4 mm. O crescimento de um milímetro cúbico a direita é uma indicação das distâncias relativamente grandes entre as gotículas de nuvem comparada com seus diâmetros.

Existem dois mecanismos básicos na produção de chuva. Gotículas de vapor de uma nuvem não são do mesmo tamanho, e então sua velocidade de queda, além de muito pequena, não é a mesma; uma gotícula relativamente maior cai mais rápido que outras menores existentes no seu caminho. Então, as gotículas maiores crescem ainda mais quando vão "pegando" outras gotículas menores e mais lentas pelo caminho. Este processo de absorção de gotículas menores é auto excitado pelo crescimento cada vez maior e também maior velocidade de queda das gotículas maiores quando absorvem as menores.

Outro processo básico do mecanismo de produção de chuva é chamado de processo de Bergeron-Findeisen, depois que os dois meteorologistas expuseram a teoria. Este processo ocorre em regiões super congeladas da nuvem, logo acima do ponto de congelamento. A maioria das gotículas não congela devido a costumeira falta de núcleos de condensação. Entretanto, a física faz com que, perto dos relativamente poucos cristais de gelo que se formam nos esparsos núcleos de condensação, as gotículas da nuvem na vizinhança evaporem e o vapor resultante se condensem nos cristais de gelo, os quais crescem em tamanho. Conforme o cristal cai através da nuvem, ele cresce não somente pela condensação, mas também pelo processo de absorção. Como no mecanismo de absorção, o processo de Bergeron – Findeisen pode ser auto excitado.

Quando uma pequena gota de água congela na atmosfera, sua superfície normalmente congela primeiro. Quando o interior congela posteriormente, ele se expande pode quebrar a concha externa e ejetar finas partículas de gelo que formam núcleos adequados onde mais gotículas podem congelar. Então, uma vez que a produção de cristais de gelo (glaciação) é iniciada na região de congelamento de uma nuvem, ele acontece rapidamente. O

processo todo pode produzir cristais de gelo de muitos milímetros em aproximadamente uma hora.

Granizo e neve

Quando uma pelota de gelo colide com uma gota de chuva, a água cobre a pelota com uma mistura de bolhas de ar e água, ou com uma lustrosa camada de gelo. É comum que as nuvens nas quais este processo ocorre, tenham grande desenvolvimento vertical e contenham fortes correntes ascendentes, suficientes para suportar aquelas pelotas até que elas cresçam atingindo muitos milímetros. Quando as ascendentes em uma nuvem de produção de granizo são particularmente fortes, pedras de gelo poderão adquirir muitas camadas de gelo opaco ou brilhante antes de caírem da nuvem na forma de mísseis. Pedras de gelo do tamanho de uma bola de golfe não são raras, e pedras com 120 mm (5pol) já foram reportadas.

Quando uma nuvem está inteira acima do nível de congelamento, o produto do processo de precipitação compreende miríades de cristais de gelo interligados, mais conhecidos como flocos de neve.

Calor latente

Se você medir a temperatura da água sendo aquecida por uma resistência elétrica, você poderá observar que a temperatura cresce até o ponto de ebulição da água (100oC ou 212oF em média no nível do mar), e então permanece neste patamar até que toda água tenha evaporado. A interpretação destas observações é que durante o primeiro estágio deste simples, mas inconveniente, experimento de cozinha, o calor está sendo usado para elevar a temperatura da água, mas durante o processo de ebulição, o calor é usado somente para converter a água em

vapor. Este calor levado embora com o vapor é chamado de calor latente da evaporação da água.

A água não precisa ser aquecida a 100 oC antes de começar evaporar; ela evapora de qualquer superfície úmida em correntes de ar relativamente secos, e o vapor adquire calor latente retirado do ar no qual a evaporação acontece.

Um dos menos impressionantes instrumentos, mas de grande valor para os meteorologistas, é o higrômetro de bulbo seco e úmido. Consiste em dois termômetros colocados lado a lado, sendo que um deles tem seu bulbo coberto com algodão permanentemente úmido por um pequeno depósito de água. A menos que o ar ao redor esteja saturado, água evapora do algodão extraindo calor latente ao redor. Então, o termômetro de bulbo úmido é resfriado. Conforme a corrente de ar seco passa pelo termômetro, maior a evaporação e maior será a diferença entre os termômetros de bulbo seco e úmido. Uma régua de cálculo especial ou tabela é usada para calcular a umidade contida no ar a partir das duas leituras dos termômetros.

Quando o vapor condensa de volta para a forma líquida, ele devolve o calor latente para o seu redor. Esta liberação de calor latente tem um efeito significativo na taxa de redução da temperatura em uma bolha de ar saturado. Quando uma bolha de ar saturado sobe e se expande, ela esfria e então se torna supersaturada. Seu excessivo vapor de água condensa e libera calor latente para o ar. Então o decréscimo de temperatura é menor que a taxa adiabática seca descrita no capítulo 3. De fato, as propriedades físicas do ar e água mostram que a temperatura de uma bolha de ar saturado diminui aproximadamente a metade da DALR em baixos níveis na atmosfera. Esta taxa, de aproximadamente 0,5 oC a cada 100 metros, aplicável para ar

saturado subindo, e é conhecida como taxa adiabática úmida, ou taxa adiabática saturada (SALR – Saturated Air Lapse Rate).

O conceito de estabilidade, também introduzido no capítulo 3, pode ser estendido para camadas de ar saturado, substituindo a DALR por SALR.

Medidas de umidade

Existem várias maneiras de expressar a saturação do ar. O método mais direto é definir a quantidade de vapor de água contida em gramas por quilo de ar seco, mas outros modos de expressar são ás vezes mais convenientes. O nome familiar, umidade relativa, mostra a quantidade de vapor de água contida no ar como uma percentagem da quantidade necessária para saturação. Outro método de expressar a mistura contida no ar é determinar seu ponto de orvalho; ponto de orvalho é a temperatura na qual o ar tem que ser esfriado (sem mudar sua pressão) para levá-lo ao ponto de saturação.

Estas e outras formas de expressar a umidade do ar têm seus usos particulares. No dia a dia meteorológico, o termo ponto de orvalho é usado juntamente com a temperatura. Mas para ter um entendimento do processo físico do tempo é normalmente mais instrutivo falar e pensar em termos de conteúdo de vapor de água; esta maneira de expressar transmite mais efetivamente a idéia que o ar pode conter e carregar com ele uma certa quantidade de vapor de água invisível.

Cap. 5 – Nuvens

O ar ascendente se expande, esfria e, se este estiver suficientemente úmido, parte deste vapor pode condensar na forma de nuvem de pequenas gotículas de vapor. Todas as nuvens nascem de ar ascendente. Então, uma questão pertinente seria: o que faz com que o ar suba? Elevações no terreno? Sim, esta é uma resposta óbvia, a qual muitos montanhistas podem confirmar. Se o vento sopra de encontro a uma encosta de montanha e atinge seu nível de condensação ao subir por esta encosta – o nível no qual o esfriamento pela subida produz saturação –, então uma nuvem será formada. Estas nuvens nem sempre aparecem perto do topo da montanha; elas aparecem, ás vezes, mais altas no céu, quando o ar em baixos níveis é relativamente seco. Por outro lado, não é raro que o ar em baixos níveis seja úmido e a condensação seja tão prolífica que muitas das pequenas gotículas se tornem grandes gotas e caiam da nuvem em forma de chuva, ou a temperatura seja baixa o suficiente para nevar. Qualquer que seja o efeito, esta nuvem que foi produzida pelo ar soprando sobre um terreno com elevação, conforme ilustrado na figura 5.1, é chamada nuvem orográfica e a conseqüente chuva é chamada chuva orográfica.

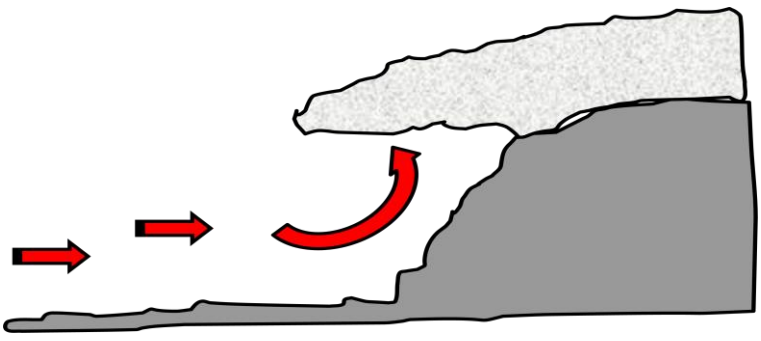


Fig. 5.1. O ar soprando em uma encosta de montanha esfria, e seu esfriamento leva a condensação, formando então uma nuvem orográfica.

Nuvem de convecção

Quando uma corrente de ar sopra sobre um terreno ou oceano relativamente mais aquecido, o ar em níveis baixos é aquecido pelo terreno/oceano. Conforme é aquecido, esta parcela de ar se torna mais leve – e bolhas dele começam a subir dentro do ar ao redor. Quando estas correntes convectivas são suficientes para suportar um vôo de planador, elas são chamadas de térmicas. Se o ar ao redor é relativamente mais frio, as bolhas podem penetrar até alturas de muitos milhares de metros na atmosfera, e novamente as ascendentes provocarão resfriamento, condensação e nuvens.

Conforme desenhado na figura 5.2, estas nuvens tem diferentes formatos dependendo do processo que as formou. Com bases aproximadamente chatas, as nuvens formadas pelo processo de convecção por aquecimento do ar perto do solo, parecem bolas de algodão flutuando no céu.

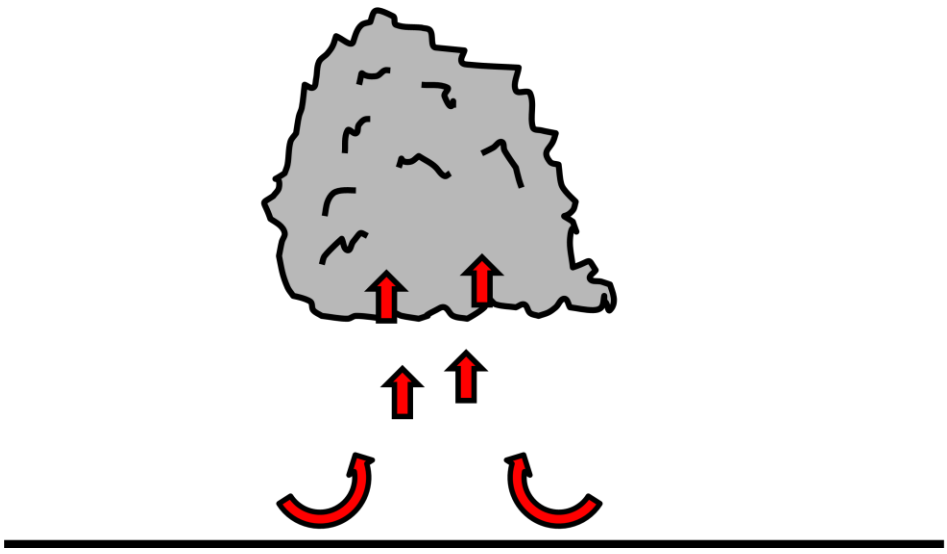


Fig.5.2. Nuvens formadas pelo esfriamento e condensação de correntes convectivas são uma variação de nuvem do tipo Cúmulos.

Cumulus, como este tipo de nuvem é chamada, é comumente encontrado em correntes de ar suficientemente úmidas e frias que são aquecidas por baixo. Algumas vezes as nuvens são dispersas e pouco profundas, tendo somente 1.000ft (300m) da base ao topo; às vezes elas crescem em nuvens de Cumulonimbos que tem suas torres atingindo níveis perto dos 30.000ft (10.000m) ou mais, espalhando seu topo que assume um formato de bigorna. Escuras e assustadoras quando vistas de baixo, estas nuvens de convecção normalmente produzem fortes pancadas de chuva, granizo ou neve, podendo ainda gerar tempestade e raios.

Cumulus e Cumulonimbos são dois tipos de nuvens de convecção. Nem todas as nuvens de convecção nascem do ar subindo do solo

ou superfície do oceano. Algumas vezes as condições da taxa de esfriamento do ar e a temperatura favorecem a convecção, que é criada por correntes de ar bem acima no nível do solo ou superfície do oceano.

Camadas de nuvens

Em sistemas de tempo como as frentes, as quais serão descritas no capítulo 6, o ar sobe muito lentamente (entre 30 e 300 ft/h) sobre grandes áreas. Novamente as ascendentes produzem resfriamento do ar que, se for suficientemente úmido, irá condensar em forma de nuvem. Mas em contraste com o tipo de nuvem de convecção, esta nuvem forma uma relativamente grande e plana camada, conhecida como um dos tipos de nuvens de stratus.

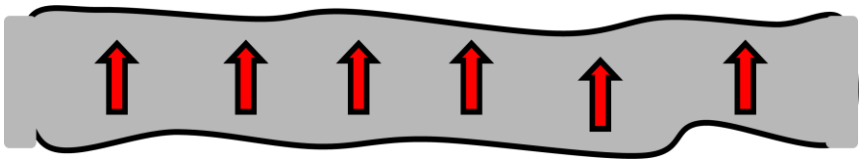


Fig. 5.3. Uma extensa camada de nuvem é produzida quando o ar é esfriado e condensado conforme sobe lentamente sobre uma grande área.

Nuvens de turbulência

Uma terceira causa que faz com que o ar suba acima de sua camada de condensação é a turbulência. Conforme mencionado no capítulo 2, o atrito encontrado pelo vento sobre o solo cria uma camada de ar turbulento do nível do solo até 100 ou 200 m em ventos fracos, e até 3.000–6.000ft (1.000–2.000m) em ventos fortes. A superfície do mar produz algo similar mas com efeito menor. Com vento muito forte a turbulência é freqüentemente violenta, mas mesmo em ventos fracos, quando a turbulência é somente um pouco mais que um leve movimento, alguma porção de ar em baixos níveis é elevado através da

camada turbulenta, e se esta elevação se estende acima do nível de condensação, uma nuvem irá formar no formato da figura 5.4.

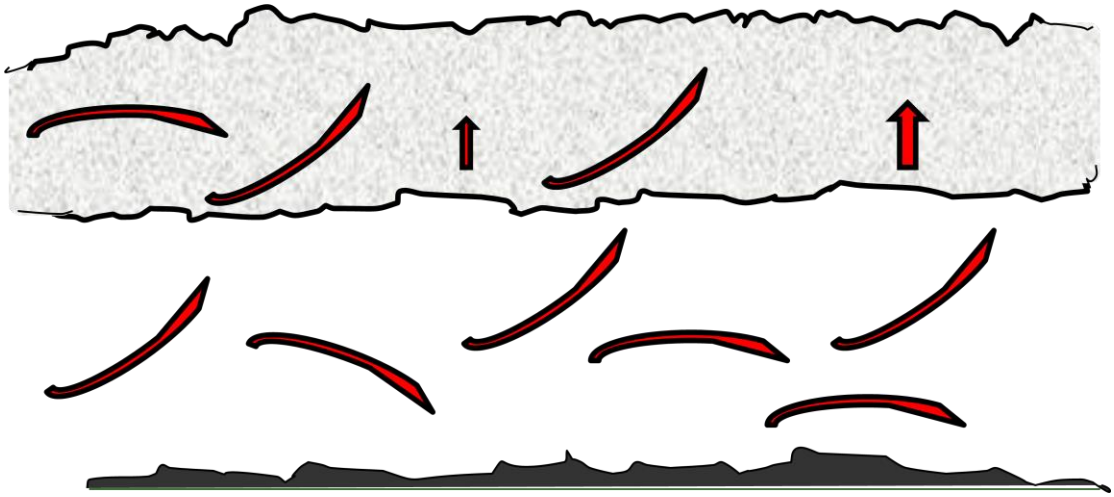


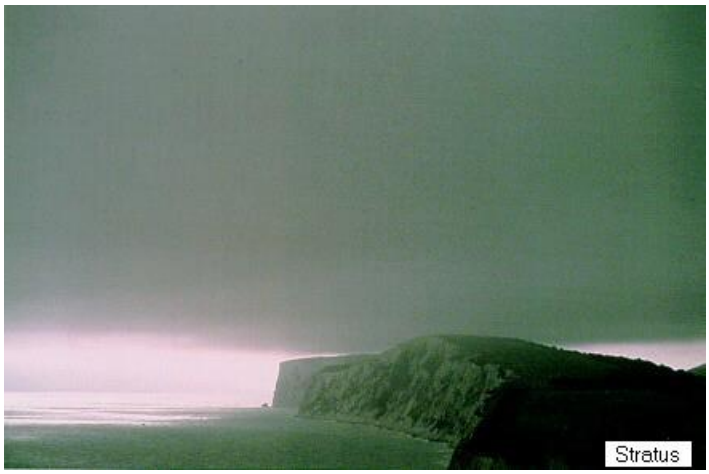
Fig. 5.4. Uma elevação geral do ar em baixos níveis produz nuvens tipo Strato cumulus acima do nível de condensação.

Estas nuvens, sendo uma mistura entre os tipos stratus e cumulus, são chamadas stratocumulus, mas se ela se forma em níveis muito baixos, normalmente aparecem na cor cinza e sem forma definida, e então são chamadas de stratus.

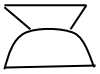
Classificação das nuvens

Da discussão sobre a formação de nuvens, nós vemos que existem duas classes principais: cumuliformes e estratiformes. Nós podemos pensar que estas classes são simplesmente nuvens de pilhas e nuvens de camadas, mas nós temos que adquirir alguma familiaridade com as descrições mais formais dos tipos e estrutura das nuvens. Pela convenção internacional, baseada em observações globais, as nuvens são classificadas em dez principais tipos. Nomes em latim são usados – cirrus (cabelo), cumulus (chapéu), stratus (camada), nimbus (pancada de

chuva). As principais características da classificação estão descritas na tabela 5.1. e ilustradas na figura 5.5.



Nome	Abrev.	Descrição	Símbolos
Cirrus	Ci	Nuvens com branco destacado ou com sua maioria branca formada de delicados filamentos, ou manchas, ou estreitas bandas.	
Cirrocumulus	Cc Ci-Cu	Fina mancha, folha ou camada branca composta de pequenos elementos na forma de grãos ou ondulações mais ou menos regularmente arranjados; a maioria destes elementos tem uma largura aparente de menos de um grau.	
Cirrostratus	Cs Ci-St	Nuvens translucidas ou como um véu branco que geralmente produzem Fenômeno do halo (produzido pela refração e reflexão da luz através dos prismáticos cristais de gelo dos quais a nuvem é formada, o mais comum fenômeno de halo é um branco ou levemente colorido anel ao redor do Sol ou da Lua; o ângulo entre o arco deste halo e o Sol ou Lua é de 22 graus.	
Altocumulus	Ac Alto-Cu	De cor branca ou cinza, folha ou camada de nuvens compostas de massas arredondadas ou rolos; formados por pequenos elementos mais ou menos regulares normalmente tem uma largura aparente de um a cinco graus.	
Altostratus	As Alto-St	Nuvem com aparência de folha acinzentada sem apresentar fenômeno de halo e através da qual o sol é pouco visível.	
Nimbostratus	Ns Nb-St	Camada de nuvem cinza espessa suficiente para bloquear o Sol	

Nome	Abrev.	Descrição	Símbolos
Stratocumulus	Sc St-Cu	Manchas, folhas ou camadas cinzas ou esbranquiçadas de nuvens compostas de massas ou rolos arredondados a maioria pequenos elementos mais ou menos regularmente arranjados tem uma aparente largura de mais de5 graus.	
Stratus	St	Camada de nuvens geralmente cinza com uma base uniforme.	
Cumulus	Cu	Nuvens destacadas se desenvolvendo verticalmente na forma de montes com topos com formato de couve Flor.	
Cumulonimbus	Cb Cu-Nb CuNim Cu-Nimb	Nuvem densa com considerável extensão vertical, na forma de uma montanha ou torres enormes. Parte de sua porção superior é normalmente esparramada e parcialmente plana; esta parte se espalha para fora dos contornos na forma de uma bigorna ou uma vasta cabeleira	

Observações têm mostrado que nuvens são encontradas em uma faixa de altitudes que variam do nível do mar até a tropopausa e, por convenção, este faixa é dividida em três níveis distintos; altos, médios e baixos. Cada nível é definido de acordo com os tipos de nuvens que mais freqüentemente contém. Nós temos:

Cirrus, Cirrocumulus e cirrostratus	em altos níveis
Altocumulus	níveis médios
Stratocumulus e stratus	em baixos níveis

Os dois níveis superiores se sobrepõem e suas profundidades variam com a latitude, com os limites aproximados sendo:

	Reg. polares	Reg. temperadas	Reg. Tropicais
Altas	10-25 000 ft (3 – 8 Km)	16,5-45 000 ft (5 – 13 Km)	20-60 000 ft (6 – 18 Km)
Médias	6,5-13 000 ft (2 – 4 Km)	6,5-23 000 ft (2 – 7 Km)	6,5-25 000 ft (2 – 8 Km)
Baixas	0 - 6500 ft (0 – 2 Km)	0 - 6500 ft (0 – 2 Km)	0 – 6500 ft (0 – 2 Km)

Os tipos de nuvens, as quais nem sempre estão confinadas nestes grandes níveis são:

Altostratus que são encontrados em níveis médios, freqüentemente se estendem mais para cima.

Nimbostratus: que são invariavelmente encontrados nos níveis médios, mas normalmente se estendem para ambos níveis, mais baixo e mais alto.

Cumulus e Cumulonimbus: normalmente tem suas bases em níveis baixos, mas seus topos podem atingir os níveis médios ou altos.

Observações peculiares do formato das nuvens e nas diferenças da sua estrutura interna tem levado a uma subdivisão da maior parte dos tipos de nuvens em várias espécies. Três destas espécies são:

Altocumulus castellanus: (Ac cas ou Alto-Cu Cast): altocumulo com destacadas torretes, grupos que parecem ser arranjados em linhas e conectados por uma base comum. O termo castellanus pode também ser aplicado a Ci, Cc e Sc.

Altocumulus lenticularis: (Ac len ou Alto-Cu Lent): Altocumulus que tem o formato de lente, frequentemente alongado e normalmente com bordas bem definidas.

Stratus fractus (St fra): mais conhecido como Fracto-stratus (Fr-St). Stratus esfarrapado em pedaços irregulares. O termo fracto também pode ser aplicado a cumulus esfarrapados.

Observação das nuvens

Na maioria das estações meteorológicas, a observação de nuvens compreende três itens: o tipo da nuvem, a quantidade de nuvem deste tipo no céu e a altura da base acima do nível da estação de observação.

Conforme a classificação dos tipos de nuvens descrita até aqui, podemos notar que a classificação se dá segundo o formato, e não ao método de formação da nuvem. Isto pode, à primeira vista, parecer ser algo não científico, mas o observador normalmente tem informações suficientes para especular o motivo pelo qual a nuvem está lá, ou como obteve seu formato; com isto, é suficiente que ele informe o que vê no momento, permitindo aos demais interpretar suas observações de acordo com seu interesse especial. Normalmente mais de um tipo de nuvem são vistos juntos, e o observador, com regras de

procedimento e códigos para guiá-lo, estabelece um compromisso entre brevidade e rigor ao descrever o estado do céu.

A quantidade de nuvens é normalmente reportada em oitavos de céu encoberto; 4/8 significa que a metade está encoberta; 8/8 totalmente encoberto. Algumas vezes a internacionalmente convencionada palavra oitavos é substituída por oitos.

Medir a altura das nuvens, ou teto, é uma tarefa que tem várias dificuldades oriundas das condições gerais de tempo e instalações locais. A maioria dos observadores se obriga a estimar, e por mais conscienciosо e experimentado que um observador possa ser, dificilmente poderá estimar a altura das nuvens com uma margem de erro menor que 20% da altura real. Algumas vezes a precisão é menor. Para ter uma idéia da dificuldade da tarefa nós temos que pensar que nossos olhos são muito ruins para definir distâncias; nós julgamos distâncias por nada mais que o tamanho aparente de objetos familiares. O método para estimar distâncias de duas casas ou da altura de um planador é virtualmente comparar o tamanho aparente destes objetos com o tamanho standard que nós conhecemos. Mas nuvens não são restritas a uma pequena gama de tamanhos; a variedade nos tamanhos vai desde pequenas nuvens a uma camada de cobertura que cobre todo o céu, e então seu tamanho aparente é um falso guia para determinar suas alturas ou suas distâncias para frente. Sua aparente velocidade de deslocamento pode muitas vezes ajudar; quanto mais baixa estão as nuvens mais rápido parecem se mover, mas alguma idéia da velocidade do vento no nível da nuvem é necessária para poder decidir se a velocidade aparente é devido a baixa altura ou se a nuvem está realmente se movendo rapidamente devido ao vento forte.

Quando temos 8/8 de camada estratiforme presente, a estimação da altura passa ser simplesmente uma adivinhação baseada na

experiência. Felizmente, a altura na qual a nuvem está pode normalmente ser medida por técnicas instrumentais. Uma das maneiras é medir o tempo que um balão de hidrogênio com determinada flutuação leva para ir do solo até a base da nuvem. Em algumas estações meteorológicas, a simples trigonometria é usada para determinar a altura da nuvem a partir de uma medida angular da elevação de um ponto na camada de nuvens a noite, formado por um facho de luz vertical posicionado a uma distância conhecida, mas um numero cada vez maior de estações vem sendo equipadas com vários equipamentos para medir a altura das nuvens, como radares meteorológicos, luz pulsante, ou técnicas de laser. Estes dispositivos são caros e alguns necessitam operadores bem treinados, especialmente em ocasiões quando temos nuvens baixas com neblina ou fumaça, que tornam a base da nuvem difícil ser definida.

Satélites orbitais provêm muitos serviços meteorológicos com fotografias diárias das nuvens vistas de uma distância de aproximadamente 400NM (800 km) até 20.000NM (40.000 km) acima da superfície da terra. Satélites a aproximadamente 1.000 km de altitude orbitam a terra a cada 90 minutos, enquanto aqueles colocados em orbitas equatoriais a aproximadamente 20.000NM virtualmente pairam e mantém contínuo monitoramente sobre o hemisfério todo (satélites estacionários).

As fotografias revelam camadas de nuvens que não são detectáveis rapidamente pelas redes terrestres de estações de observação. Entretanto, alguma habilidade e experiência é necessária para interpretar os detalhes finos nas fotografias.

Cap. 6 – Visibilidade

Em noites frias e claras, com pouco ou nenhum vento, o solo perde calor pela radiação noturna e a temperatura do solo e do ar próximo a ele diminuem. Se o esfriamento for longo o suficiente, o ar se tornara saturado com o vapor de água nele contido. O excesso de vapor de água irá condensar e parte dele irá se depositar no solo na forma de orvalho, mas em muitas situações de noites frias e claras, a deposição de orvalho não tem a mesma velocidade da condensação, e uma nuvem de gotículas de água é formada. Normalmente ela é densa o suficiente para restringir a visibilidade para menos de 1.000m, sendo esta nuvem melhor descrita como nevoeiro de radiação.

A profundidade inicial da radiação é criticamente dependente do grau de turbulência do ar. Em condições calmas a condensação pode ficar confinada a camadas muito finas, perto do solo, e o resultante nevoeiro no solo pode ter menos que poucos pés de profundidade. Mas um pequeno acréscimo no movimento do ar é suficiente para espalhar o frio para cima a uma altura de cem pés ou mais. Não é raro ocorrer um marcante incremento da turbulência logo depois do amanhecer, quando o calor do sol é forte o suficiente para levar o ar nos baixos níveis para cima, mas não suficientemente quente para aquecer o ar significativamente. Com isto, não é raro um nevoeiro de radiação ser formado rapidamente logo depois do amanhecer.

A dispersão do nevoeiro de radiação é normalmente afetada por um destes três mecanismos:

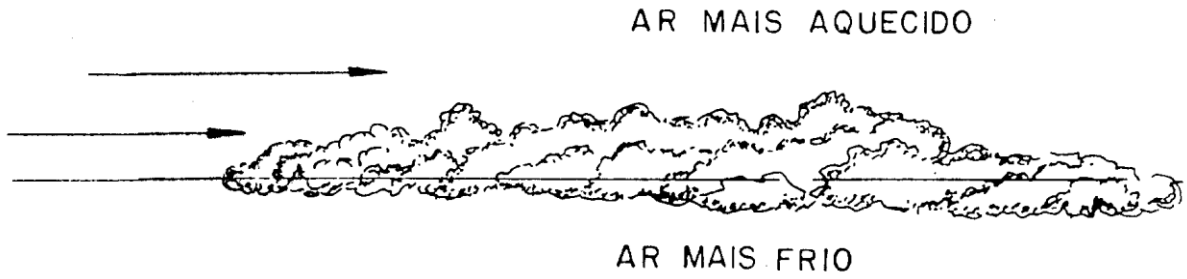
- O calor do sol nascente aumenta a temperatura do ar acima do ponto de orvalho.
- A chegada de uma massa de ar mais seco.

- Um aumento de vento e turbulência de baixo nível levanta o nevoeiro que se torna uma camada baixa de nuvens de stratus.

Na ausência ou falha destes mecanismos, o nevoeiro irá persistir ao longo do dia, e se a noite seguinte for também calma e sem nuvens, o nevoeiro tenderá ser mais forte como resultado da radiação noturna que ocorre acima do topo da camada de neblina através dos claros cristais do ar.

Esfriamento noturno não é o único gerador de nevoeiro. Morros e montanhas podem ser altos o suficiente para penetrar através de uma camada de nuvens e as nuvens nas escarpas das montanhas e morros são naturalmente conhecidas como nevoeiro de montanha. A mesma descrição pode ser aplicada ao nevoeiro formado localmente como resultado de uma ascendente de ar na face de uma montanha, mas o nome alternativo de nevoeiro orográfico é mais específico.

Outro tipo de nevoeiro se forma quando um fluxo de ar úmido sopra sobre uma superfície relativamente mais fria, nos continentes ou oceanos; um úmido e inicialmente quente vento sudoeste que sopra dos Açores para a Inglaterra, por exemplo, e é esfriado enquanto passa sobre a progressivamente mais fria superfície do oceano podendo formar um nevoeiro que, as vezes, atinge a Grã Bretanha, as Ilhas Canal e o sudeste da Inglaterra. Naturalmente este nevoeiro pode ser chamado de nevoeiro do oceano, mas se nós queremos indicar a nevoeiro que chega de algum lugar, para diferenciá-lo daquele que se forma pela radiação no local, podemos chamá-lo de nevoeiro de advecção, conforme mostrado na figura abaixo.



Marinheiros dos oceanos polares ocasionalmente encontram fumaça do oceano, ou vapor do oceano, conforme a superfície do oceano tem um ar relativamente mais frio acima. Vapor de lagos e rios em climas frios ou em rodovias com a luz do sol depois de uma chuva nos dão uma idéia deste tipo de fenômeno, mas, como este vapor persiste ou se torna mais espesso somente em condições raras, a neblina de vapor é de interesse principalmente acadêmico.

Poluição

Em áreas industriais densamente povoadas, carvão é queimado na taxa de 3.000 toneladas por quilômetro quadrado por ano, enquanto que nas pequenas cidades provinciais o consumo anual de carvão normalmente não ultrapassa mais de 150 toneladas por quilômetro quadrado. Milhões de toneladas de fuligem de queimas incompletas de carvão e de outros combustíveis processados, juntamente com uma quantidade aproximadamente igual de poeira de rodovias e campos são depositados todo ano em cidades e campos em todo o mundo populado. Muitas grandes cidades recebem acima de 50 toneladas por quilômetro quadrado por ano, e mesmo o campo, em nações industrializadas, recebe muitas toneladas por quilômetro quadrado. No intervalo entre subir e descer do nível do solo, esta poluição restringe a visibilidade. Má visibilidade pode ser esperada quando a poluição é densa, e sua densidade é relacionada não somente com a proximidade das partículas de poluição, mas também com a

profundidade da camada que a poluição é distribuída; uma dada quantidade de fumaça espalhada em uma camada profunda, digamos de muitos milhares de pés terá visibilidade muito menor que a mesma quantia confinada em uma camada mais fina na atmosfera. Além disto, devemos considerar que a fumaça e a poeira são particularmente mais prováveis em inversões de temperatura em baixos níveis; as condições normalmente associadas com uma inversão inibem a subida do ar em baixos níveis para além do topo da inversão. Então, a inversão age como um tipo de tampa para a fumaça ou poluição geradas no nível do solo. Se esta tampa estiver a menos de 1.000ft (300m), a concentração da poluição em muitas grandes cidades ás vezes limitam a visibilidade para menos de 1.000m – usando o critério padrão de definição de visibilidade em nevoeiro.

A densidade da poluição em um lugar é também relacionada com a velocidade do vento. Quanto mais forte for o vento, mais longe a poluição será levada em um determinado tempo; então, a poluição será dispersada em um volume maior de ar. Ventos fracos tendem a fazer com que a densidade da poluição aumente e a visibilidade ficará prejudicada na região próxima ao local gerador da poluição, e a dispersão se dará em grande área a sotavento da fonte geradora, produzindo nevoeiro leve.

Muitas autoridades têm tomado ações para reduzir o problema da densidade da poluição nos grandes centros urbanos, mas locais geradores de poluição têm aumentado e se espalhado durante as últimas décadas. O resultado em grandes regiões como a Europa, a poluição atmosférica tem poucos bolsões de concentração, e se apresenta mais espalhada, de maneira geral.

A visibilidade em uma atmosfera poluída é reduzida não somente devido às partículas; constituintes químicas da poluição seguidamente facilitam o processo de condensação que produz

gotas de água e a ação da luz do sol nos gases de exaustão dos veículos produzem uma fumaça fotoquímica na qual Los Angeles é conhecida por apresentar. Forma uma mistura de fumaça com neblina, dando origem a palavra em inglês SMOG = Smoke + Fog. O uso de veículos automotores e fábricas que queimam óleo é maior do que em outras cidades e estão gerando problemas de SMOG.

Em países com grandes regiões com densidade populacional baixa, a boa visibilidade é normal, mas a poluição pode se espalhar por muitos quilômetros desde a sua origem. Em um dos últimos dias de 1976, no Campeonato Mundial de Planadores na Finlândia, a poluição ocorrida vinda de outros locais da Europa distantes mais de 1.200 km, reduziu a visibilidade vertical e horizontal para 5 e 3 km. Fumaça de incêndios e atividades em queimadas em plantações de cana de açúcar se espalham em vastas distâncias enquanto tempestades de poeira e areia produzem ligeiras e mais fortes deteriorações locais na visibilidade.

Observações da visibilidade

Pilotos e meteorologistas são interessados em ambas visibilidades, horizontal e vertical, ou do ar para o solo. Técnicas adequadas não são normalmente disponíveis para medir ou prever a visibilidade vertical e os reportes de visibilidade são feitos a partir de uma avaliação de um observador no solo. Esta visibilidade é definida como sendo a maior distância na qual os objetos são reconhecíveis por um observador, os quais possam ser facilmente identificados em atmosfera clara. Em algumas regiões, métodos foto-elétricos são usados para obter consistência nas observações, mas o método mais comum e razoavelmente adequado consiste de um observador usando um

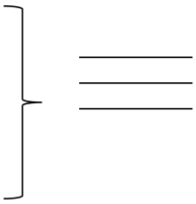
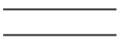
cuidadosamente mapeado conjunto de objetos ou luzes nas quais ele pode basear sua estimativa.

A relação entre visibilidade no nível do solo e visibilidade do ar para o solo também não é simples; depende intrinsecamente dos detalhes da distribuição do vento e temperatura, da natureza da poluição e do efeito direcional de reflexão e refração. Entretanto, a experiência sugere que em situações de camada de nevoeiro, não é raro que a visibilidade do ar para o solo seja menor que a visibilidade horizontal no nível do solo, especialmente perto do topo da camada de nevoeiro. Quando a visibilidade horizontal no nevoeiro for menor que 4 km é normalmente difícil de ver o solo a 2.000ft.

A noção das pessoas sobre nevoeiro normalmente variam de acordo com seu habitat; uma pessoa que mora no interior ou em uma pequena cidade irá normalmente falar em nevoeiro quando a visibilidade for menor que 200 metros, e nevoeiro denso quando a visibilidade for menor que 50 metros. Ele também irá descrever a situação com visibilidade entre 200 e 1.000 metros como névoa. Um morador de cidade grande irá associar as visibilidades de menos de 50 metros como nevoeiro denso, mas sendo cercado de edifícios ele dificilmente perceberá o que a pessoa que vive no campo observa claramente como névoa.

Na prática meteorológica os termos usados para descrever as visibilidades são rigidamente definidos. Abaixo podemos ver uma tabela apropriada para os procedimentos da aviação.

Tabela 6.1 Classificação das visibilidades

Descrição	***Visibilidade***	***Símbolos básicos usados nas cartas de tempo***
Nevoeiro denso	Menos de 50 metros	
Nevoeiro	50 – 200 metros	
Nevoeiro leve	200 – 1000 metros	
Misto (com pingos de água)	1 – 2 Km	
Nevoeiro (com poeira ou fumaça)		
Visibilidade baixa	2-4 Km (1 ¼ - 2 ½ milhas)	
Visibilidade moderada	4 – 10 Km (2 ½ - 6 ¼ milhas)	
Visibilidade boa	10 – 40 Km (6 ¼ - 25 milhas)	ou

Cap. 7 – Frentes

Se quisermos usar uma série sucessiva de mapas de pressão e plotar a trajetória do ar (como aquelas ilustradas nas figuras 1.4 (a) e (b) do Capítulo 1 veremos que baixas e altas pressões em latitudes temperadas freqüentemente parecem ser o local de encontro do ar frio das altas latitudes com o ar quente subtropical. Algumas vezes uma massa de ar frio parece entrar em uma massa de ar relativamente mais quente, como mostrado na seqüência das figuras 7.1 (a) e (b). A zona de transição entre o ar quente e o ar frio muitas vezes é suficientemente significativa para justificar uma borda especialmente marcada nas cartas de tempo. Neste exemplo, o ar frio está substituindo o ar quente e esta borda entre o ar quente e o ar frio é chamada de Frente Fria. Nas cartas de tempo desenhadas em cores, as frentes frias são desenhadas como linhas azuis. Em cartas em preto e branco, o acordo internacional é ilustrado na figura 7.1 (a) e (b). Os triângulos são desenhados do lado do ar quente na linha da frente fria, o qual também aponta para o lado que a frente está se movendo.

Em uma situação como esta, é comum que a velocidade do fluxo de ar frio enfraqueça no lado Oeste. O ar frio não continua penetrando no ar quente; ele começa a retornar para latitudes mais altas. Este desenvolvimento é mostrado nas figuras 7.2 (a) e (b).

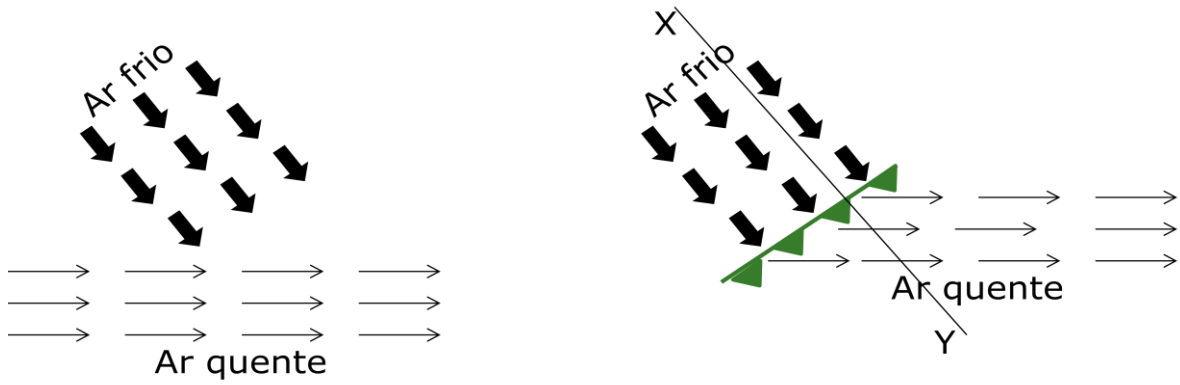


Fig. 7.1 (a) A forma mais simples de desenhar uma frente fria é imaginar uma corrente de ar frio colidindo com um fluxo de ar quente - conforme mostrado na parte esquerda do diagrama. A zona de transição ou divisa entre o ar quente e o ar frio é freqüentemente importante o suficiente para justificar uma marcação especial nas cartas de tempo. Esta divisa é chamada de frente fria e é indicada no mapa por uma linha com triângulos, conforme mostrado na direita. Esta figura se refere ao hemisfério norte. A linha XY indica a posição dos cortes da frente fria ilustradas mais tarde neste capítulo. A figura, juntamente com as figuras 7.2, 7.3 e 7.4 poderia ser vistas como uma seqüência para ilustrar a formação das frentes frias, frentes quentes e oclusões.

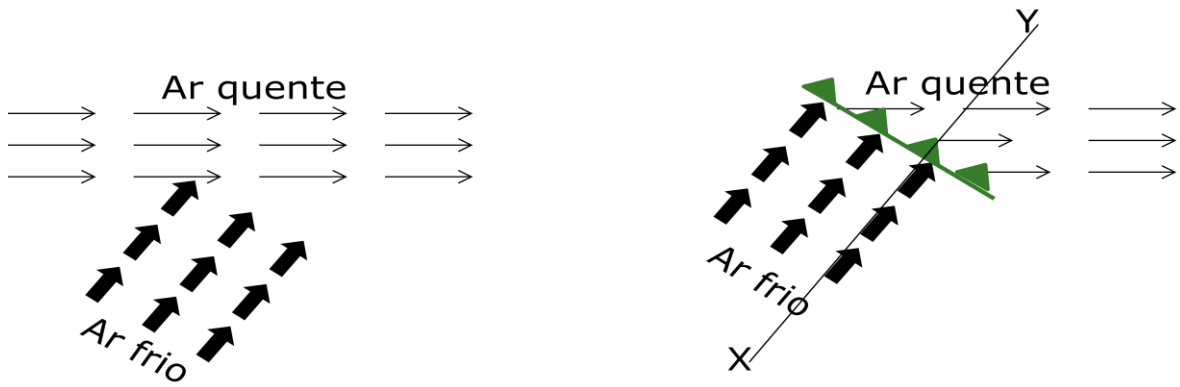


Fig. 7.1 (b) Indica a versão da figura anterior no hemisfério sul.

As trajetórias nem sempre seguem o mesmo caminho como mostrado na figura, mas o resultado líquido é o mesmo – o ar frio retorna antes da massa quente e a zona de transição entre estas duas massas é freqüentemente importante o suficiente para ser indicada como uma frente quente. Nos mapas de tempo coloridos uma frente quente é desenhada como uma linha vermelha. Nos mapas desenhados em preto e branco a convenção internacional acordou que o símbolo a ser adotado seria como mostrado na figura 7.3 (a) e (b).

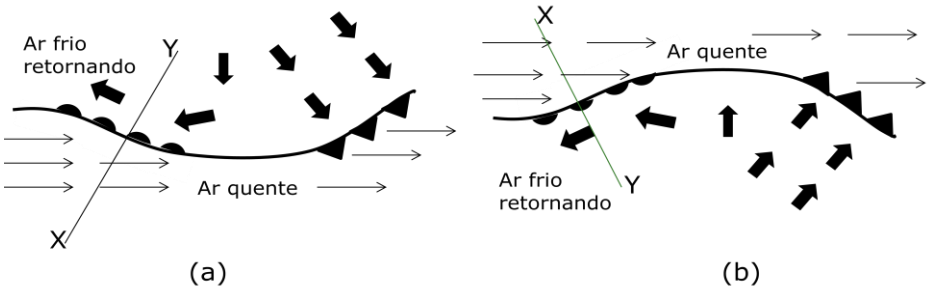


Fig. 7.2 Conforme o ar frio se choca com um fluxo de ar quente movendo-se para latitudes mais baixas, ele ás vezes tende a se espalhar e diminuir a velocidade especialmente no lado Oeste. Ele então retorna para latitudes mais baixas – e é seguido obliquamente pelo ar quente. A divisa entre o ar quente seguindo o ar frio é chamada de frente quente. Em cartas em preto e branco, ela é indicada por uma linha conforme mostrado nesta figura. A figura (a) se refere ao hemisfério norte e a (b) corresponde ao hemisfério sul. As linhas XY indicam o local da vista transversal que ilustra uma frente quente mais adiante neste capítulo. Pode-se notar que o ar frio retornando não necessariamente se move na direção oeste. Normalmente o sistema como um todo se move na direção leste. Apesar da figura mostrar o ar voltando na direção oeste, dependendo da velocidade deste ar retornando e da velocidade do sistema como um todo, o resultado líquido pode ser um ar retornando na direção de oeste ou leste.

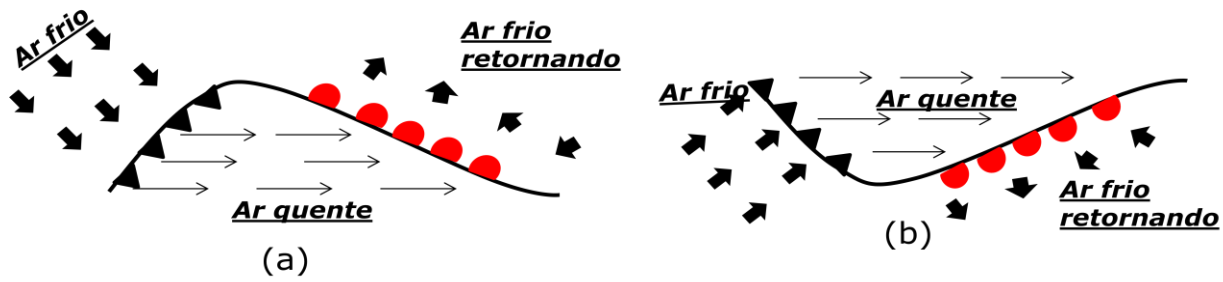


Fig. 7.3 Uma nova onda de ar frio seguindo a formação de uma frente quente produz um setor de ar quente prensado entre o ar frio retornando de uma frente anterior e a nova onda de ar frio. (a) ilustra o hemisfério norte e (b) ilustra o hemisfério sul.

Neste setor quente, o ar quente normalmente ultrapassa o ar frio a sua frente, subindo neste ar frio, enquanto a nova massa fria tende a penetrar por baixo do ar quente a sua frente. Então, depois do seu desenvolvimento inicial, o setor quente se torna mais estreito e a frente fria alcança a frente quente anterior. Isto é ilustrado nas figuras 7.4 (a) e (b).

Fig. 7.4 Normalmente um sanduíche de ar quente em um setor quente é espremido para cima e para fora pelo ar frio em ambos os lados. Uma frente fria normalmente se desloca mais rapidamente que a frente quente predecessora. Quando ela alcança a frente quente, a combinação das duas é

chamada oclusão. (a) ilustra um processo de oclusão no hemisfério norte, enquanto a (b) é a versão do hemisfério sul.

Quando as frentes se misturam são chamadas de oclusão, e são desenhadas como uma linha púrpura em cartas de tempo coloridas e pelos símbolos das frentes quente e fria em cartas em preto e branco, conforme indicado na figura 7.4 (a) e (b).

Secções verticais das frentes

As frentes normalmente trazem não somente mudanças de temperatura, mas também alterações nas características tridimensionais do tempo e estrutura das nuvens. Estas estruturas são melhores visualizadas pela seção vertical, ou fatias, das frentes. Nos deixe mostrar algumas seções verticais frontais ao longo das linhas X para Y nas figuras 7.1 e 7.2. As estruturas das frentes frias podem variar consideravelmente nos detalhes de uma frente para outra, mas em geral elas são melhores classificadas nos três diferentes tipos abaixo:

- Frentes frias anabáticas
- Frentes frias catabáticas
- Frentes frias catabáticas instáveis

Esta terminologia não é universal na meteorologia; mas se nós pensarmos em anabática como a descrição de ar subindo e catabática como ar descendo nós podemos adiantar que estes nomes implicam em frentes ativas e fracas respectivamente em termos de nuvens e chuva. Frentes catabáticas também indicam ar descendo, mas nós podemos ver que um tipo de frente fria catabática podem também produzir convecção, que indica ar subindo.

A figura 7.5 mostra a estrutura de uma frente anabática. Nesta estrutura, o ar frio atua como uma cunha levantando o ar mais quente a sua frente. O ângulo da cunha é somente 1 para 60,

então o ar quente sobe muito lentamente, normalmente a menos de 200 m/h em média sobre toda a região – mas o esfriamento causado pela elevação e expansão é suficiente para produzir condensação e nuvens. As nuvens são mais espessas perto da linha da frente e isto ocorre onde alguma mistura de condensação pode cair da nuvem em forma de chuva – ou neve em situações particularmente frias. Nesta ilustração em particular, e na outra secção das frentes a seguir, o nível de congelamento (onde a temperatura é 0oc) é inclusa para mostrar as mudanças típicas no nível entre o ar quente e frio, mas o nível propriamente dito poderá ser mais alto ou bem mais baixo; em climas muito frios a temperatura do ar frequentemente fica abaixo do nível de congelamento já no nível do solo. A precipitação da nuvem principal poderá umedecer suficientemente o ar abaixo para produzir uma nuvem de Fractostratus (stratus fragmentado). Conforme o ar frio se aproxima e fica mais alto, em geral a base das nuvens se eleva e a precipitação cessa.

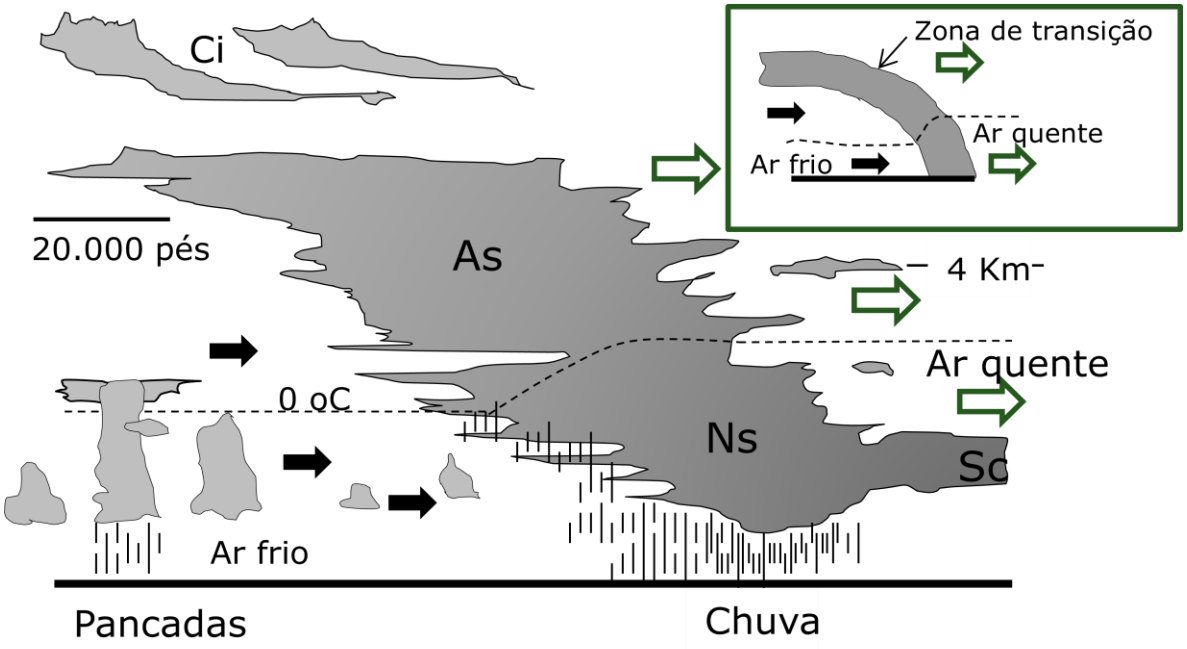


Fig. 7.5 Secção transversal de uma frente fria anabática ao longo da linha X Y da figura 7.1. Note que a zona de transição frontal não é vertical; forma um ângulo com o solo elevando-se para trás.

Uma frente fria catabática é ilustrada na figura 7.6. Quando uma frente fria passa por uma região de alta pressão, ou quando o sistema de baixa pressão associado com a frente fria começa ser preenchido, o ar a grande altura desce e se aquece. Então, ele tende a reduzir a umidade relativa, e as nuvens superiores desaparecem. A frente começa enfraquecer, e em alguns climas quentes pode se tornar sem nuvens. Este tipo de frente é chamada frente fria catabática porque o termo catabático significa ar descendo.

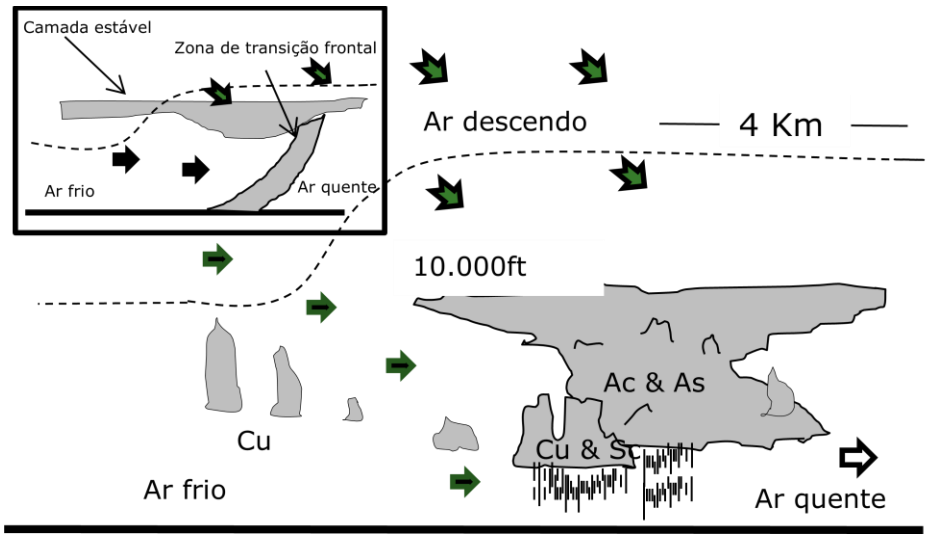


Fig. 7.6. Secção transversal de uma frente catabática.

A estrutura de uma frente fria catabática instável é mostrada na figura 7.7. Neste tipo de frente um simples perfil em forma de cunha pode se transformar em uma estrutura mais complicada. A transformação começa com um lento e geral movimento descendente no ar frio atrás da superfície frontal. Conforme o ar

desce, começa se aquecer e sua umidade relativa diminui. Este aquecimento também altera o padrão dos ventos em altitude, de forma que a superfície frontal entre o ar quente e o ar frio original forma um bojo bem para frente da superfície frontal. Então, o efeito de cunha que aparenta levantar o ar quente ocorre adiante do eixo da frente fria na superfície. Frequentemente esta elevação é aumentada pela instabilidade e o resultado é um cinturão de nuvens com chuva, pancadas e muitas vezes tempestade. O cinturão principal de chuva ou pancadas associadas com este tipo de frente é às vezes precedido por uma linha de rajadas (descrita mais tarde neste capítulo), a qual nem sempre é fácil para um observador do solo ter certeza de que a frente passou completamente. Entretanto, a limpeza do céu é frequentemente muito acentuada após a passagem da frente.

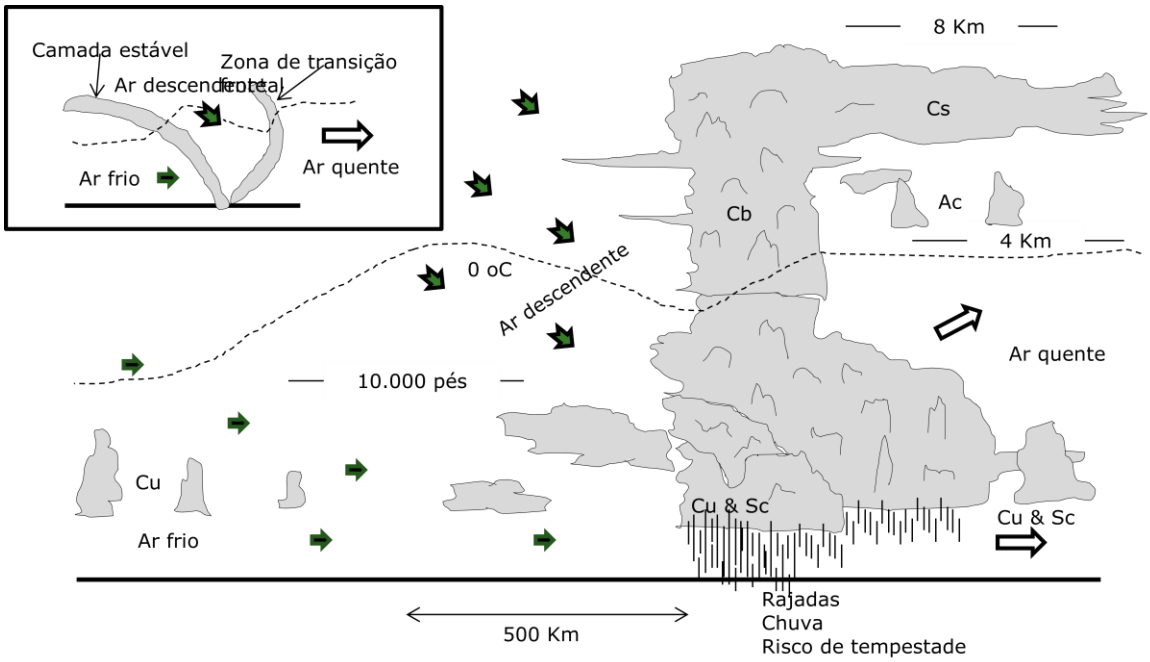


Fig. 7.7 Secção transversal de uma frente catabática instável

Frente frias tendem a ser do tipo anabáticas em climas úmidos e próximo ao centro das depressões em latitudes baixas. As do tipo Catabáticas ocorrem mais em regiões de clima quente e seco não tão perto do centro das depressões. A frente fria não necessariamente permanece sendo de um tipo em toda sua extensão ou sua duração. Nos estágios iniciais de seu desenvolvimento é mais comum que ela seja anabática, mas conforme amadurece, uma transformação gradual para o tipo catabática não é raro. Esta transformação tende a acelerar quando a frente se move do mar para os continentes. Aproximadamente a metade das frentes frias no Atlântico Norte são frentes catabáticas quando atingem o centro da Inglaterra, mas quase todas elas são catabáticas quando atingem a Europa central, onde tendem a ser do tipo catabáticas instáveis, especialmente no verão. Frentes anabáticas tendem mover-se de forma um pouco mais lenta quando comparadas com uma catabática instável.

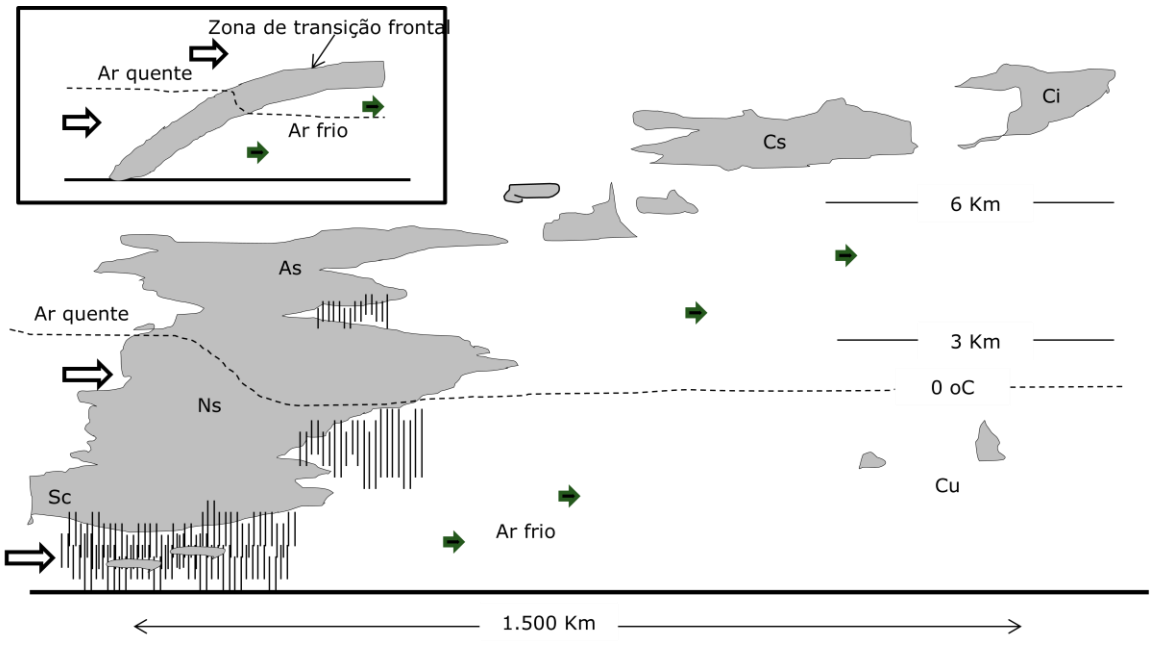


Fig. 7.8. Secção transversal de uma frente quente ativa

Uma típica secção de frente quente é mostrada na figura 7.8. Uma das mais significativas características de uma frente quente é a tendência do ar quente literalmente cobrir o ar mais frio; o ar quente parece subir através do ar frio precedente. Uma superfície frontal imaginária, separando as massas de ar frio e quente, tem um ângulo muito suave de 1 em 180.

Conforme sobe na superfície frontal, o ar é resfriado pela expansão e, se existe umidade suficiente, uma nuvem é rapidamente produzida pela condensação. Aproximadamente 800 km (400NM) adiante da superfície frontal, a nuvem que se forma é alta e fria – de fato congelada. O excesso de umidade produz cristais de gelo ao contrário de gotículas, e nuvens brancas e brilhantes são visíveis nestas regiões, facilmente identificáveis como Cirrus. Estas nuvens com formato de uma vírgula alongada aumentam com o vento em altitude, vento este que surge associado com a frente. Depois de se formar, com a presença de ar quente e úmido os cristais de gelo caem – frequentemente tanto quanto 3.000 a 6.000 pés (1.000–2000 metros) – lentamente através do ar mais seco abaixo, onde eles eventualmente evaporam. Mas como a velocidade do vento no nível da nuvem se torna muito maior que o vento logo abaixo, caudas do cirrus surgem atrás do rápido movimento. A representação esquemática destes cirrus na figura 7.8 não é estritamente precisa; a intenção é dar a impressão do perfil da nuvem ao contrário da direção precisa dos fiapos da nuvem. Na verdade, os fiapos serão mais direcionados conforme o vento em altitude que serão descritos mais tarde neste capítulo.

Mais perto da frente, o movimento nos níveis mais altos e a umidade contida no ar quente normalmente são suficientes para produzir um véu branco leitoso de cirrostratus. A evidência que isto ainda é formado por cristais de gelo é o halo que frequentemente aparece; são cristais de gelo formados delicada e

precisamente na alta atmosfera que desvia os raios solares (ou da lua) para formar este campo característico.

Conforme a frente se aproxima, um gradual aumento de espessura e redução de altura das nuvens são às vezes interrompidos pela presença de altocumulus indicando que algum tipo de movimento convectivo ou movimento irregular do ar se apresenta acima da lenta ascensão do ar quente. Mas depois deste hiato a nuvem continua tornando-se mais espessa e mais baixa. Logo o sol é pouco visível através do altostratus e a ausência de halo mostra que, apesar das temperaturas abaixo de zero, as nuvens médias são compostas majoritariamente por gotículas de água super-congeladas.

Em um cinturão de 150 milhas (300 km) adiante da frente, a condensação é suficiente para produzir não somente uma camada espessa de nimbostratus, mas também uma chuva fina que começa provocar um aumento da umidade do ar em baixos níveis. A umidade combinada com a turbulência de baixos níveis provocada por um gradual aumento do vento, favorece a formação de fractostratus baixo, logo adiante da linha frontal. Atrás da maioria das frentes quentes, mas não todas, existe um pequeno movimento de elevação do ar em níveis médios e altos. Nuvens no setor quente entre as frentes fria e quente são em sua maioria nuvens baixas. Nos climas marítimos frios estas nuvens baixas frequentemente formam uma cobertura de nimbostratus, mas em climas continentais quentes os setores tendem a ser caracterizados por nuvens de cumulus – a maioria pequenos – podendo ocasionalmente aparecer tipos convectivos altos.

Assim como as frentes frias podem ser enfraquecidas pelo ar descendente, nuvens superiores em frentes quentes podem ser dissipadas por ar descendente associados com aumento da pressão. Uma frente quente com ar descendente é ilustrada na

figura 7.9. Estes tipos de frentes quentes são também conhecidos como frentes catabáticas quentes, mas a palavra fraca é a melhor descrição.

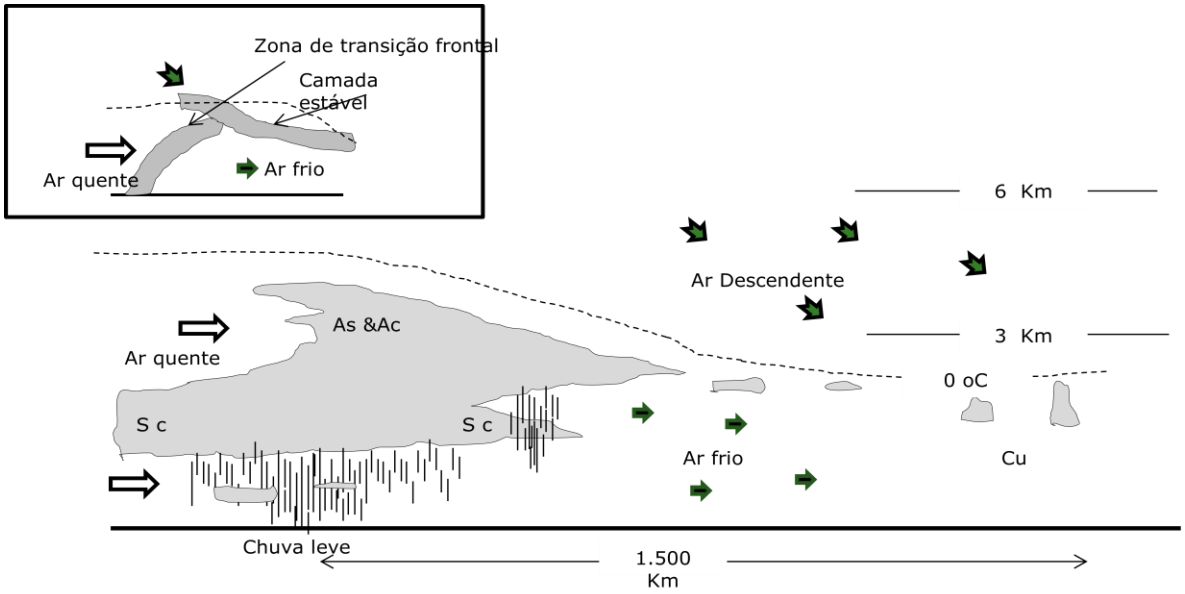


Figura 7.9. Secção transversal de uma frente quente catabática

Entre as latitudes de aproximadamente 25 e 50 graus o aquecimento e a umidade disponível introduzem maiores elementos convectivos nas estruturas das nuvens. Em algumas regiões, como Africa do Norte, Argentina e estados do sul e sudeste dos Estados Unidos, a instabilidade nos níveis médios frequentemente produz nuvens convectivas de grande desenvolvimento e trovoadas. A estrutura das frentes catabáticas não muda radicalmente, elas ainda tem nuvens de convecção na sua estrutura básica – mas elas são mais vigorosas nas regiões de climas quentes. Muitas das frentes frias que ocorrem na metade sul da Austrália são salientes e vigorosas, mas as frentes quentes nesta região são normalmente fracas com pouca ou nenhuma chuva.

Pelo fato de que uma oclusão é basicamente a fusão de uma frente quente e uma frente fria, não existe a necessidade de

ilustrar sua estrutura com uma secção transversal adicional. Ela pode ser visualizada colocando as secções de uma frente quente e uma frente fria juntas. Entretanto, características de frentes frias e quentes não estão necessariamente presentes em iguais proporções. Uma oclusão, onde as características de frente quentes são mais evidentes que componentes de uma frente fria, são chamadas de oclusões quentes. A figura 7.10 ilustra a distribuição básica de temperatura através de uma oclusão quente e através de uma estrutura chamada oclusão fria.

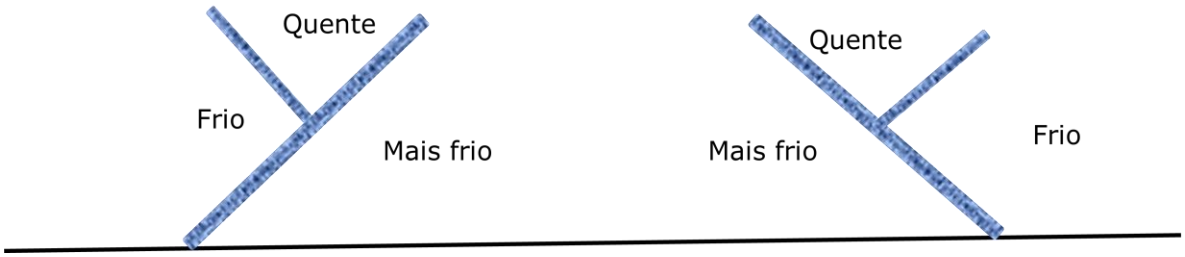


Fig. 7.10 Secções transversais de uma oclusão quente (na esquerda) e uma oclusão fria (na direita) mostrando somente a distribuição das massas de ar.

A formação de uma oclusão marca um envelhecimento do processo relativamente ao ciclo de vida da mistura de uma frente quente e uma fria. Como a oclusão é uma fase do desaparecimento das frentes, as características frontais se tornam fracas com o passar do tempo, e a oclusão passa a se mover lentamente. Isto não quer dizer que as oclusões não sejam importantes; o processo de desaparecimento é lento, e alguns dos mais prolongados períodos de chuva ou neve em latitudes temperadas são produzidos por oclusões estagnadas. Entretanto, as características de frente fria ou quente de uma oclusão às vezes são rejuvenescidas por alterações de temperatura de um ou ambos os lados da frente. Então as oclusões podem ser associadas com o tempo variando de um largo cinturão de

nuvens com difusas e indistintas alterações frontais para padrões que remontam ambos os sistemas frontais, frios ou quentes.

Cavados frontais

Se nós lembrarmos que, exceto em latitudes muito baixas, o fluxo do vento em larga escala ocorre aproximadamente ao longo das linhas de mesma pressão barométrica, não seria surpresa saber que frentes bem definidas ocorrem ao longo de vales de baixa pressão (cavados). As figuras 7.11 (a) e (b) ilustram campos de pressão típicos nos hemisférios norte e sul respectivamente, associados com um padrão de frentes anabáticas e catabáticas instáveis. Na prática, não é fácil identificar os detalhes de uma frente catabática instável, a não ser que ela esteja localizada em uma área com extensa rede de estações meteorológicas. As figuras 7.13 (a) e (b) ilustram uma linha frontal quente.

Fig. 7.11 Padrão isobárico típico de uma frente fria. A frente ocorre normalmente em um vale de baixas pressões (cavado). As setas indicam o

fluxo geral do vento. (a) mostra o padrão de pressão para o hemisfério norte, enquanto o (b) mostra a linha frontal no hemisfério sul.

Fig. 7.12 O padrão de pressão associado a uma frente catabática instável. Um vale de baixas pressões se desenvolve adiante da frente original. Às vezes, este vale de baixas pressões localizado adiante das frentes se torna mais pronunciado que o vale localizado na linha da frente. As setas indicam o fluxo geral de vento. (a) mostra uma linha de frente no hemisfério norte, enquanto a (b) mostra a versão para o hemisfério sul.

Uma frente e seu cavado associado normalmente se movem juntos, como uma entidade. Entretanto, a pressão barométrica normalmente cai com a aproximação de uma frente e então estabiliza ou cresce imediatamente após a passagem da frente. A queda de pressão adiante de uma frente quente tende ser maior que a queda adiante de uma frente fria, mas a pressão pós frontal cresce mais rapidamente atrás da frente fria.

Fig. 7.13 Padrão da pressão através de uma frente quente. Como a frente se localiza normalmente em um cavado. (a) indica uma frente quente no hemisfério norte, enquanto que a (b) indica o hemisfério sul.

Ventos superiores

Conforme comentado no capítulo 2, quando existe um gradiente de temperatura entre as massas de ar quente e frio, os padrões de pressão nos níveis altos serão diferente dos padrões ao nível do mar, e a direção e velocidade do vento resultante irá mudar com a altura. Com isso, nós podemos esperar que os ventos mudem com a altura perto das frentes. A mudança acontece normalmente da mesma forma que ocorre com os ventos em níveis altos, próximos da tropopausa, que tendem soprar em uma linha aproximadamente paralela as linhas das frentes. As figuras 7.14 (a) e (b) e 7.15 (a) e (b) mostram os padrões dos ventos nos níveis altos associados com frentes quentes e frias. Estes ventos fortes são frequentemente na forma de um jato – quanto maior o contraste de temperatura nas frentes, mais forte os ventos.

7.14 O contraste de temperatura através de uma frente quente é normalmente associado com a mudança do padrão de pressão e ventos com a altura. Em níveis baixos, o vento sopra na região da frente quente conforme indicado pelas setas pequenas neste diagrama, mas em níveis altos, existe uma tendência para formação de uma corrente de jato na direção indicada pelas setas mais largas. Note que os ventos em níveis altos são indicados através dos movimentos das nuvens de cirrus, enquanto que em baixos níveis as nuvens indicam a direção do vento. Entretanto, observações locais do movimento relativo das nuvens nos níveis alto e baixo podem ser usados para prever se ar mais quente está ou não se aproximando. (a) e (b) indicam hemisférios norte e sul respectivamente.

Fig. 7.15 Correntes de jato em níveis altos associados com frentes frias tendem estar posicionados conforme a posição e direção indicados pelas setas largas nesta figura. (a) e (b) referem-se aos hemisférios norte e sul respectivamente.

Linhas de instabilidade

A passagem de algumas frentes, especialmente as frias, é marcada por uma forte alteração no vento, com ventanias acontecendo ao longo da linha da frente. Durante a passagem desta, a velocidade do vento nas rajadas pode atingir força de furacão. Quando estas mudanças na direção e intensidade do vento ocorrem ao longo de uma linha, estas são chamadas de Linhas de Instabilidade. Frequentemente a linha é visível na forma de uma forte linha de chuva, ou ao longo de uma escura e ameaçadora nuvem, ou ainda por uma linha de tempestade de poeira. A linha pré-frontal de uma frente catabática é o local favorável para a formação de uma linha de instabilidade, especialmente em climas quentes. Mas qualquer linha de instabilidade não necessariamente indica a passagem de uma frente. Tempestades convectivas locais podem produzir linhas de instabilidade que são mais curtas em seu comprimento, mas longas o suficiente para parecer uma frente a um observador no solo.

Resumo das características frontais

Frentes quentes

Bem adiante de uma frente quente

1. Pequenas quantidades de cirrus no início
2. Esteiras de cirrus ou o movimento dos cirrus podem indicar a direção do vento que começa retornar em altitude nos dois hemisférios

3. O aumento dos cirrus pode produzir um grande halo em torno do sol ou da lua
4. Pressão começa cair
5. Os ventos de superfície começam retornar (andar) no hemisfério norte (sul).

Perto das frentes

1. Aparecem nuvens médias
2. Em climas frios estas nuvens médias são mais espessas e baixas. Em regimes mais quentes as nuvens médias tomam forma mais convectiva.
3. Chega um cinturão de chuvas
4. Manchas de nuvens baixas esfarrapadas podem formar
5. Ventos gradualmente aumentam a sua velocidade
6. O ponto de orvalho começa crescer com a chuva
7. A queda de pressão torna-se aparente

Na passagem de uma frente

1. Os ventos de superfície andam (retornam) no hemisfério norte (sul)
2. Cessa a queda de pressão, que se torna estável
3. Aumenta a temperatura e o ponto de orvalho
4. Nuvens baixas persistem em climas marítimos frios, mas dissipam e sobem nos climas mais quentes e secos

Frentes frias anabáticas

Adiante da frente

1. Nuvens no setor quente
    a. Em climas frios e úmidos, stratocumulus ou baixos stratus, com possível precipitação leve
    b. Em climas quentes, cumulus de bom tempo
2. Algumas nuvens medias e altas perto da frente
3. Precipitação perto da frente
4. Pressão caindo lentamente

Na passagem da frente

1. Ventos de superfície andam (retornam) no hemisfério norte (sul)
2. Precipitação
3. Pressão sobe depois da queda

Depois da frente

1. Pressão continua subindo
2. Precipitação gradualmente cessa
3. Base das nuvens gradualmente sobem
4. Nuvens começam dissipar depois que a precipitação cessa

Frentes frias catabáticas instáveis

A frente do cavado pré-frontal

1. Stratocumulus quebrados no cavado pré-frontal
2. Queda na pressão
3. Ventos fortes perto da frente
4. Altocumulus perto da frente – o tipo castellanus mostra vigorosa convecção nos níveis médios

No cavado pré-frontal

1. Ventos de superfície andam (retornam) no hemisfério norte (sul) e podem ser acompanhados por uma linha bem marcada de rajadas de ventos fortes.

2. Céu com muitas nuvens ou encoberto
3. Precipitação, pancadas e possíveis tempestades
4. Queda da temperatura na chuva
5. Pressão sobe rapidamente depois da queda.

Entre o cavado pré-frontal e a frente

1. Precipitação cessa
2. Nuvens dissipam
3. Pressão para de subir e pode iniciar nova queda

Na passagem da frente

1. Nuvens desaparecem completamente
2. Pressão aumenta
3. Melhora a visibilidade
4. Cumulus de bom tempo podem formar mas não imediatamente.

Acima das características das nuvens e do tempo é a tendência geral das nuvens serem mais estratificadas em regiões polares e temperadas, e mais convectivas em latitudes mais baixas.

Cap. 8 – Depressões

No capítulo 7 nós vimos que uma frente bem marcada normalmente está associada com um vale de baixas pressões, denominado cavado. De fato, o desenvolvimento reconhecível de uma frente (frontogenesis) e o desenvolvimento de depressões (ciclogenesis) normalmente andam de mãos dadas. Da mesma forma que muitos outros fenômenos naturais, uma depressão com frente é um produto altamente complexo de uns poucos processos elementares que não são muito difíceis de entender; a real dificuldade é desvendar o padrão no qual estes processos são costurados formando uma depressão completa, com frentes quentes e frias. O processo é essencialmente uma ocorrência tridimensional. A diferença de temperatura através de uma zona de transição entre as massas quente e fria causa mudanças no fluxo dos ventos nos níveis altos, as quais reduzem a pressão atmosférica, e acentuam o contraste de temperatura através do estreitamento da zona de transição. Nós não precisamos desenvolver um profundo entendimento destes processos para nossa finalidade imediata. É suficiente saber que um núcleo de baixa pressão normalmente se desenvolve na ponta de um setor quente. As figuras 8.1 (a) e (b) ilustram um típico padrão de uma depressão jovem formada pela associação com um setor quente.

Fig. 8.1 (a) Padrão típico de uma jovem depressão formada pela associação de um setor quente no hemisfério norte

Fig. 8.1 (b) Padrão de uma jovem depressão frontal com um setor quente no hemisfério sul

Nestas ilustrações e nas próximas três figuras, as frentes quentes serão mostradas como frentes anabáticas simples (Lembre que frentes catabáticas instáveis frequentemente tem um cavado adiante da linha frontal original).

Conforme uma depressão se desenvolve, a frente fria tende alcançar e se misturar com a frente quente. O setor quente prensado entre estas frentes se torna mais estreito, e é eventualmente espremido pelo processo de oclusão. A cauda de uma frente fria frequentemente se desloca por algum caminho ao lado da depressão em uma zona ciclogenética onde outras depressões podem se formar. O primeiro sinal destas ciclogenesis aparecem como uma onda nas frentes. Conforme esta onda se desenvolve, a pressão na ponta do setor quente cai e outra depressão nasce. Esta depressão é chamada depressão secundária. Conforme a depressão secundária se desenvolve em um sistema maduro de baixa pressão, esta também cria, no seu caminho da frente fria, uma zona favorável para o nascimento de outro centro de baixa pressão. Neste tempo, a depressão original enfraquece dando a sensação que ela começa ser preenchida (a pressão no seu centro começa aumentar e sua frente se torna difusa e menos reconhecível). Então, em algumas regiões, as

depressões tendem a ocorrer em famílias formadas por dois a cinco membros. Cada membro se torna maduro e dá a luz a um filho, antes de cair na obscuridade. A figura 8.2(a) mostra um típico padrão no hemisfério norte. A velha e ocludida depressão está se movendo lentamente para o leste enquanto a próxima depressão na linha da família está ainda profunda e tem um bem definido setor aberto de ar quente.

Fig. 8.2(a) Típico padrão para uma família de depressões frontais no hemisfério norte

Fig. 8.2(b) Família de depressões frontais no hemisfério sul

Mais abaixo na arvore da família, a onda na frente fria forma a próxima depressão embrionária. A distância entre cada sistema de baixa pressão e sua depressão secundária em uma dada família de sistemas é normalmente 1500 km aproximadamente, ou mais, e cada depressão sucessiva tende a se mover para leste em uma latitude um pouco menor que seu antecessor – apesar de haver muitas exceções a esta tendência. As regiões mais favoráveis para ocorrência de famílias de depressões são sobre as latitudes temperadas dos oceanos Atlântico e Pacífico, oeste europeu e metade leste da América do Norte.

No hemisfério sul, o padrão para as famílias não é bem definido, parte devido a distribuição da terra e mar, que contribuem para um estilo um pouco diferente dos padrões frontais, e parte porque as frentes quentes associadas ocorrem em sua maioria sobre regiões onde as observações meteorológicas são esparsas. A figura 8.2(b) mostra uma típica seqüência de depressões frontais no hemisfério sul. As frentes frias (que também são conhecidas como mudanças frias na Austrália) são frequentemente bem marcadas nestas situações, mas, em contraste com os padrões do hemisfério norte, a ligação entre uma depressão e a próxima é frequentemente mais difícil de traçar neste hemisfério.

Depressões separatistas

Depressões secundárias podem se desenvolver não somente na trilha de frentes frias, mas também em frentes quentes na depressão frontal. O padrão de desenvolvimento é ilustrado na figura 8.3. Ocasionalmente quando a situação da frente e da pressão estão conforme mostrado na esquerda da figura, uma pequena onda e um centro de baixa pressão secundária se formam na frente quente. Esta onda da frente quente ou depressão separatista da frente quente, conforme é chamada,

frequentemente possui vida curta, de um ou dois dias, quando rapidamente cai na zona frontal adiante, na depressão principal – e seguidamente produz uma quantidade extra de chuva devido aquele pequeno distúrbio. Quando uma depressão frontal é alguma coisa alongada como mostrado na figura 8.4, existe uma tendência de um sistema de baixa pressão secundário se desenvolver na ponta do setor quente. O padrão subseqüente é conforme mostrado na figura, mas o desenvolvimento geral é mais lento e com maior tempo de duração que a onda separatista subseqüente. Este tipo de baixa pressão secundária é também conhecido como uma depressão separatista, mas não é raro que este tipo de depressão cresça enquanto o centro de baixa pressão primário gradualmente esteja sendo preenchido.

Fig. 8.3 Ocasionalmente, quando um padrão de depressão frontal no hemisfério norte é como ilustrado no lado esquerdo da figura, e quando uma corrente de jato associada com uma frente quente é forte, uma depressão de frente quente se forma na frente quente – como mostrado no lado direito da figura. A depressão separatista da frente quente no hemisfério sul não é comum, mas isto pode ser devido a rede de observatórios ser mais esparsa nos oceanos do sul.

Fig. 8.4 Quando uma depressão frontal conforme mostrado na esquerda da figura e quando a corrente de jato associada com a frente fria é forte, uma depressão secundária ocasionalmente se forma no setor quente – conforme mostrado no lado direito do diagrama. Este diagrama é padrão do hemisfério norte. Esta ocorrência parece não ser comum no hemisfério sul, mas pode ser devido a rede de observatórios ser muito esparsa nos oceanos do sul.

Caminhos das depressões

Depressões frontais se movem, em larga escala, do Oeste para Leste. Sobrepondo-se a este movimento geral existe a tendência destes sistemas seguir caminhos que curvam para latitudes mais altas, e muito ocasionalmente se curvam para latitudes mais baixas.

Baixas polares

Nem todas as depressões são associadas com padrões frontais tipificado nos exemplos justamente descritos. Em correntes frias e chuvosas das regiões polares, não é raro encontrar pequenas depressões (aproximadamente 100 a 200 km de diâmetro) movendo-se para latitudes mais baixas. Estas pequenas depressões são normalmente acompanhadas de pancadas de chuva ou neve e ocasionalmente tem a aparência de uma frente fria entendendo para fora de um centro de baixa pressão na

direção Oeste. Estas depressões são chamadas baixas polares. Do ponto de vista de previsão, este é um fenômeno problemático; este fenômeno pode se desenvolver rapidamente; ele normalmente é muito pequeno para ser acompanhado pela rede de observatórios (como no oceano) e ainda é frequentemente ativo o suficiente para produzir chuvas ou neve apreciáveis, ou em outros casos aparecer como uma corrente fria com chuvas esparsas alternada com períodos de tempo claro.

No hemisfério norte, baixas polares ocorrem ocasionalmente em regiões de clima frio, e também podem se desenvolver nos mares interiores, como Mediterrâneo e Mar Negro, quando correntes chuvosas frias sopram do norte através das costas destes oceanos no inverno.

Depressões térmicas

Sistemas estacionários de baixa pressão, sem frentes, tendem a se desenvolver sobre porções de terra que se tornam mais quentes que o oceano ao redor. A depressão sobre a Península Ibérica é uma característica comum nos mapas meteorológicos de maio a setembro. Sobre a Inglaterra uma pequena depressão se sobrepõe no padrão isobárico geral e pode ás vezes ser detectado em um dia quente de verão. Depressões como estas podem ser chamadas de depressões térmicas, baixas térmicas ou baixas quentes.

Depressões de tempestades

Algumas baixas térmicas são associadas com ventos superiores e distribuições de temperatura que levam a formação de tempestades generalizadas nos níveis médios e altos. Estes sistemas de baixas pressões frequentemente se desenvolvem como uma extensão de um cavado de uma região quente ou subtropical que se deslocam para altitudes mais altas. Uma vez

desenvolvidos, eles se movem muito lentamente e algumas vezes erraticamente. Eles normalmente são não frontais, mas não obstante podem produzir períodos de chuva prolongados e tempestades, quando são chamados depressões tempestuosas ou baixas tempestuosas. Este movimento lento das depressões tempestuosas são uma característica comum no verão da Europa central quando períodos de tempo bom são suscetíveis a serem interrompidos por períodos de chuva forte durando muitos dias. Eles também são característicos de regiões como nordeste da Austrália, onde extensos sistemas subtropicais de baixa pressão trazem prolongadas e pesadas tempestades para o lado sul. As figuras 8.5(a) e (b) mostram exemplos de depressões tempestuosas.

Fig. 8.5 (a) Depressões tempestuosas no verão sobre a Europa Central. Esta depressão pode produzir largas áreas de tempestades durante muitos dias.

Fig. 8.5 (b) Uma intenção ou desenvolvimento de um sistema de baixa pressão sobre a Austrália no verão pode produzir condições de tempo encoberto com freqüentes células de tempestades por muitos dias.

Depressões de sotavento

Quando uma brisa ou forte vento sopra em uma cadeia de montanhas, não é raro que um cavado ou uma depressão se forme a sotavento da elevação do terreno. Esta depressão é conhecida como depressão de sotavento ou baixa de sotavento. Ocasionalmente estas depressões são associadas com frentes e se desenvolvem nas depressões frontais, mas a maioria das depressões de sotavento são pequenas entidades que não tem características frontais e existem somente onde o vento sopra através de, ou é parcialmente bloqueado por uma cadeia de montanhas. A figura 8.6 ilustra uma depressão não frontal criada em uma corrente de vento do norte bloqueada pelos Alpes Suíços.

Fig. 8.6 Uma depressão de sotavento não frontal criada por um vento norte parcialmente bloqueado pelos Alpes.

Massas de ar

É natural que algumas regiões do planeta tenham melhor condições para o desenvolvimento de frentes do que outros. A favorabilidade geral da região depende acima de tudo da distribuição do continente e oceano, o efeito de montanhas e vales, as correntes oceânicas com grande controle na temperatura do oceano e uma realmente larga escala dos sistemas globais dos ventos. A costa leste dos Estados Unidos parece ser uma zona favorável, bem como o mar da Noruega e o Mediterrâneo (principalmente no inverno). As frentes que se originam nestas regiões são chamadas frentes Polares, Árticas e Mediterrâneas respectivamente, enquanto algumas massas de ar em ambos os lados são chamadas de massas marítimas polares (para indicar que o ar vem do oceano) ou Árticas (sempre mais frias) ou Tropical continental (quente do oceano). Estes nomes são rótulos convenientes para ter uma distinção das características de larga escala relacionadas com a região de origem e com o caminho ao longo das quais estas massas se deslocam. Um conhecimento completo dos rótulos usados para classificação das massas de ar não são necessários para um entendimento do fenômeno meteorológico; é suficiente para nosso propósito saber que Árticas, Polares, Tropicais e Equatoriais virtualmente significam Muito Frias, Frias, Quentes e Muito Quentes respectivamente, e marítima e continental indicam a úmidas (normalmente sobre o oceano) e secas (normalmente sobre continentes). Ar polar que se move para as latitudes mais baixas e voltam para latitudes mais altas usualmente são chamadas ar Polar retornando, e uma massa que tem características alteradas pelo movimento sobre outro tipo de terreno às vezes trazem a palavra modificadas no rótulo; por exemplo, massa de ar que se torna mais quente ou mais seca

depois de se mover sobre algum continente pode ser chamada de Polar Marítima Modificada.

Climatologistas frequentemente usam as primeiras letras dos rótulos destas massas de ar como uma conveniente abreviatura. Ártica, Polar, Tropical e Equatorial são indicadas pelas letras A, P, T e E enquanto c, r e m indicam continental, retornando e marítima ou modificada. Por exemplo, rPm indica Massa Polar Marítima Retornando; mPc indica Continental Polar Modificada; Tc é Tropical Continental. A letra M é ocasionalmente usada para indicar Mediterrânea ou Monção (normalmente tida como ar quente, úmido, correntes de vento com chuva que invadem alguns continentes. Uma carta complementar é às vezes construída com alguns rótulos de massas de ar abreviados indicando quando as massas de ar estão se movendo sobre uma área no continente ou oceano relativamente mais quente ou mais fria respectivamente. A letra k é adicionada para informar que a massa de ar está se movendo sobre um terreno relativamente mais quente, e w é usado para indicar uma massa se movendo sobre um terreno relativamente mais frio. Então, Pck denota massa Continental Polar se movendo sobre uma superfície mais quente; Tmw indica uma massa Marítima Tropical movendo-se sobre uma superfície mais fria de continente ou oceano.

Apesar dos rótulos das massas de ar serem convenientes para muitas finalidades, eles podem trazer uma falsa idéias aos incautos de que uma frente é algum tipo de membrana perfeitamente elástica e uma massa é uma porção de ar para sempre separada e isolada de origem de uns poucos e exclusivos locais. As características de temperatura e umidade de uma massa de ar pode ser aproximadamente uniforme em uma área considerável, mas nunca é completamente uniforme; ela normalmente contém variações que podem ser pequenas

relativamente ao padrão de tempo de larga escala, mas significativas nos seus efeitos para condições de vôo a vela.

Cap. 9 Anticiclones

Apesar da palavra ciclone ser frequentemente associada somente a ventos fortes, por definição também pode ser aplicada a fluxo de vento ao redor de uma depressão e, devido ao fluxo de ventos ocorrer na direção oposta ao redor de centros de alta pressão, a palavra anticiclone é um sinônimo lógico para uma região de alta pressão.

Um anticiclone é a antítese da depressão em mais do que simplesmente a direção dos ventos. As características particulares dos anticiclones que estão em contraste direto com as características dos sistemas de baixa pressão são:

- A criação de um sistema de alta pressão (anticiclogênese) é favorecida pelo enfraquecimento, ao contrário do aumento, de um gradiente térmico; isto quer dizer, sistemas de alta pressão são mais prováveis serem formados em massas de ar bem longe das frentes ativas.
- A interação entre os ventos de alto e baixos níveis em um anticiclone faz com que o gradiente térmico tenda enfraquecer ainda mais.
- O desenvolvimento de um sistema de alta pressão é semelhante a um processo de desaceleração no sentido da estagnação.
- As correntes de ar convergentes entram em um anticiclone em altos níveis e correntes saem do anticiclone ocorrem nos níveis baixos, e estas duas correntes são ligadas por um lento fluxo descendente (subsidiência) do ar nos níveis intermediários.
- Os ventos de superfície são normalmente fracos em um anticiclone (apesar de poderem ser fortes na periferia do sistema).

Anticiclones quentes e frios

Ilustrado na figura 9.1 (a) e (b) dois tipos de regiões favoráveis a anticiclogenesis. A principal diferença entre elas é que uma está pelo lado quente e a outra no ar frio. Quando um centro de alta pressão se desenvolve, ele pode ser chamado de anticiclone quente ou um anticiclone frio de acordo com o tipo de massa de ar existente no local, quente ou fria. A distinção não existe sem um significado; ventos em altitude podem aumentar com a altura sobre (e especialmente na direção do lado frio) de um anticiclone quente, enquanto anticiclones frios possuem notadamente ventos mais fracos.

Fig. 9.1 (a) e (b) Anticiclones tendem a formar em ambos os setores, ar quente na direção do equador em relação ao setor quente, ou nas correntes de ar frio no lado dos pólos em relação às frentes frias.

Outra distinção entre os dois tipos refere-se a sua duração. Pelo enfraquecimento dos gradientes térmicos na vizinhança, um anticiclone tende inibir futuras alterações de pressão; então, uma vez formado, um sistema de alta pressão tende bloquear o desenvolvimento e progresso de depressões ativas, mas a temperatura e pressão de um anticiclone frio formam um bloqueio muito menos eficiente que uma célula de alta pressão quente. Com isso, enquanto um sistema de alta pressão quente pode permanecer por dias, semanas ou até meses, um anticiclone frio é mais frequentemente visto com características relativamente flexíveis e moveis nos mapas de tempo. Isto não significa dizer que anticiclones frios nunca são persistentes; eles podem de fato persistir por longos períodos no inverno sobre grandes continentes, mas não sem algumas flutuações; um anticiclone frio de inverno , como a alta da Sibéria, pode sofrer mais incursões de baixas pressões que um sistema quente como o anticiclone dos Açores. As figuras 9.2 (a) e (b) mostram a média das pressões ao nível do mar MSL para Janeiro e Julho, mostrando a tendência de que a alta preção prevaleça no inverno sobre os grandes continentes e a tendência geral para regiões de alta pressão predominar sobre os oceanos nos dois cinturões subtropicais os quais migram para o norte e para o sul com o sol.

Fig. 9.2 Mostra a pressão ao nível do mar em (a) Janeiro e (b) Julho.

Efeitos da subsidiência

A subsidiência do ar nos anticiclones normalmente aparece em uma faixa entre 5.000 e 20.000 ft (1.500 e 6.000 metros). Isto é um processo muito lento – tão lento que é praticamente impossível medir a velocidade das descendentes diretamente. Entretanto, taxas de ar descendente tem sido notadas em várias observações meteorológicas. Descendentes tão lentas quanto 100 ft (30 m) por dia ou menos, são típicas.

Entretanto, esta subsidiência é uma ligação vital para a cadeia de eventos que acontecem no tempo na presença de um anticiclone. O ar descendente é comprimido e aquecido – na taxa adiabática seca ou úmida de acordo com as condições, se o ar é ou não saturado. Ar descendente na taxa adiabática seca se torna apreciavelmente mais quente enquanto que sua umidade relativa diminui. Ar descendente na taxa adiabática úmida é aquecido pela compressão mais lentamente que o ar não saturado. Entretanto, se a subsidiência ocorre em uma região que contém uma camada de nuvens, uma inversão de temperatura é estabelecida conforme o ar acima das nuvens é aquecido pelas descendentes mais do que o ar da nuvem propriamente dito. Se esta camada de nuvens persiste durante a noite e se, conforme normalmente acontece, o céu acima é claro, então o topo da nuvem esfriará pela radiação noturna, assim como o solo esfria em noites sem nuvens. Então, a inversão de temperatura acima das nuvens se acentua e o esfriamento pela radiação no topo das nuvens pode facilmente contrariar o ar aquecido pela subsidiência. Com isto, a camada de stratocumulus que existe nestas situações tendem persistir, particularmente nos anticiclones de inverno. As camadas de stratocumulus são variáveis na extensão horizontal e, dependendo do estado de

equilíbrio ou desequilíbrio entre muitos fatores, o stratocumulos poderá formar ou dissipar erraticamente. Ocasionalmente, entretanto, o stratocumulus persiste e cobre o céu por um ou talvez muitos dias e faz jus a denominação de anticiclones tristes. Algumas vezes a camada de stratocumulus possui um perfil diferente, formando línguas, conforme mostrado na figura 9.3. Estes padrões acontecem normalmente em muito pequena escala para serem identificados na rotina das cartas sinóticas, mas grandes o suficiente para serem reconhecidas por um observador no local.

Em tempo quente, o aquecimento pela subsidiência em um anticiclone traz uma probabilidade muito maior de que a camada de nuvens evapore deixando céu claro, mesmo podendo ter algumas incursões de cirrus ou manchas de nuvens médias. As correntes convectivas de térmicas poderão se desenvolver, as quais irão eventualmente atingir a base da inversão de temperatura da subsidiência. Estas térmicas são frequentemente secas, mas podem ser coroadas com cumulus de bom tempo especialmente em climas quentes. Em latitudes temperadas, aproximadamente 20% dos anticiclones limitam o desenvolvimento das térmicas até 3.000ft (1.000m) ou menos. 65% confinam o movimento convectivo na camada abaixo dos 6.000ft (2.000m) e 15% permitem alguma convecção para alturas acima dos 6.000ft (2.000m). Em climas quentes, estas profundidades de convecção são normalmente maiores; convecções de 10 – 15.000 ft (3.000 a 5.000 m) não são raras nos dias quentes e secos – e, com isto, podemos então notar que mesmo em climas quentes existem ocasiões que inversões de temperatura limitam a convecção a menos de 3.000 ft (1.000 m).

Conforme mencionado no capítulo 6, uma inversão age como um tipo de tampa na poluição injetada na atmosfera nos níveis inferiores; quanto mais baixa a altura desta tampa, pior será a

visibilidade. Névoa persistente ou poluição dentro ou perto de uma área industrial ou áreas urbanas, são, entretanto, comuns em condições de anticiclone. Com uma base da inversão em aproximadamente 3.000ft (1.000m), a visibilidade ao nível do solo é frequentemente restrita a 2 a 5 km sobre grandes áreas.

Fig. 9.3. Esta figura ilustra o padrão no hemisfério norte. Ás vezes a cobertura de nuvens, principalmente para o lado das grades latitudes em um anticiclone tem um padrão distinto de línguas, conforme indicado pelas áreas sombreadas nesta figura. Algumas línguas podem chegar a 100 a 200 km de extensão.

Cristas (Linhas de altas pressões)

Falando em termos de larga escala, quanto maior a pressão em um anticiclone, maior a probabilidade que uma prolongada subsidiência ocorra e que o anticiclone seja particularmente persistente. Mas a taxa de aumento da pressão tem uma relação

inversa com a probabilidade de subsidiência persistente e continuidade do desenvolvimento do anticiclone. Quando o crescimento da pressão é rápido, algo como 3 mb em 3 horas (o período convencional para a rotina de observação das tendências da pressão) não existe praticamente nenhuma chance de subsidiência persistente ou um prolongado anticiclone. Mas quando a pressão cresce lentamente, aproximadamente 1 mb em 3 horas, existe uma maior probabilidade de subsidiência e lento desenvolvimento de um persistente anticiclone.

A explicação para este aparente paradoxo, é que o aumento da pressão não é um bom indicador de subsidiência persistente, e o desenvolvimento anticiclônico está associado mais ao movimento dos sistemas de pressão do que da atual formação de um anticiclone. A pressão local no caminho de uma depressão ativa cai tão rapidamente quanto à depressão se aproxima e cresce depois que ela passou, mas experiências mostram que o crescimento rápido tem vida curta; este sistema logo vai embora para perto do próximo sistema de baixa pressão na família de depressões. Então, uma crista (linha de altas pressões) entre duas depressões são frequentemente tão móveis como as depressões propriamente ditas. Isto não indica que todas as cristas são meras passageiras na trilha de sucessivas depressões; o ponto que está sendo tratado aqui é que crescimento rápido da pressão normalmente denota cristas transientes de altas pressões enquanto um lento mas persistente crescimento da pressão é um melhor indicativo de anticiclone mais durável.

Cap. 10 – Meteorologia tropical

Conforme nós nos aproximamos de latitudes baixas o efeito da rotação da terra na velocidade e direção dos ventos diminui – e se torna zero no Equador. Ventos em latitudes menores que 15 ou 20 graus não fluem ao longo das isóbaras das altas para baixas pressões, e os gradientes de pressão são mais fracos e mutantes; há locais onde os gradientes são criados pelo aquecimento e resfriamento diurno, enquanto padrões regionais de fracas alterações de pressão são frequentemente trocadas por oscilações de pressão semi-diurnas de larga escala nos trópicos. Estas oscilações semi-diurnas são uma forma de marés atmosféricas onde altas e baixas pressões nos trópicos – com uma mínima às 4 horas no tempo solar até uma máxima a aproximadamente 10 horas, descendo então novamente para nova mínima às 16 horas, e subindo para um segundo ponto de alta às 22 horas. Por hora solar se entende que 12 horas significa sol a pino. A faixa de oscilação da pressão é de 2 a 3 mb.

Na climatologia de grande escala, um fraco cavado, conhecido como Cavado Equatorial, circunda a terra perto do Equador, e migra anualmente para o norte e sul seguindo o sol. O padrão climatológico de ventos soprando na direção deste conveniente caminho no qual constrói uma figura global de tempo tropical. As figuras 10.1 (a) e (b) mostram sistemas de vento de larga escala em Janeiro e Julho. Os ventos alísios convergentes de nordeste nos trópicos do hemisfério norte e ventos alísios de sudeste nos trópicos ao sul sopram de cinturões de altas pressões mostradas na figura 9.2 do capítulo 9. A zona onde estes dois alísios se encontram é chamada zona e convergência intertropical (ITCZ), ou frente intertropical – sendo que ITCZ é o rótulo mais apropriado. Nas figuras 10.1 (a) e (b) nós vemos que a faixa sazonal de movimento desta ITCZ varia consideravelmente ao

redor da terra. Sobre o sudeste da Ásia, a faixa vai de logo abaixo do equador em janeiro para bem ao norte do trópico de câncer em julho, enquanto que sobre o Pacifico leste ela não se move para muito longe de sua posição, logo ao norte do Equador. Note que quando os Alísios atravessam o Equador, eles tendem virar para Leste; os alísios Sudeste sobre o Oceano Índico, por exemplo, vira para se tornar Sudoeste ao norte do Equador. Ventos alísios que tem um longo caminho sobre os continentes normalmente trazem condições de sol e secas, enquanto ventos que sopram dos oceanos para o continente normalmente trazem tempo úmido e encoberto – para regiões sombreadas nas figuras 10.1 (a) e (b). Nuvens em correntes de vento úmidas são em sua maioria do tipo convectivos – grandes Cumulus, altocumulus e Cumulonimbus – mas as grandes áreas de ascendentes nas zonas de convergências espalham as nuvens convectivas, e seguidamente produzem camadas de nuvens, enquanto a chuva daquelas nuvens faz com que a umidade do ar aumente nos baixos níveis suficientemente para formar baixo estratos esfarrapados.

Embora a ITCZ e suas regiões de chuvas associadas fiquem distribuídas em linhas horizontais nas figuras 10.1 (a) e (b), a ITCZ não pode ser vista como um tipo de membrana elástica contínua separada dos Alísios que sopram no sentido contrário; nem poderia ser as áreas sombreadas interpretadas como regiões de contínuas chuvas tropicais. As figuras 10.1 (a) e (b) e a discussão até o momento podem ser vistas como um quadro global introdutório onde são mostradas figuras de sistemas tropicais. Na verdade, os sistemas atuais de tempo são mais variáveis e menos precisos que os padrões climatológicos possam sugerir, e os continentes individualmente, e as regiões tropicais oceânicas tem suas próprias características que se sobrepõem ao padrão.

Ondas de Leste

Antes de discutir as características individuais das regiões nós temos que complementar o conceito introdutório de ITCZ, olhando um clássico dos sistemas de tempo que é particularmente significativo nos trópicos.

Fig. 10.2 As linhas quebradas mostram linhas de baixa pressão (cavados), conhecidos como ondas de leste. As duas ondas de leste na ilustração estão se movendo na direção oeste.

Sobre o Atlântico e o Pacífico na região equatorial ao norte da ITCZ, fracas ondas - conforme indicado na figura 10.2 – podem se formar em intervalos de tempo de 4 a 6 dias e 1.500 a 2.500 Km de distância no verão e outono. Estas ondas são mais conhecidas como Ondas de Leste, mas são algumas vezes chamadas de Ondas de Distúrbios, ou Ondas Transversas. Movendo-se para Oeste a aproximadamente 10kt (20 km/h), estas ondas carregam características de tempo e nuvens mostradas na figura 10.3 para as ilhas oceânicas e as costas de continentes nos dois oceanos que se situam a sotavento.

Fig. 10.3 Um corte Leste – Oeste de uma onda de leste nos trópicos. Na frente da onda, as nuvens de cúmulos são limitadas em altura pela temperatura de inversão causada pelos alísios.

Bem a frente do cavado o tempo é bom, com estradas de Cumulus esparsos com desenvolvimento vertical, limitados pela inversão de temperatura induzida pelos ventos alísios em aproximadamente 4.000 a 6.000 ft (1.300 a 2.000 m).

Perto do cavado, os cumulus se desenvolvem em uma extensão vertical e produzem algumas pancadas de chuva.

Ao lado do cavado, um desvio (no hemisfério norte) do vento forma grandes cumulus ou Cumulonimbus com pancadas e tempestades e traz uma queda de temperatura. Mais longe ao lado do cavado, as características das nuvens gradualmente se revertem para pequenas nuvens de cumulus.

Durante o inverno e primavera, a subsidência do anticiclone sobre estas regiões oceânicas tendem a suprimir convecção profunda e inibem a formação das ondas de leste.

As ondas de leste também se desenvolvem ocasionalmente sobres os oceanos ao sul do ITCZ no verão e outono do hemisfério sul, mas elas não parecem ser uma ocorrência comum

e ainda não são bem documentadas. No hemisfério sul os ventos poderiam voltar com a passagem de um cavado.

Ciclones tropicais

Quando as ondas de leste se formam, produzem suas características de tempo, vento e padrão de nuvens – às vezes bem marcadas, às vezes de forma mais fraca – e então vão embora, especialmente se elas se movem sobre grandes massas de terra. Mas algumas destas ondas de leste amadurecem em sistemas de baixa pressão, como mapeado na figura 10.4. Neste estágio, as nuvens de convecção no sistema são grandes e profundas. A pressão no centro da região convectiva vem caindo, e os ventos circulam ao redor do centro de baixa pressão – assim como acontece nas depressões em latitudes temperadas. Estes ventos circulatórios podem ser fracos ou fortes e o sistema como um todo é chamado de depressão tropical.

Fig. 10.4 Algumas ondas de leste amadurecem em sistemas de baixa pressão, conforme ilustrado no diagrama. Elas continuam movendo-se na direção Oeste.

Algumas destas depressões se tornam mais intensas. A pressão central continua a cair e a velocidade do vento segue crescendo. Se a velocidade do vento ultrapassa 33kt (61 km/h) o sistema se torna convencionalmente conhecido como Tempestade Tropical.

Se a intensificação continua e o vento atinge 62 Kt (115 Km/h) ou mais, o sistema é classificado como um Ciclone Tropical – mas os nomes são adotados regionalmente, como furacão no Caribe, Tufão no pacífico nordeste e Ciclone no hemisfério sul.

Neste estágio de Ciclone Tropical, o tempo e a estrutura das nuvens no hemisfério norte são conforme ilustrado nas figuras 10.5 (a) e (b). Bandas de nuvens convectivas profundas em espiral em torno de um olho central, que é relativamente estreito e muitas vezes com nuvens bem quebradas. O vento nos níveis baixos são mais fortes em um anel em torno deste olho central, praticamente calmo. A figura 10.5 (c) mostra a variação da velocidade do vento através de uma linha que passa no centro. No hemisfério sul, ciclones tropicais possuem o mesmo tipo de estrutura de nuvens verticais e as mesmas características como um intenso padrão de baixas pressões e ventos com força de furacão ao redor de um olho calmo, mas a circulação acontece na direção oposta. A circulação e espiralização das bandas de nuvens apontando para o centro da tempestade são no sentido horário no hemisfério sul e anti-horário no hemisfério norte. Ciclones tropicais não trazem condições de tempo para vôo a vela; eles trazem ventos com força suficiente para arrancar telhados das casas e hangares se não tiverem adequadamente projetados para ciclones; eles trazem excepcionalmente altas marés com ondas destrutivas para as costas e enchentes na sua chuva torrencial. Então, significativas precauções são necessárias para salvaguardar as pessoas e propriedades, e todos os habitantes de áreas propensas deveriam estudar algo sobre a estrutura e o comportamento destes sistemas destrutivos.

Fig. 10.5 (a) Desenho esquemático das áreas de nuvens e chuva associadas com um furacão no hemisfério norte. As áreas de nuvens e chuva tendem a se formar em bandas espiraladas em torno de um olho central, o qual é frequentemente com poucas ou sem nuvens. As setas indicam a circulação geral do vento ao redor do furacão. Nuvens típicas e velocidade dos ventos ao longo do eixo W – E são ilustrados nas figuras 10.5 (b) e (c).

Fig. 10.5 (b) Tempo característico e seção transversal das nuvens através de um ciclone tropical. O olho central com quebradas e relativamente pequenas nuvens, são rodeados por nuvens Cumulonimbus. Neste desenho esquemático o tamanho do núcleo está exagerado em relação ao tamanho do ciclone como um todo. Os ventos nos níveis baixos giram na direção das grandes nuvens convectivas e então sobem saindo do ciclone tropical nos níveis altos.

Fig. 10.5 (c) Seção transversal típica da distribuição dos ventos através de um ciclone tropical. A linha W – E corresponde as linhas marcadas nas figuras 10.5 (a) e (b).

A figura 10.6 mostra as regiões dos ciclones tropicais e seus típicos caminhos no planeta. Estes ciclones tropicais normalmente se movem para Oeste enquanto se formam, e então, quando estão desenvolvidos, viram na direção das grandes latitudes. Conforme esta curva continua o caminho do ciclone adquire uma componente na direção Leste, mas se o caminho leva o ciclone por sobre um continente, o sistema começa a colapsar; se o caminho mantém o ciclone sobre o mar, este gradualmente aumenta e pode dissipar lentamente, ou ainda adquirir características de depressão de latitudes temperadas conforme se move para latitudes mais altas. No jargão da previsão de ciclones tropicais, o caminho de um ciclone tropical é dito frequentemente como curvo conforme ele vai na direção de latitudes maiores e vira para nordeste no hemisfério norte, ou sudeste no hemisfério sul.

Fig. 10.6 Regiões dos ciclones tropicais ao redor do mundo e seus deslocamentos típicos.

A razão pela qual os ciclones tropicais não persistem muito tempo sobre os continentes é que a energia para mantê-los vem do aquecimento pelo calor latente da evaporação da água do oceano. Então, quando um ciclone tropical se move sobre uma área de terra, seu suprimento de energia é rapidamente cortado.

A temporada dos ciclones tropicais são o verão e outono (na América do Norte).

Efeitos continentais

Devido ao aquecimento diurno e esfriamento das superfícies continentais e a disponibilidade de umidade, regras significativas no clima tropical são impostas em latitudes baixas conforme a distribuição de terra e mar.

Sobre o subcontinente Índico, o contraste entre o ar seco do interior da Ásia e a umidade do ar de verão vindo do sul é chamado de monção (com origem na palavra árabe mausin, que significa estação do ano) como forma de descrever o clima. A

transição entre as estações secas e chuvosas, entretanto, não é muito nítida ou previsível conforme algumas concepções populares erradas do tempo tropical; chuva de monção pode variar consideravelmente de ano para ano.

O padrão do fluxo climatológico sobre o sudeste da Ásia em Janeiro é ilustrado na figura 10.7 (a). Esta figura também mostra o padrão dos ventos a 10.000ft (3.000m), que difere fortemente dos fluxos nos níveis baixos. A parte intermediária entre os ventos em altitude e os ventos de baixos níveis e as correntes verticais dos trópicos é algo complexo e o entendimento é difícil ao tentar compreender os sistemas de tempo tropicais somente olhando os padrões de pressão e ventos em um só nível.

Fig. 10.7 (a) A posição típica do ITCZ em Janeiro no sul / sudeste da Ásia e as zonas de convergências menores (mostradas pelas linhas pontilhadas). As setas abertas indicam os padrões típicos do vento a 10.000ft (3.000m), o qual difere fortemente dos fluxos nos níveis baixos marcados pelas setas longas.

O fluxo catabático nos ventos superiores no sul do Himalaia é a fonte dos ventos secos do norte sobre o Paquistão e a Índia, embora os ventos superiores de oeste induzam uma depressão ocasional e frente fria do Mediterrâneo ou do meio oeste do Paquistão e o norte da Índia. Algumas destas depressões contornam o sul do Himalaia e rejuvenescem conforme se aproximam do leste da China. A estação de inverno na China é também afetada pelas depressões induzidas pelos ventos superiores de oeste ao longo do flanco norte do Himalaia. Na seqüência destas depressões vêm as correntes frias da Mongólia e Manchúria (comparável com os ventos norte do centro dos EU).

Fig. 10.7 (b) A posição da ITCZ e as convergências menores (linhas pontilhadas) típicas de Julho sobre o sudeste da Ásia. Os ventos em baixos níveis são indicados pelas setas longas, enquanto nos altos níveis indicados pelas setas abertas mais curtas.

Os ventos de leste sopram entre 5 e 15 graus de latitude norte produzem nuvens convectivas e tempestades convectivas sobre as Filipinas, costa do Vietnam e Malásia, mas no interior dos continentes, no centro do Vietnam até Tailândia, eles são mais secos. Variações sobre a convecção de larga escala produzem bandas, ou zonas de convergência marcadas por nuvens de convecção e pancadas ou tempestades ocasionais. Zonas de convergência entre os fluxos de baixo nível das diferentes fontes são mostrados na figura 10.7 (a). Comparado com a ITCZ estas são zonas de convergência menores; elas não são raras, mas não significam características permanentes do padrão de fluxo.

Fig. 10.8 Típica seção transversal NE-SE através da ITCZ sobre a Índia. Perto da costa, os ventos úmidos continentais podem produzir tempo com maior quantidade de nuvens.

De janeiro a julho a ITCZ migra para o norte através do sudeste da Ásia, até que em Julho atinge a posição mais ao norte mostrado na figura 10.7 (b). Nuvens de convecção profunda com tempestades são localizadas na zona de convergência ou próximos a ela – conforme mostrado na figura 10.8. Grandes nuvens de convecção e tempestades também podem ocorrer no ar quente e úmido ao sul da ITCZ – particularmente nas zonas de convergências catabáticas também mostradas na figura 10.7. Estas zonas de convergências catabáticas são menos persistentes que o ITCZ. Elas variam em intensidade e posição dia a dia, e algumas vezes parecem estar associadas com cavados ou depressões das monções, os quais ocorrem duas ou três vezes ao mês e se movem na direção leste através da Índia.

Para o leste, sobre a China, as chuvas das monções de verão se espalham longe para o norte, mas as posições e regras da ITCZ não são claras, uma vez que isto é distorcido pela, ou misturado com a formação de depressões de tempestades.

O Japão também tem, na estação Bai-u, chuvas de monções de sudeste das ondas de leste, zonas de convergência e monções, ou depressões de tempestades. Mas a estação chuvosa é interrompida por um mais longo período de sol em julho e agosto, antes da estação Shurin de setembro e outubro, quando mais chuvas de tempestades são provavelmente suplementadas por chuvas de sistemas de baixa pressão, incluindo os Tufões.

A migratória ITCZ e zonas de convergência subsidiárias também são características do continente africano. As figuras 10.9 (a) e (b) mostram as posições típicas destas zonas em Janeiro e Julho. Aqui novamente pancadas convectivas e tempestades ocorrem principalmente dentro ou próximas destas zonas de convergência e nos ventos quentes e úmidos do oceano, mas em todas as outras áreas tropicais, a topografia exerce uma importante

influência; ela se super-impõe através de chuvas orográficas e efeito de abrigo sobre as nuvens e sistemas de tempo presente. Os capítulos 11 a 17 deste livro descreve os efeitos da topografia em mais detalhes, mas por ora, nós podemos ver que ambos, terrenos altos e linhas das costas, tem um particularmente pronunciado efeito sobre as chuvas nos trópicos quando correntes de vento quente e úmidas são freqüentes.

Fig. 10.9 (a) Posição de Janeiro do ITCZ e as zonas de convergências menores (linhas pontilhadas) sobre a Africa. As setas mostram o padrão do fluxo de vento nos níveis baixos.

Fig. 10.9 (b) Idem a figura anterior, no mês de Julho.

Entre as latitudes de aproximadamente 10 e 35 graus norte e sul, os ventos de oeste que sopram sobre os continentes encontram nas costas as correntes frias dos oceanos. O ar quente soprando sobre as correntes frias dos oceanos é esfriado, e se o ar contém umidade suficiente, nevoeiro no oceano ou stratus muito baixos se formam quando o ar atinge a costa. Enquanto cadeias de montanhas como os Andes tendem a bloquear uma penetração mais profunda das correntes de vento, as costas com seu cinturão de terreno mais baixo ficam sujeito as frias brisas marítimas com nevoeiro e poluição local concentrada por uma inversão térmica de aproximadamente 1.500 a 4.500 ft (500 a 1.500 m). A costa do Pacífico da Colômbia, Peru, Chile e as costas no pé da Namíbia, no sudoeste da Africa, são particularmente sujeitos a estas condições. A costa da Califórnia também experimenta neblina do mar e stratus muito baixos quando correntes de vento sopram sobre as correntes marítimas frias adjacentes. Então, mesmo sendo mornas ou quentes, as correntes de ventos tropicais e subtropicais podem ter seus períodos nublados, com alta umidade ou sem condições de vôo a vela.

Meteorologia para Vôo a Vela

Cap. 11 – Fluxo de vento sobre morros

Quando os ventos sopram de encontro a uma encosta de uma colina ou montanha, faz com que o ar suba pela encosta. Quando este ar sobe suficientemente rápido formando uma ascendente que pode suportar um planador em vôo, chamamos de ascendente de colina, e a técnica de vôo nestas ascendentes de colinas é conhecida como vôo de colina ou montanha. Como em muitos aspectos do vôo a vela, a experiência é o melhor guia para um vôo de colina eficiente, mas como conhecimento prévio para adquirir esta experiência, ou como um guia para interpretar a experiência já adquirida, é instrutivo considerar a distribuição teórica horizontal e vertical da velocidade das correntes de vento subindo nas encostas e passando sobre as colinas de uma forma muito simples. A figura 11.1 (a) mostra o padrão das linhas de fluxo de uma corrente de ar de 20 KT soprando na encosta de um morro de 300 ft de altura. A figura 11.1 (b) mostra a distribuição das velocidades verticais associadas ao vento conforme este sopra pelo morro. Note que a ascendente no lado de barlavento (lado de onde o vento sopra) do morro é mais forte perto da encosta e que a zona de ascendente se estende bem acima e a barlavento da encosta. Considerando 1Kt (100ft/min. ou 0,5m/s) para o afundamento de um planador, um piloto em sua hipotética situação poderia subir até aproximadamente 1.000ft acima do nível do terreno plano. Para manter esta altitude máxima ele precisaria se manter a aproximadamente 200 metros a barlavento do topo da colina. Se ele voa muito longe para sotavento (lado oposto de onde o vento sopra) do topo da colina ele poderia sair rapidamente da zona de ascendente.

Comparado aos padrões das velocidades verticais do vento, a distribuição da velocidade horizontal, também mostrada na figura 11.1 (b) tem uma importância secundária, mas nós podemos notar que no topo da colina a velocidade do vento é muito maior que a uma distância maior a barlavento, e diminui com a altura abaixo do topo da colina, enquanto que ao pé da colina o vento é mais suave e aumenta com a altura. Estes efeitos, que são característicos de muitas colinas com tamanhos e superfícies diferentes, devem estar presentes quando tivermos que pousar ou decolar perto de encostas.

Note que se, nesta situação particular, um piloto que voa para sotavento relativamente ao topo da colina, ele poderia não somente voar mais rápido para fora da zona de ascendentes em direção a zona de descendentes, mas poderia também encontrar um vento de proa relativamente mais forte quando tentasse voltar para a zona das ascendentes.

É claro, o fluxo uniforme e o desenho simples da colina mostradas nas figuras 11.1 (a) e (b) são uma grande simplificação das condições reais de vôo que serão encontradas, mas nós podemos fazer algumas modificações necessárias para obter mais realismo. O efeito do atrito, que poderia retardar o vento próximo ao solo, pode se impor sobre o fluxo laminar mostrado nas figuras 11.1 (a) e (b). Esta superfície de fricção é maior sobre encostas com arvores do que sobre superfícies de grama ou neve, comparativamente mais lisas; portanto, encostas com árvores são piores geradores de ascendentes orográficas do que encostas mais lisas – embora sabendo que se estas superfícies com árvores forem íngremes o suficiente, elas irão produzir ascendentes em ventos fracos ou fortes.

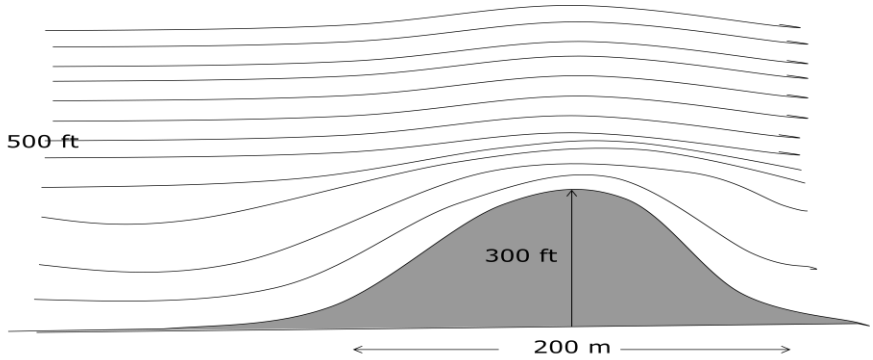


Fig. 11.1 (a) Linhas de fluxo típicas de uma corrente de vento soprando em uma encosta.

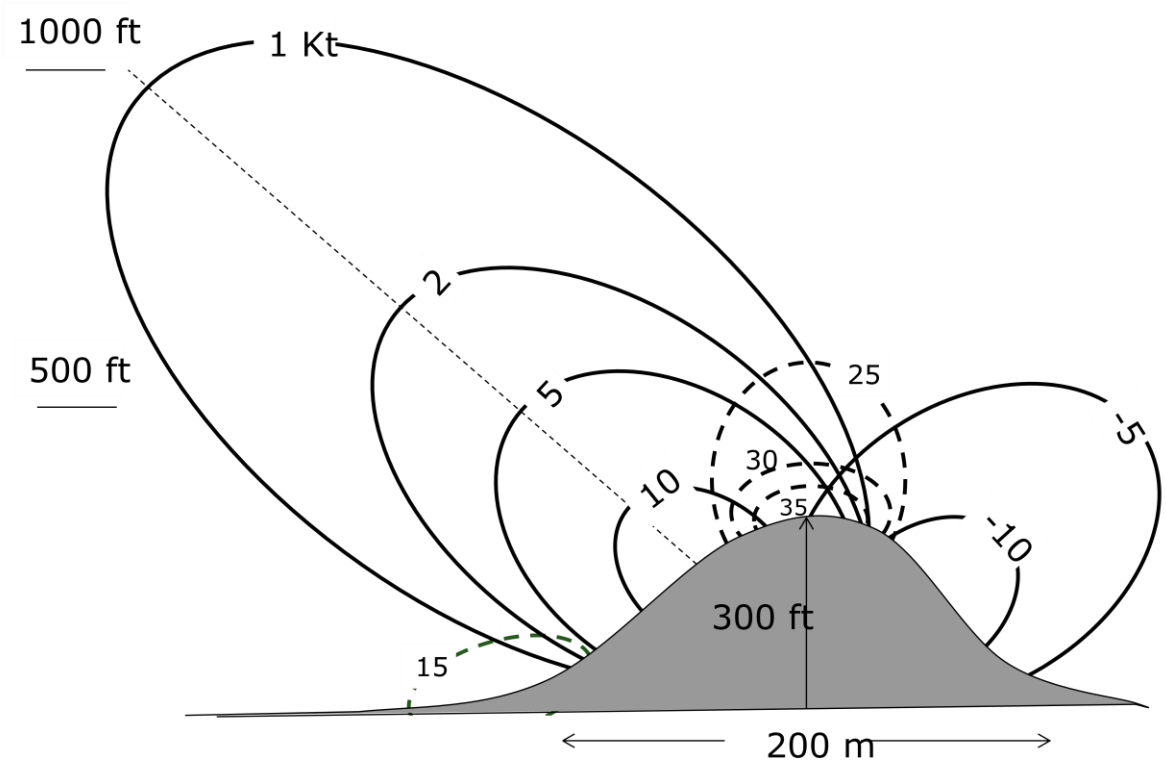


Fig. 11.1 (b) Distribuição das ascendentes (linhas cheias) e componente horizontal de uma corrente de vento conforme passa pela encosta.

O efeito da inclinação da encosta é de difícil determinação. Obviamente a ascendente de uma colina tende ser fraca sobre encostas pouco inclinadas, mas encostas muito íngremes poderão induzir a formação de rotores na posição mostrada na figura 11.2.

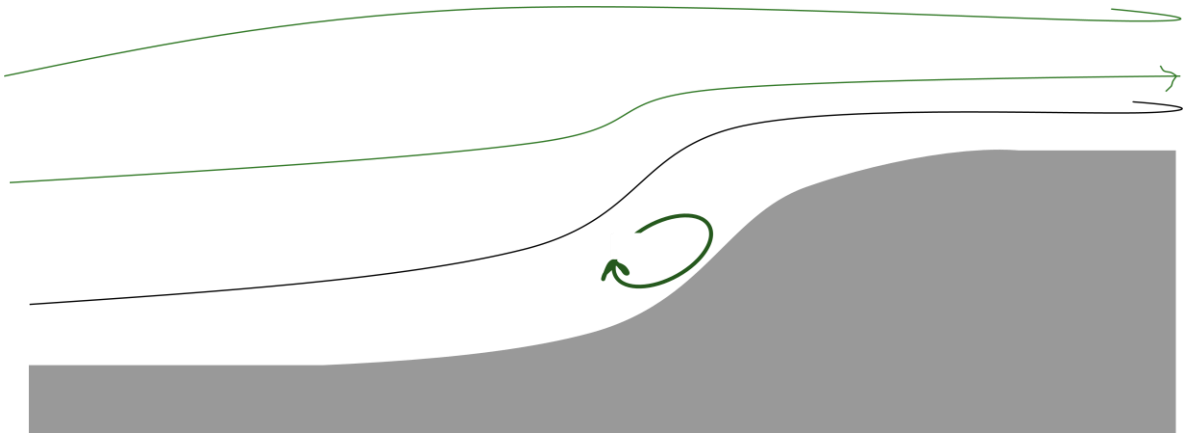


Fig. 11.2 Rotor formado a barlavento de uma encosta muito íngreme

Uma encosta muito íngreme a barlavento, poderá criar também rotores a sotavento do topo da colina quando o perfil de elevação do solo for como mostrado na figura 11.3, e uma escarpa íngreme a sotavento pode também produzir bolsões de rotores conforme indicado na figura 11.4.

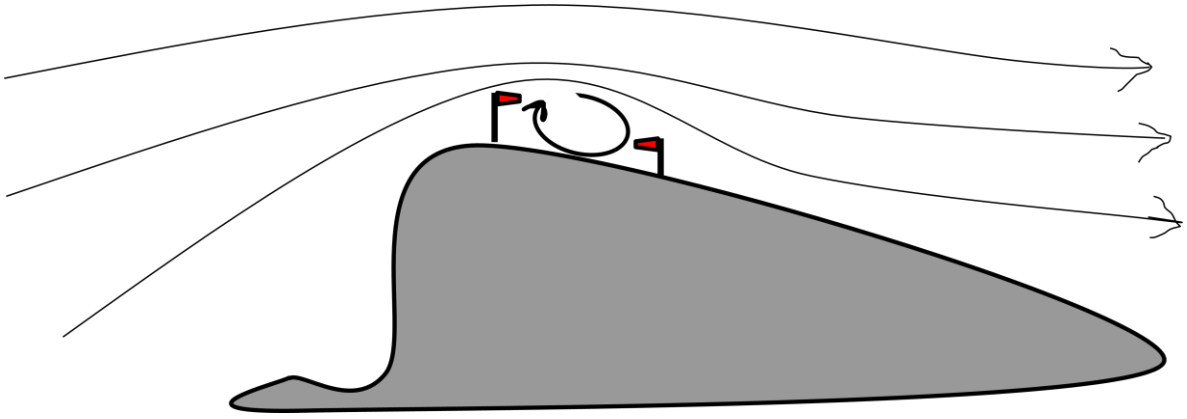


Figura 11.3 Rotor no lado de sotavento do topo da colina em uma escarpa muito íngreme.

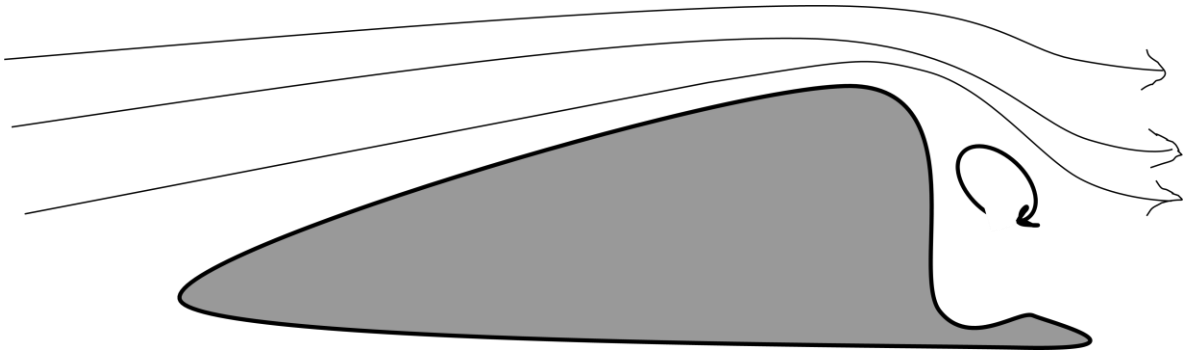


Fig. 11.4. Rotor formado em uma escarpa íngreme a sotavento

Não existem regras simples para prever quando, ou precisamente onde, grandes rotores irão se formar. Mas simplesmente tendo em mente que eles podem existir e que são algo imprevisível, podemos tomar o devido cuidado em pousos e decolagens, e enquanto não existir substituto melhor para ensino de vôo em colina do que a prática do vôo, é inteligente usar algum tempo pela manhã, quando as condições meteorológicas forem desfavoráveis ao vôo, ou em algum entardecer de inverno, para fazer alguns desenhos especulativos das prováveis linhas de fluxo ou rotores no vento através das encostas de montanhas com diferentes perfis. Um conceito elementar de fluxo aerodinâmico mais alguma intuição artística normalmente é tudo que se necessita para fazer alguns esboços próximos da realidade.

Normalmente é fácil adivinhar os principais efeitos de uma voçoroca e outras irregularidades do terreno nas ascendentes das encostas, mas os pilotos menos experientes podem se surpreender ao descobrir que correntes ascendentes são às vezes encontradas a sotavento de um pico isolado. Quando este ar a sotavento é relativamente mais úmido ele pode produzir uma nuvem que aparece no fluxo de ar sobre um pico de montanha, conforme ilustrado na figura 11.5.

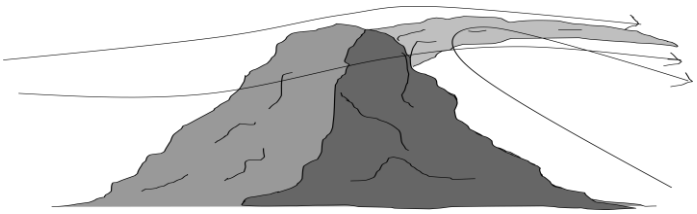


Fig. 11.5 O perfil das linhas de fluxo que passam no topo de uma montanha alta é, às vezes, revelado por uma nuvem "fumaça de montanha" saindo do pico da montanha. Esta nuvem se forma no ar que é jogado para cima no lado de sotavento, antes de retornar ao fluxo de vento principal.

Efeitos na taxa de variação da temperatura

A tendência de formação de rotores é relativa não somente a geometria da elevação do solo, mas também à taxa de variação da temperatura no fluxo de ar. Em condições convectivas o fluxo de ar pode ser algo turbulento com uma distribuição randômica de rotores se movendo com o vento – conforme mostrado na figura 11.6 – e a ascendente de colina pode ser também combinada com atividade térmica – que será objeto de estudo no capítulo 12.

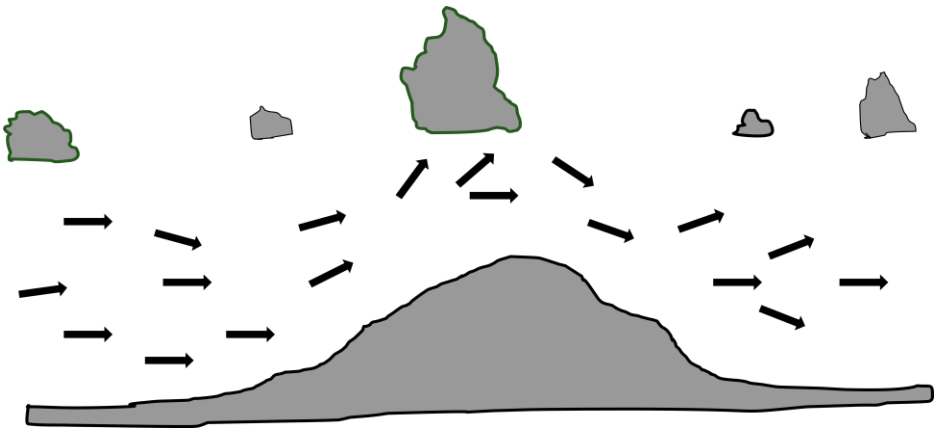


Fig. 11.6 Em condições convectivas, o fluxo de ar pode apresentar alguma turbulência com ocorrência randômica de rotores movendo-se com o vento.

Quando o fluxo de ar é mais estável – conforme indicado na figura 11.7- o fluxo geral é menos turbulento, e a zona da ascendente de colina se estende para mais longe a barlavento do topo da colina do que quando o ar é instável. Rotores semi-permanentes tem maior possibilidade de formação no pé de qualquer degrau mais escarpado. Estes rotores podem ser turbulentos, e a transição entre o fluxo mais uniforme e o ar turbulento destes rotores pode ser algo brusco. Ocasionalmente, uma vez que a formação de rotores são periódicas, um rotor pode se formar e dissipar em intervalos regulares que vão de poucos a até 20 minutos.

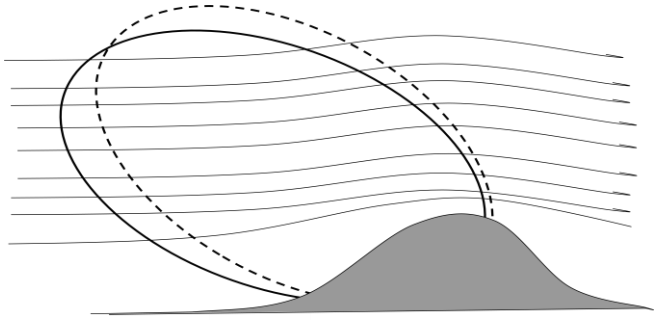


Fig. 11.7 Em uma massa estável, o fluxo é em sua maior parte regular, e a zona de ascendentes se estende para mais longe do pico da colina do que no caso de massa de ar instável, mudando de algo conforme indicado pelas linhas tracejadas para alguma coisa conforme indicado pela linha cheia.

Outra característica das ascendentes de montanha em ventos fracos e massa de ar estável, é que estas ascendentes podem ser aumentadas ou suprimidas pelo fenômeno da formação de ondas a sotavento, que podem ocorrer nestes tipos de fluxos de ar. Este fenômeno é descrito no capítulo 17.

Ventos com gradientes e sem rajadas

Um perigo potencial na aproximação para pouso é o normal aumento do vento com a altura desde o nível do solo até aproximadamente 150 ft (50 m). Durante a perna de

aproximação final, o gradiente do vento, como isto é chamado, tem um efeito de reduzir a velocidade do planador de forma lenta conforme este se aproxima do solo com um vento de proa que vai diminuindo com a altura. Uma falha na avaliação deste efeito pode resultar em um estol inadvertido e um pouso deselegante, possivelmente calamitoso, especialmente se considerarmos que o gradiente é frequentemente mais pronunciado a poucos pés do solo. O gradiente de vento também pede uma prudência considerável ao fazer curvas em baixos níveis; uma curva de inclinação pronunciada pode levar a asa que baixa para um fluxo de ar muitos nós mais lento que o fluxo da asa alta e qualquer piloto pode facilmente imaginar o perigo deste tipo de situação. Obviamente a existência de um rotor "apoiando" pode potencializar o perigo em um gradiente de vento.

Em ventos leves ou moderados, o gradiente de vento propriamente dito normalmente requer alguma atenção, sem maiores aborrecimentos, mas em vento forte, o perigo de estol é aumentado pela presença de rajadas e calmarias nos ventos em baixos níveis. A velocidade do vento nestas rajadas e calmarias ocorrem a cada 3 ou 30 segundos, e podem atuar em num faixa de 170% a 30% da velocidade média do vento dos últimos 30 minutos, ou algo assim; um vento de superfície de 15 nós, por exemplo, pode incluir rajadas de 25 nós e calmarias onde a velocidade cai para aproximadamente 5 nós.

Ventos anabáticos

O pensamento mais direto de um piloto de planador recai sobre os ventos ascendentes ao longo das encostas durante a insolação do dia. O mecanismo é praticamente o inverso de uma variedade catabática; o aquecimento do sol é passado via o solo para o ar próximo da superfície da encosta mais rapidamente que o ar no mesmo nível sobre um terreno plano, e a variação de densidade

produz um vento anabático que sobe através da encosta. A figura 11.8 mostra a natureza deste fluxo.

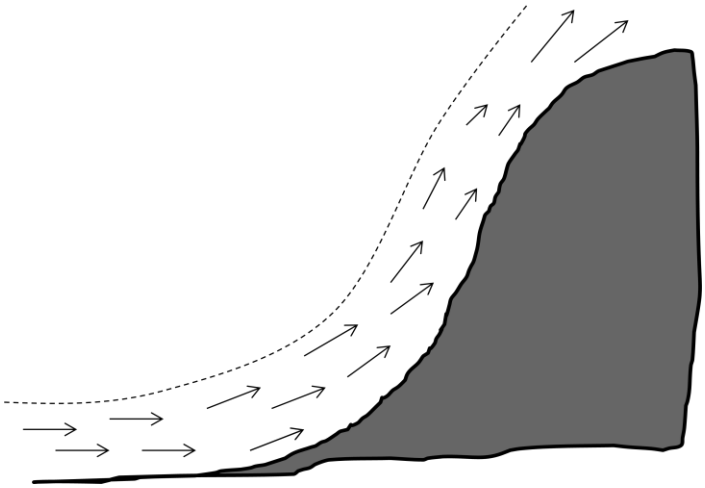


Fig. 11.8 Fluxo anabático

Os fatores primários que governam a profundidade e a força deste fluxo de ar são o perfil da escarpa e a taxa de variação térmica do ar sobre a planície próxima. Encostas suaves e taxas de variação próximas a DALR são favoráveis para profundas, porém fracas, camadas de vento anabáticos, enquanto que encostas mais íngremes e inversões produzem ventos mais fortes encosta acima em uma camada menos profunda, confinada a 150 metros da encosta da colina. Para poder usar a melhor subida nos ventos morro acima o piloto tem que frequentemente voar muito perto (com um pequeno vão entre a asa e a encosta), e nesta situação ele tem que estar particularmente alerta – especialmente quando circulando uma encosta que poderá levá-lo a um curso de colisão com outro planador vindo em direção contrária.

Ocasionalmente ventos anabáticos atingem velocidades superiores a 15 nós, trazendo uma componente vertical de 10 nós ou mais em uma encosta de 45 graus, mas também frequentemente as condições de vôo em ventos anabáticos ao

longo de um conjunto de montanhas são marginais, e alguma experiência é necessária, primeiramente para descobrir onde e quando procurar pela melhor subida, e em segundo lugar para evitar o vôo para dentro de uma nuvem recém formada ou para dentro da montanha propriamente dita. O fluxo ascendente é normalmente mais forte nas encostas voltadas diretamente para o sol. Rochas descobertas que são esquentadas rapidamente pelo sol são bons geradores de ventos anabáticos, enquanto ascendentes fracas ou descendentes podem ser encontradas perto de uma superfície de neve. Cobertura de nuvens podem mostrar como os ventos anabáticos declinam rapidamente quando a encosta da montanha fica sombreada pelas nuvens. Formação rápida de nuvens nas ascendentes das encostas apresentam outro perigo para vôo em colinas; o fenômeno anabático não está livre da regra de que o ar esfria quando sobe, e condensa se contiver umidade suficiente. Além disso, sobre terreno montanhoso a parcela de ar tem diversas origens e trajetórias que torna difícil haver um só nível de condensação aplicado a uma grande região; às vezes, o nível de condensação em um vale pode ser diferente do que nas montanhas próximas, e é perigoso esquecer este fato quando voamos em terrenos realmente montanhosos como nos Alpes da Suíça, Áustria ou França, onde o vôo em correntes anabáticas é largamente praticado.

Ventos de montanhas e vales

Podemos considerar que em um vale existem três tipos de inclinações do terreno: dois graus de escarpa de montanhas e uma inclinação suave do fundo do vale entre elas. Todos estes três tipos podem gerar correntes de vento anabáticos ou catabáticos, e o intervalo de tempo entre estes ventos frequentemente produz uma notável seqüência de eventos diária. Antes do nascer do sol, veremos um fluxo predominantemente

catabático sob a forma de um vento descendente estável soprando vale abaixo. Logo que o sol nasce, ventos anabáticos começam soprar nas escarpas nos flancos do vale, e estes ventos ascendentes se intensificam gradualmente durante a manhã. Ao meio dia um fluxo anabático no vale é estabelecido e durante a tarde este vento vale a cima se intensifica as custas dos ventos nas escarpas que gradualmente enfraquecem. Á tardinha, os ventos vale acima predominam, mas vem a noite, e o fluxo catabático soprando nas escarpas persiste até que o esfriamento noturno seja suficiente para restaurar o fluxo matinal vale abaixo. Os detalhes das alterações diurnas variam, mas as grandes características da seqüência de eventos (ilustradas na figura 11.9) são frequentemente identificáveis em vales largos e profundos. A experiência sugere que o perfil preciso da seção transversal do vale ou a inclinação do fundo do vale tem uma pequena influência, mas a seqüência é antes de tudo um fenômeno meteorológico correto e é mais bem observado nos vales largos e profundos como aqueles dos Alpes Suíços.

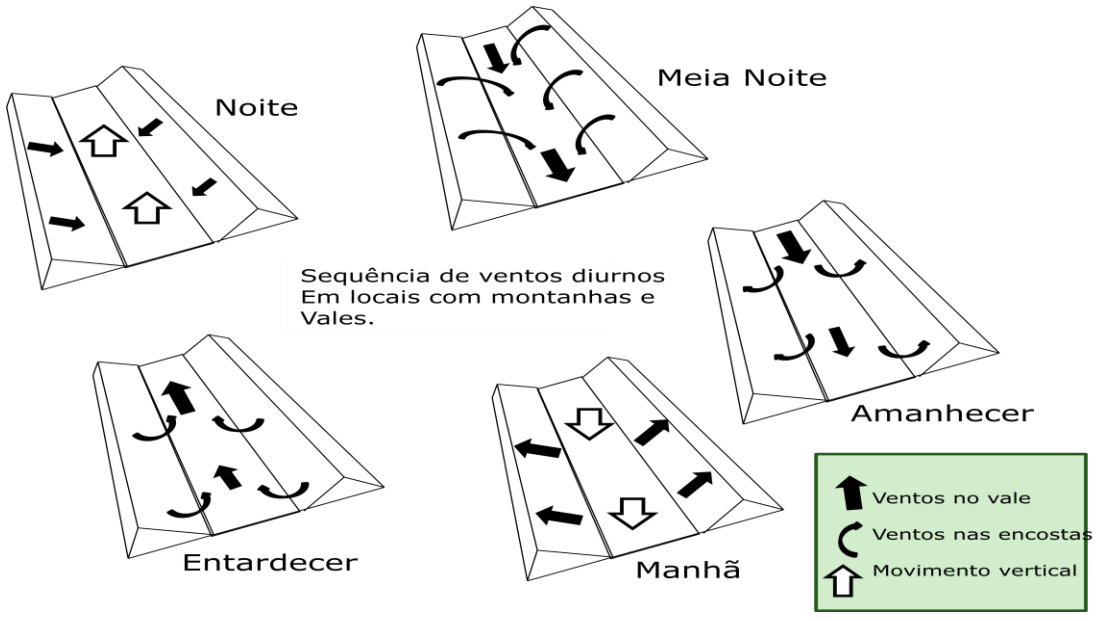


Fig. 11.9 Seqüência dos ventos em montanhas e vales.

O esfriamento pela radiação noturna é frequentemente associado com ventos leves comuns, mas em terreno irregular com vales profundos não é raro que uma corrente de vento manter ventos ascendentes de força moderada através das encostas das montanhas enquanto o ar abaixo tende a estagnar sob uma inversão de temperatura que se forma nos vales. Nestas circunstancias as condições de vôo de colina sobre as escarpas mais altas pode continuar até a tardinha ou a noite enquanto condições catabáticas incipientes se desenvolvem abaixo da inversão. A figura 11.10 ilustra o padrão do fluxo.

Linhas de convergência orográficas

Durante a década passada, tornou-se evidente que bandas de ascendentes se formam ocasionalmente ao longo da direção do vento, a sotavento de colinas ou montanhas. A estrutura precisa dos padrões de vento não é clara, mas em algumas situações, quando dois ramos de uma corrente de vento convergem depois de soprarem pelos lados opostos de uma montanha ou pequeno bloco de terreno montanhoso, um dos ramos tende a passar por cima do outro – produzindo então uma faixa de ascendentes a sotavento da montanha. John Aldrich, um meteorologista e piloto de planadores, descreveu um particularmente bom exemplo deste fenômeno. A passagem Tehachapi, situada a 4.000ft acima do nível do mar nos Estados Unidos, separa as montanhas de Serra Nevada ao norte das montanhas Tehachapi, que se curvam para sudoeste conforme mostrado na figura 11.11.

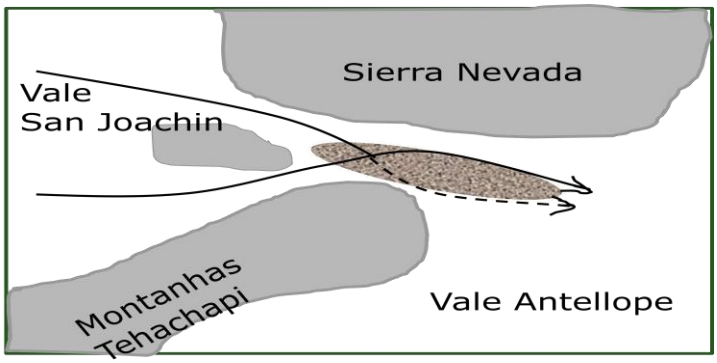


Fig. 11.11 A regra Tehachapi na qual o ar soprando ao redor dos lados opostos do terreno alto converge e produz ascendente quando um ramo do fluxo de ar flui sobre o outro.

Quando o vento de oeste sopra através da passagem do vale de San Joaquin para o deserto de Mojave, o fluxo é impulsionado pelas brisas das encostas das montanhas e atinge a passagem de Tehachapi via duas rotas – uma de noroeste, e outra de oeste através do Vale Cumming´s. Conforme estes ramos de vento convergem no Vale Tehachapi, o ramo do sul parece fluir sobre o outro ramo de noroeste, produzindo então uma camada de ascendentes de muitos pés sobre o vale, se estendendo a sotavento por aproximadamente 8 km. O ramo que vem de noroeste aparece descendo na linha de convergência e a linha de convergência propriamente dita aparece com a forma de um longo rolo. Este fenômeno é conhecido como Linha de Divisão Tehachapi, ou Rolo Tehachapi, e ocorre principalmente a tarde durante regimes de tempo claro. Quando ventos do sul prevalecem, as ascendentes se tornam fracas, enquanto que com ventos de leste a linha de convergência desaparece.

Cap. 12 – Térmicas secas

Para um piloto de planador uma térmica é qualquer corrente convectiva, na qual o piloto pode ganhar altura. Quando a ascendente se apresenta sem nuvem, a térmica é chamada Térmica Seca. A convecção na atmosfera pode ser considerada, de maneira geral, como uma parcela de ar flutuante através de um ambiente relativamente mais frio, mas as térmicas que são constituídas por estas convecções são muito mais difíceis de serem descritas.

Entretanto, nós não precisamos ficar alarmados com a complexidade do fenômeno das térmicas. Conceitos simples e lógicos de sua estrutura são suficientes para longos vôos de térmica e estas idéias podem gradualmente ser elaboradas a luz da experiência acumulada. Muitos pilotos de planadores "top" não complementam sua técnica de vôo e experiência com muito mais do que uma visão elementar das térmicas, limitada ao conhecimento do que são e onde encontrá-las. Em vez de se confundirem com idéias rígidas ou ultra-complicadas, estes pilotos descobrem as características das condições de térmicas que encontram e estão prontos para o vôo. Um entendimento de meteorologia da convecção apenas auxilia, no sentido de assegurar que aquela interpretação das condições do dia é realística.

Estrutura das térmicas

Quando o sol aquece o solo, parte deste aquecimento é rapidamente transferido para a camada de ar próxima a superfície do solo. Se esta camada de ar, aquecida por este mecanismo, se tornar relativamente mais quente que o ar nas camadas ligeiramente superiores, ele se tornará mais leve e tenderá subir dentro desta camada de ar mais frio. A ascendente

deste ar mais leve não ocorre com um padrão regular; o fenômeno é uma mistura de caos e coerência. O caos é o movimento turbulento de pequena escala; a coerência é encontrada em uma aparentemente mais organizada estrutura das térmicas.

Uma térmica incipiente sobe de uma fina camada aquecida, como uma protuberância na forma de um domo, que se desenvolve como uma coluna com um diâmetro de aproximadamente 150 a 300 metros. Sua velocidade inicial é em torno de 2 nós (1 m/s), mas em condições de térmicas fracas a velocidade inicial é muito menor. A coluna acelera conforme sobe e seu diâmetro pode diminuir um pouco. Mais acima, o diâmetro gradualmente aumenta e a térmica começa assumir um perfil de um cone invertido, conforme esquematizado na figura 12.1.

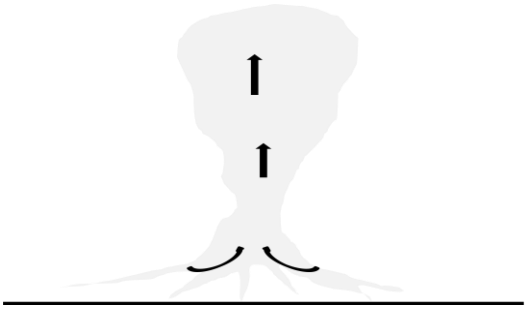


Fig. 12.1 Em níveis baixos a térmica que sobe do nível do solo normalmente assume um perfil de um cone invertido.

Em condições de térmicas fracas ou moderadas, a coluna pode ser desligada da camada aquecida do solo, e formar uma bolha isolada de ar ascendente. Mas em algumas situações, uma coluna de térmica pode permanecer sendo abastecida pelo ar próximo ao solo por muitos minutos antes de esgotar o suprimento temporário. Como a coluna de ar se espalha lateralmente se misturando com o ar ao redor, a base da coluna sobe para dentro da térmica como um todo, e a estrutura começa a adquirir

características de anéis de vórtices, conforme ilustrado na figura 12.2.

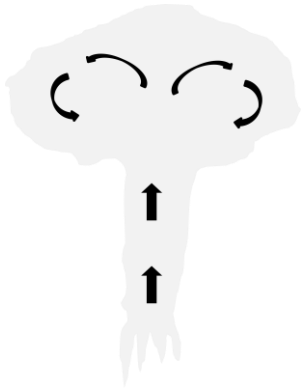


Fig. 12.2 As térmicas sobem e começam adquirir características de um anel de vórtices.

Bolhas de térmicas isoladas também tendem a se espalhar lateralmente conforme sobem e adquirem anéis de vórtice característicos. Então, ambos os tipos de térmicas, de bolhas e colunas, que sobem sob o regime de térmicas, tendem adquirir estes anéis de vórtice característicos. As térmicas na atmosfera raramente são isoladas e são frequentemente distorcidas pela tesoura de vento, mas o conceito de se expandir e desenvolver anéis de vórtice constituem uma base usual para a visualização da estrutura das térmicas nos níveis de vôo de distância. A secção transversal do movimento interno através de um anel de vórtice é ilustrado na figura 12.3. As setas na figura mostram o movimento do ar em relação à térmica propriamente dita. A térmica como um todo estará subindo – então os pontos com as setas indicando para baixo na ilustração, nas bordas da térmica, não necessariamente representam descendentes. A térmica propriamente dita estará se tornando mais larga conforme sobe. A região de subida pode ter entre 200 e 600 metros de diâmetro a 1.000 – 2.000 pés acima do nível do solo, e maior em níveis mais altos.

Uma térmica pode ter um centro da térmica, ou região estreita, normalmente perto do centro geométrico, onde a térmica é marcadamente mais forte que a região ao seu redor. O centro das térmicas tendem ser menores e relativamente mais fortes em condições muito quentes e secas. Nestas condições um piloto de planador deveria tentar localizar o centro rapidamente e girar bem fechado com ele, especialmente se este localizou a térmica em níveis baixos. Em geral, em condições de térmicas fracas, por outro lado, curvas menos inclinadas em um lento e incipiente desenvolvimento de térmica pode ser mais efetivo, uma vez que a térmica tende ter ar convergente em níveis baixos, os quais jogam um planador girando para o centro de desenvolvimento. Não existe uma simples regra de ouro para predizer qual técnica seguir, mas condições climáticas e características do terreno em

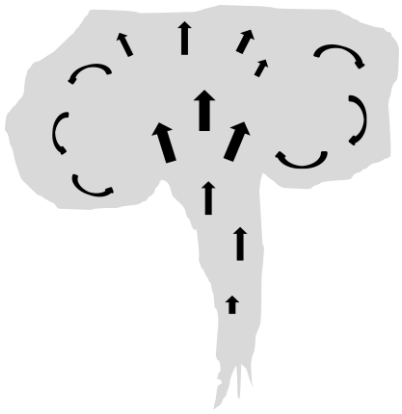


Fig. 12.3 Anéis de vórtice em uma térmica isolada. As setas indicam o movimento do ar relativamente à térmica propriamente dita; então o movimento vertical líquido é indicado pelas setas neste diagrama, somados a taxa da térmica propriamente dita.

um local determinado, tendem impor as características das térmicas, características estas que podem ser deduzidas (ou previstas) através de cuidadosas observações e experiência local.

Uma característica de particular relevância para um vôo de térmica é que a velocidade de subida do ar no centro da térmica

é maior que a taxa de subida da térmica como um todo. Uma vez que a diferença na velocidade da ascendente seja maior que 1 nó (1/2 m/s), um planador no centro da térmica irá subir através da térmica propriamente dita; então, tendo subido até algum lugar perto do topo da térmica, o planador irá atingir a mesma taxa da térmica como um todo até que a bolha de ar mais leve comece a diluir e diminuir o movimento até o ponto de impossibilitar a subida na térmica.

As diferenças mais comuns entre os anéis de vórtice ilustrados neste capítulo até agora e a realidade é que os anéis de vórtice na atmosfera raramente são perfeitamente circulares; os anéis normalmente são alguma coisa sinuosa esticando na direção da tesoura de vento, os quais podem conter mais de um centro.

Camada de térmica seca

Condições atmosféricas normalmente impõem uma forma de tampa na extensão vertical onde as térmicas se desenvolvem. Neste livro, a camada entre o nível do solo e esta tampa será chamada de camada de térmica seca – ou camada de térmica. Esta camada contém camadas menores cujas características serão descritas por nomes auxiliares, mas o termo camada de térmica seca sempre será usado para indicar a camada total através da qual um regime de térmica seca é estabelecido. Quando as térmicas do nível do solo se estendem até a camada de nuvens, a camada do solo até a base das nuvens será chamada de camada de térmica seca.

Muitos dos dias com boas térmicas seguem uma noite clara, com pouco ou sem vento, onde a radiação de esfriamento produz uma inversão térmica nos níveis baixos, e possivelmente nevoeiro ou baixo-stratus no início da manhã. Quando o calor do sol dispersar (queimar) o nevoeiro ou baixo-stratus, o solo rapidamente se aquece e pequenas térmicas começam transportar o calor do

nível do solo para o ar acima. Inicialmente estas térmicas são muito pequenas e baixas para serem usadas para o vôo a vela. Mas no decorrer da manhã, a profundidade da camada de térmica aumenta gradualmente e, num determinado momento, atinge 1200 ft (400 m) ou algo assim, quando algumas térmicas serão suficientemente bem organizadas para um vôo esporádico.

Se a temperatura de inversão é forte (o mesmo que dizer que a temperatura aumenta marcadamente com a altura) a taxa na qual a camada de térmica aumenta em profundidade será lenta. A temperatura do ar próximo ao solo, entretanto, irá aumentar sua temperatura rapidamente sob uma forte inversão. Este aumento rápido da temperatura do ar na superfície pode parecer ser inconsistente com o lento desenvolvimento de térmicas, mas a explicação é que pelo fato do aquecimento do sol ser distribuído em uma fina camada sob a inversão, a temperatura nesta camada irá aumentar rapidamente.

A quebra de uma temperatura de inversão pode às vezes ser deduzida através de uma sucessão de medidas da temperatura do ar na superfície no local do vôo durante o período no qual as condições de desenvolvimento de térmicas são esperadas. O aumento de temperatura aos poucos fica mais lento, e eventualmente para na temperatura de gatilho, e conforme as térmicas se desenvolvem, flutuações na temperatura de um ou dois graus em um ou dois minutos poderão ser observadas – especialmente se um termógrafo estiver disponível para mostrar o registro contínuo da temperatura.

Se o aquecimento é suficiente para aumentar a altura do topo da camada de térmica para acima da camada de inversão, a profundidade da camada de térmicas irá aumentar rapidamente – e a taxa de aumento da temperatura do ar irá diminuir devido ao calor do sol que está agora sendo distribuído através de uma

camada maior. Então, não é surpresa que a profundidade das térmicas aumente muito lentamente durante a manhã, quando em uma hora crítica (dependendo do aquecimento do sol e perfil da temperatura da massa de ar) passe a aumentar rapidamente. A temperatura do ar próximo a superfície, na qual esta transição de desenvolvimento lento para rápido de térmicas ocorre, é algumas vezes chamada de temperatura de gatilho. Depois que esta temperatura de gatilho é atingida, as térmicas usualmente se tornam moderadas ou fortes, e podem ser algo turbulentas.

Enquanto as térmicas forem mais leves em relação ao ar ao seu redor, elas continuarão subindo. Quando elas atingirem um nível no qual a temperatura do ar não seja relativamente menor, elas não permanecerão mais leves e a elevação irá cessar. Entretanto, condições favoráveis para térmicas incluem sol forte para aquecer a superfície do solo e também uma camada de ar que seja relativamente mais fria até uma altura suficiente para que as térmicas se desenvolvam e o vôo a vela seja possível.

A altura na qual uma camada de térmica seca se desenvolve é normalmente limitada por uma camada estável, ou temperatura de inversão. A figura 12.4 ilustra a natureza desta camada de térmica.

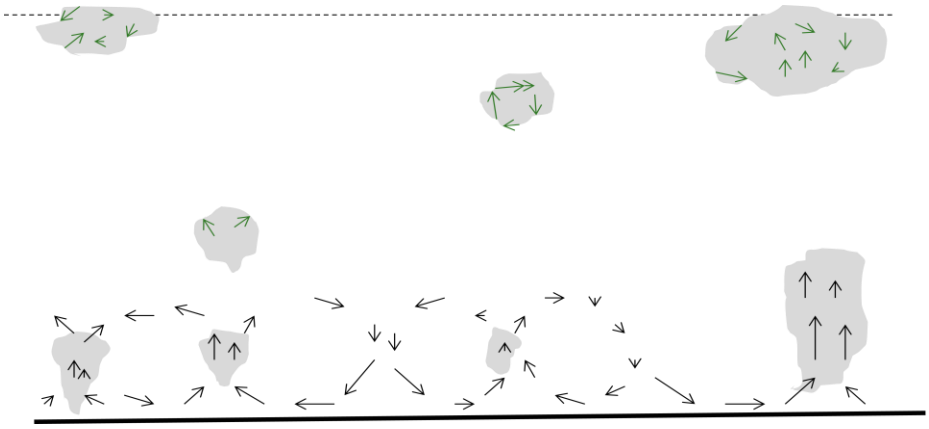


Fig. 12.4 A natureza de uma camada de térmicas

Térmicas incipientes se desenvolvem em uma camada rasa (próxima ao solo) com uma taxa superadiabática. A profundidade e o grau de instabilidade desta camada superadiabática são determinados principalmente pela intensidade do sol, turbulência nos níveis baixos e a natureza do solo. Sol forte com ventos leves sobre o deserto podem produzir uma camada superadiabática de muitos milhares de pés em profundidade, mas em climas marítimos temperados as camadas superadiabaticas normalmente se apresentam com não mais que algumas centenas de pés em dias quentes de verão, e são mal distinguíveis se o aquecimento do sol é distribuído para cima muito rapidamente pela turbulência ou usado para evaporação da umidade existente no solo.

A camada superadiabática é instável para ambos, ar subindo ou descendo, ou seja, ascendentes são aceleradas para cima, enquanto que qualquer parcela de ar que esteja se deslocando para baixo, na turbulência em geral, será acelerada para baixo.

A potência de ambas, térmicas e descendentes, dependem principalmente da profundidade da camada superadiabática e seu grau de instabilidade. Em muitos dias convectivos em climas marítimos temperados a camada superadiabática é somente instável, e ambas, térmicas e descendentes, em níveis muito baixos são de potência média ou baixa, mas o que pode ser tido como um axioma é sempre que camadas superadiabaticas produzirem térmicas fortes, elas produzirão também desconcertantemente fortes descendentes.

A camada entre as térmicas e as descendentes em uma camada superadiabática é tal que usualmente nenhuma das duas espécies terá a chance de reinar suprema. Grande parte dos dois tipos perde sua identidade na confusão convectiva geral, mas as térmicas que conseguem preservar sua identidade para, vamos

dizer, atingir a metade do caminho desta camada superadiabática têm mais que 50% de chance de se desenvolver e se tornar uma térmica madura; quanto mais alto a térmica sobe na camada superadiabática, maior ela se torna e menor a chance de ser diluída e anulada pela turbulência e descendentes. Então, a camada superadiabática é uma espécie de filtro de onde as térmicas relativamente duráveis emergem para a camada acima.

Acima da camada superadiabática, a taxa de variação da temperatura é normalmente muito próxima a DALR. Nesta camada adiabática existem menos térmicas que na camada superadiabática dos níveis inferiores, mas elas são mais organizadas. Elas tendem a desenvolver anéis de vórtice característicos e se tornam maiores conforme sobem.

Quando estas térmicas atingem o topo da camada de térmica seca, elas se espalham e perdem sua flutuabilidade rapidamente pela mistura com o ar ao redor. Normalmente um pequeno incremento de pequena escala na turbulência é um sinal de que a térmica está se aproximando do topo da camada de térmica seca. O topo de uma térmica seca é normalmente bem marcado, e frequentemente é visível porque este topo também determina o topo da neblina ou poluição confinados no ar bem misturado abaixo. Se a térmica é particularmente forte, ela poderá penetrar aproximadamente 100 ft ou algo assim no ar relativamente mais quente acima, mas esta parcela de ar logo retorna para a camada de térmica seca.

O efeito da poluição na camada de térmica enfraquece a luz do sol que atinge o solo e modifica a distribuição vertical das térmicas; a poluição propriamente dita absorve alguma insolação e algumas das térmicas fracas podem ser geradas a partir da camada de poluição – elas não necessariamente serão todas geradas ao nível do solo.

Geradores de térmicas

Um dos fatores que contribuem para as características da convecção em baixos níveis é o tipo e a distribuição das térmicas. Nós podemos falar de geradores de térmicas, aqueles pontos sobre os quais o ar perto do solo tende a se tornar mais quente que sobre seu arredor. Este excesso de aquecimento do ar sobre o gerador de térmica depende da taxa na qual a temperatura da superfície do solo cresce, e quão longo é o tempo que o ar permanece perto do solo antes de ser carregado pelo fluxo do vento. Para uma dada intensidade do sol, a taxa na qual a superfície do solo se aquece é controlada por muitos fatores, que incluem:

- O ângulo de incidência dos raios de sol. A temperatura dos terrenos com inclinações voltadas para o sol irão aumentar mais rapidamente que o terreno adjacente plano considerando terrenos de mesma natureza, e estas inclinações são frequentemente eficientes geradores de térmicas.
- A umidade na superfície. Quanto mais umidade houver na superfície, maior será a proporção de radiação recebida gasta na evaporação desta umidade – especialmente em ventos fortes.
- A umidade contida na terra. Quanto mais úmido for o solo, maior será a proporção de radiação recebida gasta pela absorção pelo solo propriamente dito. Solos calcáreos drenam rapidamente e normalmente produzem mais atividades de térmicas que solos de argila e barro.
- A natureza da superfície do solo. Solos rochosos ou arenosos secos aquecem rapidamente porque sua condutividade é baixa e o aquecimento não penetra muito profundamente

abaixo da superfície. Granito aquece mais lentamente porque ele absorve calor, e este calor armazenado manterá a superfície quente até mais tarde no dia.

- A cobertura de arvores ou plantações. Uma plantação alta ou uma densa arborização irão interceptar bastante insolação antes que esta atinge o solo, e normalmente uma grande parte deste calor interceptado será usado na transpiração, que é a evaporação pela superfície das folhas da umidade do solo absorvida pela planta. A quantidade de mistura evaporada desta forma é bem considerável – uma grande árvore transpira aproximadamente 3 toneladas de água por dia. Durante períodos de estiagem, entretanto, a água contida no solo pode não ser suficiente para manter a adequada transpiração e algumas plantações se tornam superaquecidas e murcham. Por outro lado, áreas de plantações altas e árvores densas tendem a reter o aquecimento por mais tempo, e ás vezes devolvem este calor a tardinha quando os terrenos abertos começam esfriar. Evaporação do resto de grama cortada consome grande parte da insolação, mas quando esta grama cortada seca, ela forma um isolante térmico e uma barreira para evaporação – melhorando então a capacidade do gerador de térmicas. Folhas secas também atuam como um isolante térmico e uma barreira para evaporação.
- A perda de radiação solar incidente pela reflexão do solo. A capacidade da superfície de refletir calor é difícil, se não impossível, de estimar, mas é instrutivo comparar algumas das medidas atuais relacionadas a alguns poucos tipos de superfície. Aqui temos:

Tipo de superfície	*Gasto na reflexão*
Varias lavouras de cereais	5 – 15 %
Floresta de coníferas	10 – 15 %
Solo arável escuro	10 – 15 %
Manchas de areia úmida	10 – 15 %
Solo descoberto	10 – 20 %
Campos arados secos	10 – 25 %
Manchas de areia seca	15 a 25 %
Vários campos de grama	15 – 40 %
Desertos	15 – 40 %
Neve ou gelo	40 – 90 %

O período de tempo que o ar permanece perto da superfície de um determinado campo ou potencial gerador de térmica depende da velocidade do vento e do quanto o local é abrigado. O fluxo do vento através de um campo de trigo, por exemplo, é normalmente reduzido pela foliagem e em um dia ensolarado a temperatura na plantação é frequentemente 3 graus mais alta que no vento mais ligeiro acima do topo da plantação. A temperatura no meio da tarde em um campo de batatas é algumas vezes 1 a 5 graus mais alta que a temperatura do ar logo acima, e parece provável que, em dias ensolarados com ventos leves ou moderados, temperaturas locais mais altas são atingidas no nível da foliagem das árvores nas florestas.

O lado de sotavento de edificações, cidades e encostas de morros ou montanhas oferecem semelhantes resistência de larga escala ao fluxo de vento em geral, e adquiriram o nome de sombra do vento. Uma sombra do vento, entretanto, tem a probabilidade de ser um gerador de térmica principalmente em encostas que

também tem a face voltada para o sol. Edifícios e pequenas cidades são frequentemente eficientes geradores de térmicas; estes lugares são normalmente secos, com índice de reflexão baixa, e eles ainda frequentemente possuem um aquecimento interno. Com isso, não é necessário muita imaginação para saber o quanto é difícil prever com eficiência onde estão os geradores de térmicas; por exemplo, nós podemos concluir que uma vez que a potência reflexiva de um terreno com areia é baixo, então em ventos muito fracos, bancos de areia expostos na beira de algum rio poderiam ser um gerador de térmica utilizável, mas com ventos fracos o ar acima do terreno pode não permanecer sobre a areia por tempo suficiente para obter um aquecimento extra; enquanto que evaporação com consumo de insolação poderia ser melhor com ventos fracos, e isto torna praticamente impossível predizer como ventos fracos poderiam permitir que um banco de areia em particular se torne um eficiente gerador de térmica em uma condição meteorológica em particular.

Para considerar outra ilustração, nós podemos concluir que um campo seco de trigo pode ser um gerador de térmica mais eficiente que um terreno arado ao lado, mas se a plantação estiver seca, e se o vento for muito fraco, fica aberta a possibilidade da temperatura do ar estar mais alta no terreno arado. É claro, nós poderíamos teorizar estes efeitos combinados em uma encostas voltadas para o sol, superfícies secas, umidade contida no solo, transpiração, reflexão de calor e vento (para não dizer nada do efeito de irrigações), mas uma vez que é impossível saber quanto cada um destes efeitos se aplicam em um local e hora particulares, esta teoria ficaria inconclusiva. Entretanto, o fato de ser inconclusivo não é motivo para pessimismo; isto meramente indica que nós temos que desconfiar de noções pré-concebidas de onde e quando procurar geradores de térmicas. Pelo contrário, nós temos que saber os fatores que criam estas condições de geração de térmicas e deixar a natureza

revelar a forma como estes fatores são combinados em ocasiões particulares. Então, se pudermos deduzir as razões para eficiência, ou não eficiência, de um gerador de térmica aquecido, esta informação poderá melhorar nossa chance de predizer onde estará a próxima.

Padrões de geradores celulares

Pesquisas recentes, incluindo observações dos meteorologistas australianos Eric Webb e Derek Reid, indicam que sobre terrenos planos aquecidos uniformemente pelo sol, o vento de superfície e as flutuações de temperatura tendem a ocorrer em padrões celulares. Cada célula tem aproximadamente 1 a 5 km, e normalmente possuem três, quatro ou cinco lados. Desvios pelo vento são mais ou menos uniformes em cada célula, mas diferem de uma célula para outra.

As paredes das células que se unem a outra são frequentemente zonas de ar convergente (e ascendente), ou ar divergente (ou descendente). Registros de temperatura e vôos de pesquisa sugerem que as térmicas surgem em sua maioria na junção de três ou quatro destas zonas de convergência entre as células adjacentes. Com isto, uma térmica incipiente parece ser formada pelo ar convergente em e ao longo de três ou quatro estreitos canais irradiando como raios saindo de uma roda de térmica. A térmica incipiente é frequentemente um ou dois graus mais quente que o ar ao seu redor, mas este excesso de temperatura é rapidamente reduzido conforme a térmica sobe e se mistura com o ar ao redor.

Um padrão celular em níveis muito baixos normalmente se move com o vento de superfície, e conforme se move os detalhes da estrutura mudam lentamente.

Geradores de térmicas completos são normalmente uma mistura de um padrão topográfico com locais mais aquecidos, associados principalmente com as características do vento e a taxa geral de aquecimento. Ainda conforme sugerido, as complicações das razões que fazem um gerador de térmicas funcionar não precisam assustar um piloto que seja rápido em simplificar a figura, através do discernimento ou imaginação das razões dominantes no padrão de térmicas que ele encontra.

Geradores de térmicas tardios

Ainda conforme mencionado, as lavouras, densas florestas e superfícies rochosas (especialmente granito) tende a reter calor e se tornam geradores de térmicas tardios (ou residuais) do dia. As térmicas que eles produzem parecem ser menos turbulentas e fáceis de usar, uma vez que são maiores que os tipos vigorosos disparados pelo forte sol do meio dia.

A diferença na característica entre o meio dia e as térmicas tardias parecem vir do diferente modo de ativação do gerador da térmica; conforme o dia se torna mais quente, os geradores de térmicas são mais aquecidos que o seu arredor, enquanto que geradores de térmicas residuais são criados devido ao não esfriamento tão rápido quanto o seu arredor.

Geradores de térmicas aquecidos não deixam de serem ativos tão logo os geradores residuais comecem funcionar, mas às vezes eles parecem estar em uma pausa de térmica – durante aproximadamente meia à uma hora entre as 16 e 18 horas locais – depois que o mecanismo dos locais mais aquecidos tenha passado seu pico, mas que os geradores residuais ainda não tenham atingido seu ápice.

Distância entre as térmicas

Sobre terreno uniforme e ventos suaves o espaço entre as térmicas dependem muito da profundidade da camada de térmica seca. A vida das térmicas no início da manhã é breve e sua extensão vertical normalmente é muito menor que a altura que será atingida mais tarde no dia, mas este problema no tamanho é balanceado pela menor distância entre elas. Ambos, o tamanho e a duração das térmicas aumenta no decorrer do dia, mas as distâncias entre elas também se torna maior.
Quanto mais próximos ao fim da convecção, as distâncias entre as térmicas se tornam maiores e a potência declina lentamente, mas a extensão vertical normalmente permanece aproximadamente a mesma do que durante o calor da tarde. Como guia temos que a distância entre térmicas adjacentes é de aproximadamente 1½ a 2½ vezes a altura na qual as térmicas estão subindo.

Poeira do diabo

Uma vez que a capacidade térmica e perda por condutividade da areia é baixo, a insolação é especialmente efetiva no crescimento da temperatura na superfície de um deserto, e sobre regiões cuja camada superadiabática é particularmente instável, e frequentemente se estendem para cima por uns poucos milhares de pés. Térmicas e descendentes nestas camadas são vigorosas. Como o ar sopra na direção da base das térmicas, este tende circular em torno do centro – como a circulação nos ralos de pia. Normalmente esta circulação é insignificante e não detectável facilmente, mas uma vigorosa térmica pode concentrar uma incipiente circulação que se transforma em um vórtex apertado que pode subir como um tipo de térmica na forma de uma coluna

em espiral por muitas centenas, e ocasionalmente muitos milhares de pés sobre o nível do solo. Se uma vigorosa térmica rotativa suga uma quantidade suficiente de poeira ou areia, ela revela seu movimento e isto é chamado de poeira do diabo (dust devil), ou Willy Willy na Austrália.
A coluna de poeira ou areia em uma poeira do diabo é mais visível quando olhada através de lentes polarizadas. A ascendente é forte, mas girar bem apertado é necessário para permanecer no centro, especialmente em baixos níveis. Um dust devil frequentemente persiste por muitos minutos conforme se desloca lentamente com o vento, e conforme sobe para os níveis mais altos na camada de térmica seca desenvolve uma térmica menos vigorosa, mas nem por isto ruim.
No nível do solo, a passagem de uma poeira do diabo é acompanhada de um desagradável jato de poeira de aproximadamente 10 a 15 metros de diâmetro e rajadas de vento fortes o suficiente para colocar em risco planadores no solo.

O efeito do vento e da tesoura de vento

Apesar das térmicas bem formadas acontecerem em condições hipoteticamente calmas, o vento favorece a produção de térmicas de forma mais freqüente e talvez de forma distorcida. As razões para isto é que:

- Primeiro, a turbulência criada pelo vento provoca disparos de térmicas incipientes.
- Segundo, que uma térmica descolada pelo vento pode viajar sobre a camada estreita e aquecida do ar da superfície e arrastar para a sua circulação um voluma maior de ar do que aquele disponível em condições calmas.

Por outro lado, os ventos tendem a reduzir a taxa de aumento da temperatura na superfície pela distribuição do calor através da turbulência do ar existente em vento forte. Com isto, ventos moderados e fortes tendem inibir a criação de térmicas de locais no nível do solo. Como isto é compensado parcialmente por esta ação desruptiva, o movimento turbulento descola parcelas de ar verticalmente, e, se a taxa de variação da temperatura do ar é superadiabática (mesmo que pouco), parcelas ascendentes descoladas se tornarão térmicas incipientes. Então, pode haver um apreciável número de térmicas em condições de vento moderadas ou fortes, mas muitas delas terão origem em camadas mais acima ao invés de terem origem no nível do solo, e apesar de algumas bolhas poderem ser originadas no nível do solo, normalmente é difícil identificar geradores fixos no solo a partir das térmicas encontradas no ar. O efeito de distorção da turbulência também soma dificuldades ao vôo de térmica nestas condições.

O termo tesoura de vento é normalmente usado para descrever uma forte mudança no vento com a altura. Um pensamento usual é que as tesouras de vento normalmente não persistem na camada de térmica devido a completa mistura vertical que se acreditava ocorrer nesta camada. Na década passada entretanto,

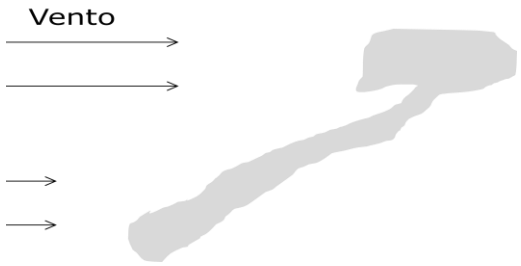


Fig. 12.5 A seção transversal de uma térmica subindo em uma tesoura de vento. O centro da térmica é deslocado na direção da tesoura.

pilotos de planadores descobriram que fortes tesouras de vento ocasionalmente persistem na camada de térmicas, e estas

tesouras de vento distorcem a estrutura das térmicas. O efeito é ilustrado na figura 12.5. Tesouras de vento como estas não são freqüentes, mas elas ocorrem com freqüência suficiente para serem consideradas e trazem alguns problemas para os pilotos de planador, parecendo ainda serem mais freqüentes em climas secos e quentes sobre os continentes. A existência deste tipo de tesoura normalmente não é detectável sem que se tenha informações meteorológicas detalhadas do local. Frequentemente, a primeira pista que um piloto de planador tem de que tesouras deste tipo existem em uma camada de térmica é um aparente enfraquecimento ou dissipação turbulenta na térmica na qual ele está subindo. Nesta situação, a melhor chance de permanecer na térmica é se mover na direção da tesoura de vento. A direção da tesoura de vento é ilustrada na figura 12.6. Se a tesoura de vento é detectada, mas a direção do vento desconhecida poderá ser necessário que o piloto abra sua curva para procurar pela mudança do centro da térmica – então, se ele detecta a direção aparente da tesoura, poderá usar novamente esta direção durante a próxima hora ou duas sempre que ele tentar subir em uma térmica através do nível da tesoura.

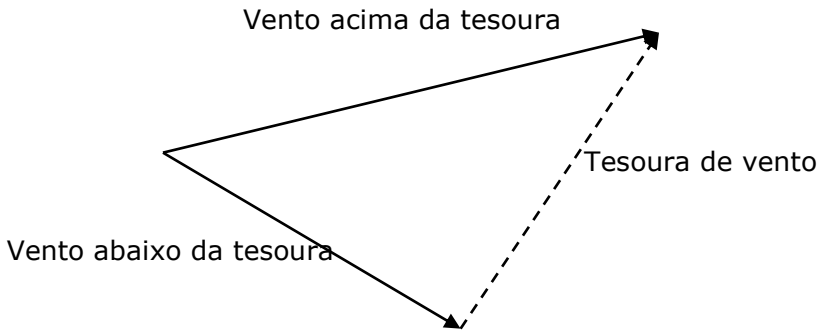


Fig. 12.6 Um vetor de vento pode ser colocado como uma seta na direção na qual o vento sopra, com um comprimento proporcional a velocidade do vento. A tesoura de vento é diferença dos vetores do vento acima e abaixo da tesoura.

Esta alteração na térmica devido à tesoura de vento, que foi justamente discutida, ocorre em camadas muito estreitas, normalmente 100ft de profundidade. Quanto mais geral a mudança de vento com a altura através da camada de térmica seca, mais afeta a estrutura das térmicas. Quando as mudanças de vento com a altura forem superiores a 2 a 3 nós a cada 1000 ft, voar em térmicas secas em um bom dia convectivo é possível, mas difícil, devido a distorção turbulenta das térmicas.

Estradas de térmicas e Correntes de térmicas

Ocasionalmente as térmicas parecem estar organizadas em correntes ou estradas, orientadas na direção do vento. Correntes de térmicas podem se desenvolver a sotavento de geradores de térmicas quase contínuos, como pequenas cidades, fábricas ou montanhas isoladas, conforme desenhado na figura 12.7, e a principal condição para formação destas correntes é que o vento não mude radicalmente sua direção através da camada de térmica. O comprimento destas correntes sobre geradores de térmicas particularmente ativos são frequentemente de 5 a 15 Km. Quando muitas correntes paralelas se formam, o espaço entre elas é determinado primeiramente pela distribuição dos geradores de térmicas. Entretanto, em geral, o comprimento das correntes de térmicas e o espaço entre elas não será regular.

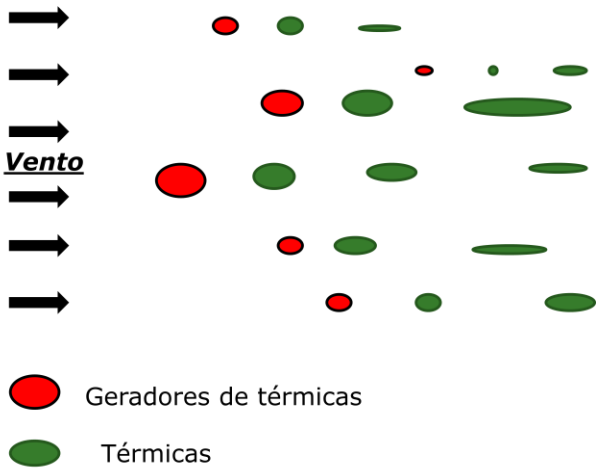


Fig. 12.7 Correntes de térmicas podem se desenvolver a barlavento de geradores quase contínuos de térmicas, como pequenas cidades, fábricas ou montanhas com insolação. O espaço entre as correntes não são regulares.

Certos tipos de vento e condições de estabilidade, entretanto, são favoráveis para organização de térmicas em muito mais longas e uniformemente espaçadas linhas chamados estradas de térmica, as quais não vem de geradores de térmicas individuais. As condições pedem que a camada convectiva esteja coberta por uma camada muito estável. Esta estabilidade irá impor um firme limite no tamanho final das térmicas mais significativas na camada de convecção, e é o controle destes tamanhos finais que permite que o espaçamento regular entre as térmicas nestas estradas seja mantido. A distância entre estradas adjacentes é normalmente duas a três vezes a profundidade da camada convectiva. As condições de vento favoráveis para o desenvolvimento de estradas regulares são ventos que aumentam do nível do solo para cima em até 2/3 da camada de térmica seca e se tornam constantes ou apresentam um pequeno decréscimo na direção do topo da camada de convecção. A direção do vento não deve mudar muito com a altura. A figura 12.8 ilustra este tipo de perfil de vento. Conforme mencionado no

capítulo 2, a variação do vento com a altura está ligado ao gradiente de temperatura através ou entre as massas de ar.

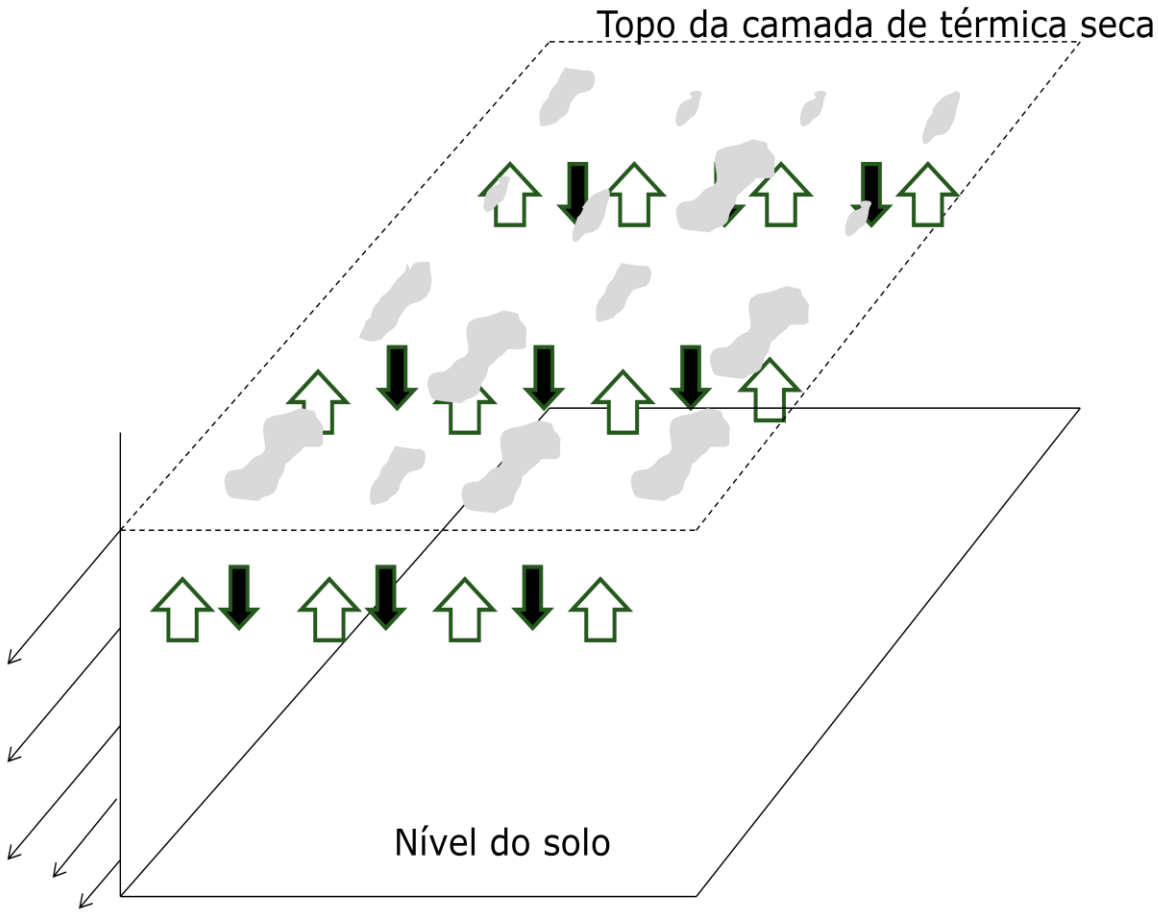


Fig. 12.8 Estradas de térmicas e standard de vento favorável para sua formação.

O gradiente das massas de ar necessários para produzir um perfil de vento favorável para formação de estradas de nuvens é aquele que se você vira sua face para o vento, o ar mais frio estará a sua esquerda no hemisfério norte (a direita no hemisfério sul)
Verdadeiros sistemas de larga escala muito longos, com estradas de térmicas regularmente espaçadas não são características raras na estrutura de convecção sobre regiões grandes, planas ou uniformes. A convecção nos ventos alísios sobre o oceano

frequentemente é organizada em estradas espaçadas. Mesmo sobre a calota polar Ártica na latitude de 80 graus norte a convecção em baixos níveis é caracterizada por um padrão regular de estradas durante o prolongado aquecimento solar nos meses de verão.
O potencial vôo em linhas de térmicas organizadas é fácil ser feito na direção do vento, contra ou a favor deste, mas quando voamos em rotas de navegação é prudente antecipar consideráveis descendentes entre as linhas de correntes ou estradas de térmicas.
Estradas de térmicas são mais comuns que podemos supor; por isto muitas vezes vale a pena procurarmos por térmicas ao longo da direção do vento, através das térmicas, ao contrário de estar contente em girar tradicionalmente em uma térmica.

Térmicas em terrenos montanhosos

Sobre montanhas, a topografia e a direção do sol são influências dominantes, mas seus efeitos são complicados devido a interação dos ventos locais com o fluxo geral do vento.
É comum que a nebulosidade atmosférica diminua com a altura; então, terrenos altos recebem uma maior porção de energia solar do que os vales. Encostas com a face voltada para o sol recebem maior insolação por unidade de área que um terreno plano especialmente no início e final dos dias.
Superfície do solo em terrenos montanhosos são normalmente mais variados do que em terrenos baixos. Superfícies rochosas se aquecem rapidamente, mas terrenos com neve mais acima experimentam pequenas variações de temperatura. Encostas arborizadas mais baixas são lentas no aquecimento. Uma região ensolarada de árvores podem produzir algumas térmicas muito tarde no dia, mas áreas arborizadas muito extensas raramente

produzem térmicas fortes, especialmente quando as árvores estão em vales estreitos com lados íngremes.

Alterações diurnas nos vales em lugares montanhosos

Durante a noite, o ar esfriado pela radiação noturna sopra para as regiões mais baixas dos vales na forma de ventos catabáticos, e o ar na parte mais baixa do vale é normalmente muito frio com uma forte inversão de temperatura sobre ele.

Depois que o sol nasce, as encostas do lado leste são aquecidas rapidamente pela insolação, mas pequenas mudanças de temperatura acontecem sobre as encostas arborizadas mais baixas e no vale, parte do qual pode ainda permanecer na sombra, sob uma forte inversão térmica. Térmicas começam se formar nas encostas aquecidas mais altas – especialmente as voltadas para o leste. A influência das encostas no aquecimento é maior que geralmente nós podemos imaginar; a figura 12.9 ilustra a magnitude do efeito de encosta para insolação na latitude 40 graus.

Conforme a manhã avança, o fluxo das térmicas do alto as encostas continua, enquanto as encostas baixas e eventualmente o fundo do vale começam aquecer. O ar que sopra para cima das montanhas é alimentado por um fluxo anabático no vale que sopra das partes mais baixas, mas existe também um gradual fluxo descendente sobre o meio do vale. Isto mantém uma inversão sobre o vale ao longo do dia, impedindo que qualquer térmica suba diretamente do fundo do vale.

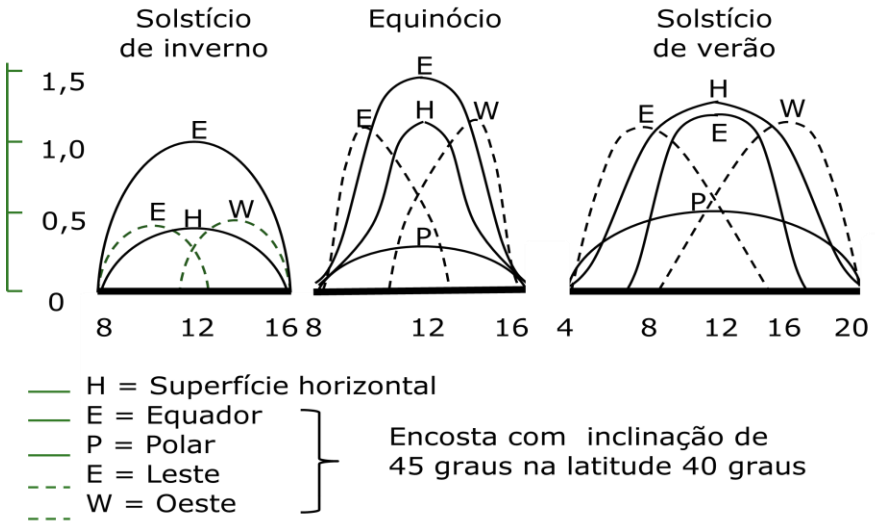


Fig. 12.9 Comparativo da insolação recebida por uma superfície horizontal e outra inclinada nos solstícios e equinócios. A escala vertical de unidades mostra 1.0 que significa o calor recebido ao meio dia em uma superfície no equinócio na latitude de 40 graus. O efeito da inclinação é muito significativo; note, por exemplo, que ao mesmo tempo nos equinócios que as superfícies viradas para leste as 8 horas e as superfícies inclinadas para oeste as 16 horas recebem tanto aquecimento quanto uma superfície horizontal ao meio dia. Os tempos solares locais são rotulados na linha horizontal inferior.

Nem todas as correntes ascendentes são devido ao fluxo para cima nas encostas aquecidas. Algumas delas são disparadas pelo vento soprando vale acima sendo projetados por estímulos para fora do vale. O padrão de fluxo ascendente nas montanhas muda conforme algumas encostas começam receber a luz do sol e outras se tornam sombreadas. Ao entardecer somente as encostas mais altas voltadas para oeste podem produzir térmicas. O esfriamento nas encostas sombreadas produz um lento fluxo descendente destas encostas para o vale e frequentemente são associadas com um leve fluxo de ar vale acima no fundo do vale.

Este ar subindo as vezes produz só um fluxo suficiente para o vôo, e os pilotos podem às vezes prolongar seus vôos voando sobre os vales a tardinha. Mas logo o esfriamento geral produz um fluxo catabático no vale como um todo. Esta seqüência de eventos acontece geralmente em ventos calmos com poucas ou sem nuvens – em outras palavras, condições nas quais o calor do sol e esfriamento noturno pela radiação são regras dominantes nas alterações de tempo diurnas.

Cap. 13 – Convecção com cumulus

Conforme uma térmica sobe, a parcela de ar esfria aproximadamente na taxa de variação adiabática seca (DALR), de 3oC a cada 1.000ft. Se a térmica atinge uma altura na qual o resfriamento baixa a temperatura do ar até seu ponto de condensação, ou ponto de orvalho, a térmica se torna saturada, e qualquer futuro esfriamento por ascensão irá produzir uma nuvem. Então, as condições de desenvolvimento de cúmulos de bom tempo são similares aquelas requeridas para o desenvolvimento de térmicas secas; a única diferença real é que a profundidade da convecção deve ser suficiente para que as térmicas atinjam seu nível de condensação. As nuvens que se formam terão um formato de Cumulus, mostrando o formato dos topos de uma coleção de térmicas. A térmica será chamada de térmica com nuvem (não é normal chamar de térmica úmida em contraste com as térmicas secas, que não são exatamente secas, elas só não estão saturadas). Um Cumulus formado por uma térmica, entretanto, será um pouco mais que um efêmero puff de nuvem no céu. Ele necessita uma sucessão de térmicas para formar e se manter como um cumulus bem formado. Sobre terrenos baixos e planos a altura dos cumulus de bom tempo são normalmente uniformes e as bases individuais das nuvens são aproximadamente planas. A faixa de altura das bases dos cumulus vai de 2.000ft (600m) em climas frios e úmidos para até aproximadamente 15.000ft (5.000m) em climas muito quentes e secos. (Existe uma tendência mundial dos meteorologistas profissionais de subestimar ao contrário de superestimar a base de cumulus de bom tempo, mas este erro tradicional está sendo gradualmente eliminado a medida que a colaboração entre pilotos de planadores e meteorologistas aumenta.

Em certos dias, pequenos Cumulus se formam rapidamente e parecem promissores, e então desaparecem, mas isto não significa que as térmicas tenham enfraquecido; isto normalmente significa que o ar acima do nível dos Cumulus está um pouco estável, mas não o suficiente para prevenir que a profundidade das térmicas continue aumentando. Se diz coloquialmente dos cumulus de vida curta que eles foram queimados.

Fig. 10 Pequenos cumulus sobre Waikerie. Estes pequenos cumulus tem um contorno levemente irregular devido uma tesoura de vento no topo da região convectiva, mas as térmicas são fortes.

Muitas das discussões sobre térmicas secas na metade superior da camada de térmica seca podem ser aplicados para térmicas com nuvens, substituindo Adiabático Seco por Adiabático Saturado; por exemplo, a flutuabilidade de uma térmica subindo adiabaticamente tenderá aumentar, ou diminuir, de acordo com a taxa de variação da temperatura do ar ao redor que é maior que, ou menor que, a Taxa de Variação Adiabática Saturada. (A figura 3.5 (a) e (b) no Capítulo 3 ilustram o conceito de estabilidade). A estrutura das térmicas com nuvens, entretanto, tem uma

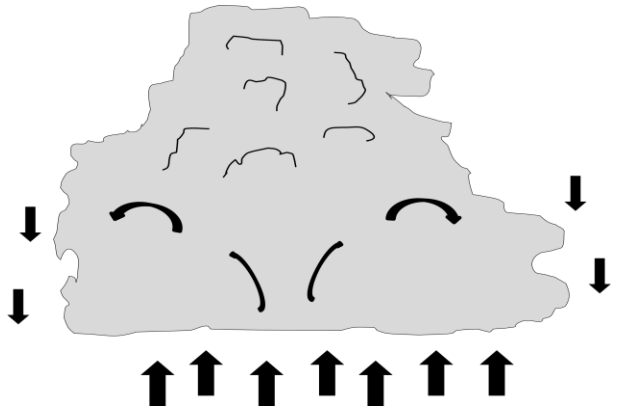


Fig. 13.1 A natureza do movimento geral do ar e nas laterais de uma pequena nuvem de convecção.

complicação adicional que é a influência dos efeitos de condensação e evaporação.
Os lados iluminados pelo sol de um cumulus bem desenvolvido reflete uma quantidade apreciável da luz do sol, e alguns destes raios refletidos são direcionados obliquamente em direção ao solo. Então, nuvens de cumulus produzem no solo um padrão variável de ambos, sombras e regiões ensolaradas potencializadas pelo reflexo somado a insolação direta.

Estrutura das térmicas com nuvens

Quando a condensação da umidade acontece, uma grande quantidade de calor latente é liberado e a térmica com nuvem recebe um incremento na sua flutuabilidade. Ela cresce lateralmente conforme puxa o ar ao seu redor e mantém características de um anel de vórtice. O diâmetro de uma térmica na base da nuvem está na ordem de um terço da altura desta base; por exemplo, com uma base a 3.000ft (1.000m), o diâmetro perto da base será de aproximadamente 1.000ft (300m).

Quando uma térmica com nuvem sobe acima do corpo principal da nuvem, no ar claro acima, o topo da térmica se mistura no ambiente relativamente mais seco. Durante esta mistura, parte da nuvem evapora e resulta em esfriamento reduzindo a flutuabilidade da térmica. Os lados da térmica com nuvem também poderão ser esfriados pela evaporação do ar saturado da térmica no ar relativamente mais seco ao redor, e uma descendente aparece perto das laterais das nuvens conforme esquematizado na figura 13.1. O resultado líquido destas alterações na flutuabilidade faz com que uma térmica com nuvem bem desenvolvida mostre um claro contorno conforme penetra em um ambiente mais seco e estável, enquanto o contraste das velocidades verticais nas laterais normalmente produz uma turbulência de pequena escala. Então, quando uma térmica seca se torna saturada, pode se tornar mais forte no início, mas a mistura com o ar mais seco e a evaporação irá reduzir a potência da térmica pela diluição e evaporação.

Para que uma nuvem de cumulus persista por mais que uns poucos minutos, ela necessita ser alimentada por mais de uma térmica. Entretanto, uma vez que um pequeno cumulus se forma, ele irá agir como um tênue escudo, protegendo as térmicas sucessivas que entram na sua base de se misturarem e evaporarem rapidamente no ar mais seco. Então, se um pequeno puff de cumulus formado por uma térmica isolada não for rapidamente reforçado por pelo menos outra térmica, ele logo desaparecerá; mas se este é reforçado por pelo menos mais uma térmica, as chances dele crescerem cada vez mais é consideravelmente aumentada. Com isto, um típico cumulus de bom tempo normalmente tem uma vida de somente 20 minutos ou algo assim. Isto raramente é obvio quando se dá uma olhada no céu pontilhado com aparentemente bem formadas pequenas nuvens de cumulus. Mas se nós olharmos cuidadosamente, iremos ver que a maioria das nuvens individuais estão no

processo de formação ou dissipação. Nuvens novas na fase de crescimento podem ser distinguidas pelo seu brilho e contornos, através da alta concentração de pequenas gotículas de água; ao contrário de uma nuvem dissipando, com contorno não bem definido, que adquire uma coloração sem brilho devido ao fato de que as gotículas menores já evaporaram deixando uma pequena concentração de gotículas maiores que refletem a luz do sol.
Nem todas as térmicas que entram na base do cumulus necessariamente vem do solo. Não é raro que alguma parcela de ar logo abaixo da base da nuvem seja sugado para dentro da nuvem, conforme mostrado na figura 13.2. O vapor de água deste ar condensa; a liberação de calor latente faz com que esta parcela de ar adquira flutuabilidade e então se torne uma térmica. Com isto, um cumulus bem desenvolvido pode se tornar auto-suficiente.

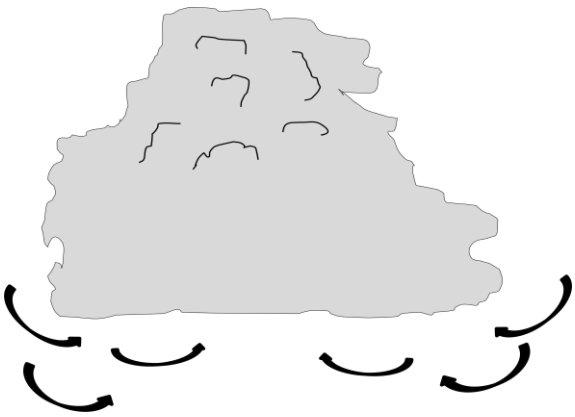


Fig. 13.2 Não é raro que parte do ar ao redor da nuvem, localizado perto da base, seja sugado para dentro da nuvem. Quando isto acontece, a nuvem não é necessariamente mantida por uma corrente de ar vinda do nível do solo, e às vezes é difícil para um piloto de planador encontrar térmicas em níveis muito mais baixo que as bases dos cumulus.

Como a nuvem de convecção não necessariamente dissipa quando seu suprimento de térmicas do nível do solo é cortado, e

um significativo, e talvez vexatório, corolário, é que nuvens de convecção no céu não são necessariamente garantidoras de térmicas abundantes do nível do solo. Frequentemente é fácil manter altura logo abaixo da base por térmicas geradas pela nuvem que é auto-suficiente, mas surpreendentemente difícil atingir a base da nuvem girando térmicas que sobem de níveis mais baixos.

Camada abaixo das nuvens

Em um dia de sol com nuvens convectivas de bom tempo flutuando no céu, a média do total de nuvens sobre, vamos dizer, 40.000Km2 (10.000 milhas quadradas) normalmente cobrem menos que a metade do céu, e as descendentes generalizadas do ar ambiente que usualmente, mas não necessariamente, compensam o ar que sobe com as térmicas são, em média, muito lentas. Apesar disto, estas descendentes são importantes porque o ambiente é adiabaticamente aquecido no processo, reduzindo as chances de térmicas vindas dos níveis abaixo atingir seu nível de condensação. Isto significa que as térmicas tem melhor chance de subir e passar seu nível de condensação em nuvens que já existem do que em regiões sem nuvens – como pode ser observado quando uma grande nuvem de convecção virtualmente diminui a convecção ao seu redor, ou quando uma persistente e vigorosa convecção de uma encosta ensolarada inibe o desenvolvimento de cumulus sobre o terreno próximo mais baixo. O processo é frequentemente muito perceptível quando a convecção ocorre em áreas muito grandes de oceano ou continente, e são nestas regiões que as nuvens de convecção podem virtualmente se organizar em estradas ou grupos entre os quais as descendentes do ambiente produzem uma camada estável abaixo do nível geral das nuvens de aproximadamente

200 a 600 ft (60 a 200 m). Uma camada como esta é frequentemente chamada de camada abaixo das nuvens. Estas camadas abaixo das nuvens se formam mais freqüentemente em um anticiclone MSL do que em uma situação de baixa pressão. Quando uma camada abaixo das nuvens existe, normalmente é difícil subir pela camada de térmica seca até a base das nuvens. Neste tipo de situação é preciso apertar o vôo para girar bem no centro da térmica, porque este centro tem mais chance de penetrar nesta camada abaixo das nuvens e atingir a base.

Espalhamento de cumulus

Um dos principais fatores que governam a história de vida de uma nuvem de convecção é a umidade do seu ambiente. Em um ambiente mais seco, a evaporação na periferia da nuvem reduzirá consideravelmente as chances de nuvens individuais persistirem por um tempo maior que 15 minutos, mas se o ambiente contém bastante umidade, então não somente terá a taxa de evaporação reduzida, como seu efeito poderá ser aumentar o conteúdo de vapor na nuvem vindo do ambiente ao redor. A nebulosidade irá se espalhar para fora da térmica, e a nuvem de cumulus irá se degradar em uma larga nuvem de stratocumulus, o qual irá literalmente sombrear a região da térmica por um tempo entre 15 minutos e poucas horas. Este espalhamento dos cumulus formando grandes coberturas de stratocumulus são usualmente chamados sobre cobertura. Não é raro em climas temperados e úmidos ocorrer sobre cobertura no meio do dia, que pode permanecer por uma hora ou duas, quando inicia o aparecimento de muitas quebras nesta cobertura, permitindo a passagem de raios solares suficientes para aquecer o solo e disparar mais térmicas.

O desenvolvimento de cumulus seguido de um espalhamento das nuvens antes da regeneração da convecção é muitas vezes chamado de reciclagem das condições de térmicas. Este nome é utilizável quando se desejar expressar todo o processo em uma palavra, mas isto deveria ser usado com certo cuidado. Em longos dias de verão o espalhamento e o processo de regeneração pode ocorrer no meio do dia e se repetir no final da tarde – o que se entende por dois ciclos (bom-ruim-bom-ruim-bom para o vôo). Mas em muitas ocasiões o processo não é uma seqüência que se repete em muitos ciclos. Mudanças periódicas cíclicas curtas podem e vão ocorrer na atmosfera, e elas podem influenciar as condições de vôo, mas as variações que eles produzem são normalmente muito pequenas para serem detectadas, previstas e usadas com suficiente acuracidade e confiança nas táticas de vôo.

Efeitos da tesoura de vento

Ventos e tesoura de vento exercem em térmicas com nuvens muitos efeitos semelhantes ao de térmicas secas; tesoura de vento através da camada de convecção faz com que as nuvens de cumulus se inclinem na direção do vento. O região a barlavento do cumulus tende ser mais favorável para subida que a região a sotavento, a qual pode conter descendentes nas bordas da nuvem. Na prática, não é fácil distinguir a direção de uma tesoura de vento fraca, mas quando uma nuvem de cumulus tem uma notável inclinação e o lado de barlavento parece ser melhor formado comparado com o lado de sotavento, a térmica às vezes existe não somente na nuvem, mas também do lado de fora da nuvem a barlavento, conforme indicado na figura 13.3 (a) e (b).

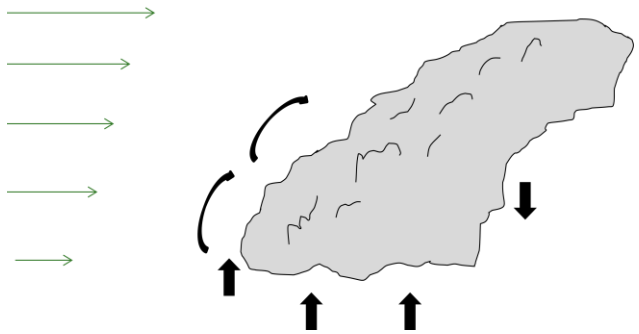


Fig. 13.3 (a) A térmica às vezes existe por fora da nuvem de convecção a barlavento. A tesoura de vento é indicada pela inclinação no perfil da nuvem.

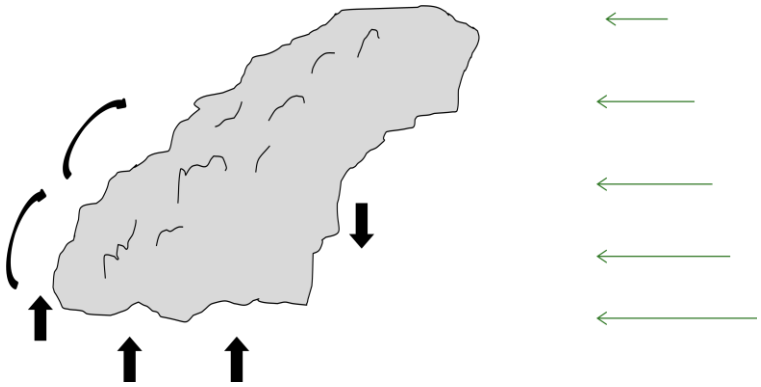


Fig. 13.3 (b) Quando o vento diminui com a altura as nuvens de convecção terão uma inclinação com a altura a sotavento. A subida na parte externa da nuvem poderá ser encontrada a sotavento da nuvem.

Quando a tesoura de vento for muito forte, entretanto, ela distorce o padrão de estrutura da nuvem e das térmicas, tornando difícil explorar as ascendentes.

Estradas e correntes de nuvens

Condições favoráveis para estradas ou correntes de nuvens são similares aquelas que organizam as térmicas em estradas e correntes de térmicas – de forma ideal, um vento cuja direção seja algo constante com a altura e, para estradas de nuvens, uma condição adicional de que a camada convectiva esteja coberta por uma camada estável. Estradas de nuvens podem se desenvolver a sotavento de um quase contínuo gerador de térmicas. O comprimento das estradas de um gerador particularmente ativo de térmicas atingem frequentemente 5 a 25 km; o espaçamento entre estradas paralelas é determinado primeiramente pela distribuição dos geradores de térmicas, e por isso não é necessariamente regular.

Quando mais a camada convectiva for coberta por uma camada estável, mais regularmente espaçada serão as estradas de nuvens que poderão se formar. Normalmente a distância entre estradas adjacentes são aproximadamente duas a três vezes a profundidade da camada de convecção; em outras palavras, se os topos dos cumulus pequenos estão a, digamos, 10.000ft (3 km) o espaço entre as estradas de nuvens estarão entre 6 e 10 km. Devido ao fato de que a formação das estradas de nuvens ocorre em escala regional, a localização das estradas não são necessariamente, ou facilmente, relacionadas com a localização de geradores de térmicas ativos. Às vezes o padrão das estradas se sobrepõe o efeito dos geradores locais de térmicas. Ás vezes, um gerador particularmente ativo se sobrepõe aos efeitos padrão para formação de estradas.

Padrões regulares de estradas de nuvens são mais comuns e podem cobrir áreas maiores o que pudemos supor. Regiões de estradas de nuvens com comprimento de mais de 800 km ao longo do vento e largura de 400 km ou mais não são raras,

particularmente nos alísios sobre o oceano e regiões de altas latitudes, como Finlândia. Em uma região com estradas de nuvens, o padrão normalmente é formado por um numero de estradas paralelas de comprimento acima de 100 Km, ao contrário de um simples conjunto de estradas ao longo de toda a região. Estradas muito longas raramente são contínuas ao longo de todo o seu comprimento. Quando elas se formam em uma região onde as isóbaras ao nível do mar se curvam ao redor de uma região de alta ou baixa pressão as estradas serão alinhadas aproximadamente ao longo das isóbaras assumindo a curvatura destas.

Fig. 12 Vista de satélite de estradas de nuvens. Esta fotografia mostra estradas de nuvens sobre a Geórgia, USA. Apesar deste padrão ser evidente para um homem no espaço, raramente é muito claro para um piloto de planador voando perto das bases das nuvens. Mas se a base da nuvem é alta, o piloto pode, às vezes, visualizar este padrão revelado pelas sombras das nuvens no solo.

Muito raramente, depois das estradas de nuvens terem se formado, elas cessam e se formam novamente em uma direção um pouco diferente. Esta mudança de direção normalmente significa que a profundidade da convecção repentinamente subiu

através da tesoura de vento e que o fluxo geral do vento na camada convectiva mudou acima da tesoura.
Térmicas e estradas de térmicas tem sido ocasionalmente sido observadas deslizando lentamente para os lados. Estas ocorrências, que são muito raras, não justificam observações detalhadas para se ter uma explanação inequívoca do fenômeno, mas tem se visto que quando a direção do vento acima das estradas é diferente do vento na camada de convecção abaixo, as estradas poderão deslizar na direção da tesoura de vento.
As descendentes entre as estradas de nuvens são normalmente mais fortes que aquelas entre as estradas de térmicas. Quando as estradas se formam é normalmente possível voar consideráveis distâncias ao longo das estradas logo abaixo da base. Mas a visão do piloto voando logo abaixo da base é muito restrita para ver o padrão da estrada olhando para as nuvens; deste ponto de vista, o padrão de estradas é melhor identificado pelas sombras projetadas no solo.

Ondas de térmicas

Uma camada estável cobrindo uma camada convectiva abaixo é uma condição favorável não somente para estradas de nuvens, mas também para ondas, que serão discutidas no capítulo 17. A condição adicional para formação de ondas é um vento que é também favorável para a formação de estradas, somado a uma forte tesoura de vento na camada estável logo acima da camada de convecção. A figura 13.4 ilustra o tipo de estrutura de vento necessária. Quando estas condições são preenchidas, a estrada de nuvens pode agir como cadeias de montanhas paralelas, através das quais o vento sopra em um padrão de ondas, conforme esquematizado na figura 13.4. Quando isto ocorre, às vezes é possível subir, não somente ao longo da área de

barlavento das nuvens, mas também no ar claro acima das nuvens. Este tipo de padrão de fluxo é conhecido como ondas de térmicas, e foi descoberto somente na década passada. Como todos os padrões para condições de vôo recentemente descobertos, é provável que ele ocorra com mais freqüência do que geralmente se supõe. Em 1967 eu voei sobre o topo de um cumulus a 9.000ft sobre Narromine (Norte do New South Wales), em ondas de térmicas sem saber do que se tratava; em 1975 Ingo Renner e outro piloto voaram sobre 20.000 ft em ondas de térmicas nesta região.

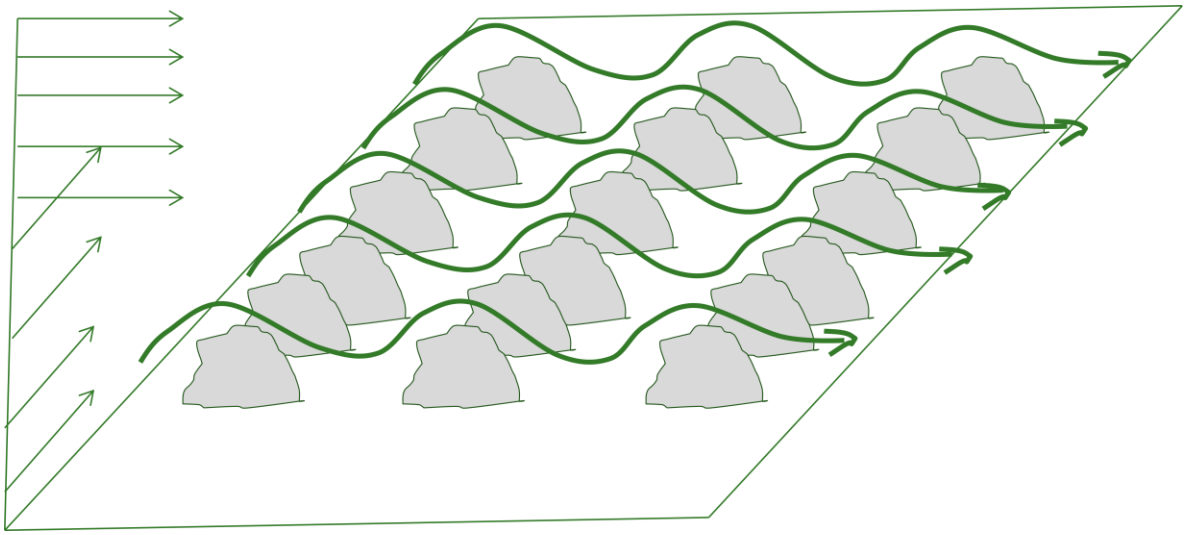


Fig. 13.4 Ondas de térmicas podem ocorrer quando a direção do vento muda marcadamente acima das estradas de nuvens, onde as estradas de nuvens funcionam como cadeia de montanhas. Estradas de nuvens podem também disparas ondas acima das estradas quando esta mudança na direção do vento existe. As ondas são conhecidas como ondas de térmicas.

Estradas de térmicas sem nuvens de convecção também podem disparar ondas de térmicas se a tesoura de vento existe no topo da camada de térmicas, mas as ondas de térmicas são mais prováveis quando estradas de nuvens estão presentes.

Ondas de térmicas nem sempre são estacionárias; elas frequentemente se movem lentamente - ao longo deslizando para o lado da linha de térmicas ou estradas de nuvens normalmente associadas com as ondas de térmicas.

Estrutura de grupos

Em condições de ventos fracos, grupos de térmicas têm sido observados para formar um agrupamento na forma de anel, cujo diâmetro é aproximadamente 5 vezes a altura da camada de convecção. Embora as células individuais de convecção distribuídas em forma de anel normalmente permaneçam menos de 30 minutos, o anel como um todo pode às vezes ser identificado por algumas horas.
Quando a convecção começa, nuvens de cumulus são geralmente pequenas e distribuídas uniformemente, a menos que exista um gerador térmico claramente dominante. Entretanto, tem sido reportado que conforme os tamanhos das nuvens individuais aumentam e o numero total de nuvens diminui, grupos de nuvens tendem a formar um aglomerado de nuvens de diferentes tamanhos, normalmente com o cumulus maior perto do foco do desenvolvimento. O tipo de agrupamento parece assistir o crescimento do cumulus grande. Quando isto ocorre o grupo de nuvens se torna auto sustentável, e tende a sugar o ar dos arredores, continuando o crescimento as custas de nuvens individuais fora do grupo.

Cumulus em áreas de montanhas

Quando uma cadeia de montanhas localizada em área de grandes planícies, o padrão de convecção muda durante o dia. As encostas voltadas para o sol são normalmente as primeiras a

disparar térmicas, mas isto não previne a formação de térmicas sobre a planície pela manhã. Em algum momento, a convecção, indicada por pequenos Cumulus, ocorrem em ambos os terrenos, altos e baixos. Mais tarde no dia, conforme o fluxo de ar nas montanhas aumenta, os cumulus sobre as encostas se tornam dominantes, enquanto pequena corrente catabáticas sobre as planícies suprimem os cumulus sobre os terrenos baixos.

Quando a velocidade do vento sobre os topos das montanhas são moderados ou frescos, as nuvens de cumulus que se desenvolvem no aquecimento das encostas se tornam menores e logo são carregadas pelo vento. Quando os ventos são leves e sopram do lado das áreas sombreadas das montanhas, o fluxo anabático nas encostas voltadas para o sol pelo aquecimento e as ascendentes orográficas podem formar uma zona de convergência sobre os picos onde se encontram os dois fluxos. Uma circulação pode então se desenvolver com cumulus persistente sobre o pico.

Pelo fato das parcelas de ar soprando contra as montanhas seguirem caminhos tortuosos e terem diversas histórias (origens), é imprudente imaginar que o nível de condensação será uniforme em uma região montanhosa. O nível de condensação no vale muitas vezes pode ser muito diferente do que nas montanhas próximas, particularmente durante o início do dia quando diferentes circulações são separadas nos níveis mais baixos e nas inversões sobre os vales. Durante a tarde, quando a convecção produziu uma melhor mistura das diferentes parcelas de ar, a base da nuvem tende se tornar mais uniforme, e é normalmente bem mais alta sobre as montanhas do que sobre os planos adjacentes.

Cap. 14 Tempestades convectivas

Quando ocorre a convecção em uma massa de ar que é fria e úmida em uma camada consideravelmente profunda, algumas nuvens de convecção podem crescer até grandes alturas. Quanto maior e mais profundo se torna uma nuvem individual de cumulus, melhores são as chances do desenvolvimento ser cada vez maior, porque esta tende a drenar as térmicas adjacentes para a sua base e proteger estas térmicas da diluição e evaporação dentro do ar claro. Quando a nuvem de convecção é profunda o suficiente para que um ou ambos os mecanismos básicos de produção de precipitação (descritos no capítulo 4) funcionem, alguma precipitação irá começar a cair na forma de gotas de chuva. Devido a este processo de produção de chuva ser súbito, a chuva de uma nuvem de convecção é normalmente sob a forma de uma bem marcada pancada de chuva, ao contrário de uma mais suave, prolongada e leve chuva que ocorre em nuvens de camadas.

Uma nuvem pode se estender para bem acima do nível de congelamento sem que suas gotículas congelem. Existe em geral uma falta de núcleos de congelamento na atmosfera para permitir o congelamento das gotículas; as gotículas se tornam supercongeladas. Conforme descrito no capítulo 4, o processo de congelamento demora a iniciar, mas uma vez iniciado ele pode se espalhar pela parte da nuvem que está acima do nível de congelamento muito rapidamente. O perfil externo da nuvem de convecção é um bom indicativo de quando ou não este processo de glaciação está ocorrendo. Antes da glaciação, as gotículas de água produzem uma forte aparência de couve-flor que é característico dos cumulus. Depois da glaciação, os cristais de gelo dão a parte superior um perfil distorcido. A glaciação também ajuda a prolongar a vida da nuvem. Cristais de gelo

evaporam muito mais lentamente que as gotas de água, então quando a nuvem de convecção se torna congelada, ela sofre menos encolhimento e esfriamento por evaporação para o ambiente nos seus lados. Isto também adiciona a chance da nuvem crescer cada vez mais, e, em uma massa de ar particularmente instável, pode crescer muitos milhares de pés verticalmente e se tornar um Cumulonimbus. Profundidades acima de 20.000 pés para nuvens de Cumulonimbus não são raras. Normalmente a tropopausa é o nível que os topos dos Cumulonimbus atingem, mas vigorosos Cumulonimbus têm sido observados penetrando muitos milhares de pés na estratosfera.

Conforme o desenvolvimento do processo ocorre, a grande nuvem convectiva se torna mais e mais auto-suficiente – normalmente as custas de térmicas e do desenvolvimento de pequenas nuvens na área ao redor. A nuvem começa a desenvolver seu próprio fluxo, incluindo ascendentes e descendentes que são mais organizadas que as correntes térmicas de sistemas convectivos menores. As ascendentes em uma ou mais células de um Cumulonimbus são como uma profunda coluna de ar subindo a velocidade entre 20 e 60 nós (40 a 120 Km/h). Velocidades verticais que excedem os 100 nós (50 m/s), tem sido estimadas em algumas tempestades severas.

Fig. 14 Grande cumulus

Estes grandes cumulus, da figura, também mostram alguns sinais de formação de estrada de nuvens. Estradas de nuvens são mais frequentemente associadas com pequenas nuvens de convecção.

Estas tremendas ascendentes nem sempre são turbulentas. Às vezes parecem ser bem calmas, porque são ascendentes grandes em relação ao diâmetro que um planador pode girar. Entretanto, as bordas destas ascendentes deverão ser bem turbulentas, especialmente na transição entre as ascendentes e descendentes na nuvem.

Descendentes em um Cumulonimbus também podem ser fortes e profundas. Existe maior possibilidade de ocorrer quando a precipitação for forte, mas precipitação não é um sinal certo de descendentes; precipitação também pode ocorrer em ascendentes quando o Cumulonimbus está se desenvolvendo.

Assim como uma tesoura de vento fraco ou moderado pode ser um disruptor de térmicas secas e formação de pequenos cúmulos, a tesoura de vento com muito maior profundidade de um Cumulonimbus é um fator positivo para desenvolvimento de um grande sistema de tempestade convectiva. A tesoura de vento é normalmente mais forte perto do topo da nuvem de Cumulonimbus e o seu efeito é visto como uma pluma de cirrus que sai do topo da nuvem. Esta pluma de cristais de gelo dá a toda a estrutura do Cumulonimbus a característica de um perfil de bigorna, conforme ilustrado na figura 14.1.

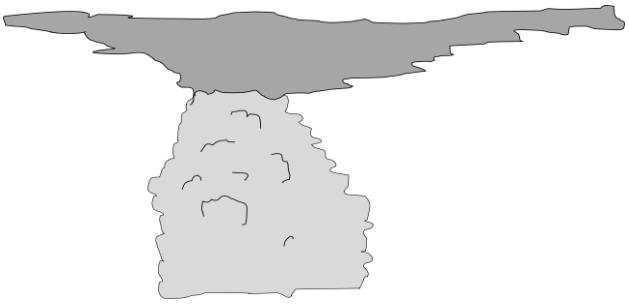


Fig. 14.1 Perfil característico em forma de bigorna no topo de um Cumulonimbus.

Criação de gelo

Gotículas de água supercongeladas acima do nível de congelamento congelam logo que entram em contato com um objeto sólido, podendo se formar em um planador, especialmente nos bordos de ataque dos aerofólios e articulações expostas. Normalmente esta formação de gelo não é séria, mas é possível que um planador tenha seu canopy coberto e suas superfícies de controle endurecidas pelo gelo enquanto esteja voando alto em uma térmica, e então entra em uma forte descendente na qual desce a níveis perigosamente baixos antes que o gelo tenha derretido. Para minimizar o perigo do congelamento é interessante evitar permanecer por muito tempo voando logo acima do nível de congelamento – este é o momento em que o congelamento poderá acontecer rapidamente. Em níveis mais altos, onde as nuvens são compostas principalmente por cristais de gelo em vez de gotículas supercongeladas, o problema de formação de gelo é reduzido.

Para compreender totalmente o perigo de descer através da base de uma nuvem com um planador com gelo, nós temos também que lembrar que a base das nuvens normalmente fica mais baixas em condições de precipitação.

Tempestades e raios

Raio é a faísca originada por uma descarga elétrica que ocorre em um forte gradiente eletrostático, entre regiões com cargas de sinais opostos de uma nuvem ou entre uma nuvem e o solo. O ruído desta descarga pode ser ouvido como um trovão em um raio de aproximadamente 40 km.

Uma vez que o flash e o ruído se originam simultaneamente, a proximidade da descarga poderá ser determinada pelo tempo transcorrido entre a luz e o trovão, lembrando que o som viaja 1

km em três segundos. O flash de luz propriamente dito pode ter um quilômetro ou mais em comprimento – descargas entre nuvens com mais de 80 km de comprimento tem sido observadas durante estudos de radar ao longo de linhas de Cumulonimbus. O som do comprimento todo do flash pode continuar sendo ouvido por muitos segundos e o eco das montanhas ou edifícios se somam às reverberações.

Um gradiente de aproximadamente três milhões de volts por metro é requerido para disparar uma descarga elétrica, e muitos milhares de volts por metro ao longo do comprimento da descarga. Estes gradientes eletrostáticos na atmosfera são gerados individualmente nas histórias das gotas de chuva e cristais de gelo em uma nuvem Cumulonimbus, mas são coletivamente muito potentes. O diferencial eletrostático carregando as várias regiões das nuvens são particularmente eficientes nas nuvens que contém uma abundante quantidade de água líquida e cristais de gelo ao mesmo tempo, e observações confirmam que nenhuma nuvem que não se estenda bem acima do nível de congelamento é um eficiente gerador de tempestade.

Apesar do potencial elétrico associado com os raios ser medido em milhões de volts, a corrente elétrica é muito pequena e a estrutura de um planador de metal é adequada para conduzir uma descarga de raio com pequeno ou sem nenhum estrago. A segurança em um planador não metálico, entretanto, diz que existe uma pequena chance deste ser atingido por uma descarga elétrica forte. Antenas de rádio aumentam o risco de que a aeronave seja atingida; quando isto ocorre é quase certo que a antena será danificada ou destruída e existe o risco de fogo no equipamento. As manifestações eletrostáticas mais comuns em aeronaves que voam em tempestades são o fogo de San Telmo (pequenas descargas nos instrumentos e outras juntas metálicas)

e um assobio ou estalos que vão crescendo até que uma descarga maior ocorra em algum lugar na nuvem.

Assim como a formação de gelo e turbulência de pequena escala, a região do nível de congelamento parece ser pródiga na formação destas manifestações eletrostáticas. Uma descarga normalmente causa correntes elétricas em diversas partes de uma tempestade, e um piloto de planador pode receber choques dos controles que vão de uma mera pontada até dolorosos espasmos. Uma ligação metálica do nariz até a cauda e ponta a ponta das asas aumenta a probabilidade da aeronave ser atingida, mas aumenta consideravelmente a segurança estrutural da aeronave em mil para uma chance de ser atingida por um raio realmente potente.

Mais de 200 anos atrás, na idade em que experimentos elétricos eram novidade, Benjamim Franklin flertava com a eletricidade atmosférica obtendo faíscas de um arame estendido em uma pipa voando abaixo de um Cumulonimbus. Espertamente, talvez, ele usasse um assistente para realizar os experimentos. Ele virtualmente espetava uma tempestade com um condutor eficiente. Um planador com um cabo de reboque ligado a um guincho ou carro de reboque no solo também é um bom condutor; se a tempestade estiver praticamente na vertical, o risco de um raio atingir o planador durante a decolagem é muito considerável, e o efeito de uma descarga como esta poderia danificar o planador e, se o guincho ou carro de reboque não estiverem aterrados, queimar o operador.

Pessoas atingidas por um raio não ficam carregadas de eletricidade. Elas podem ser tocadas e, se ainda estiverem vivas, podem necessitar respiração artificial se, e somente se, seus pulmões tenham sido temporariamente paralisados.

O padrão normal de zig-zag de uma descarga de raio com suas várias ramificações são apropriadamente descritos como garfos de raios.

Granizo

Estática e raios podem ser assustadores, mas o maior perigo para os planadores modernos em um Cumulonimbus é o granizo. Em uma vigorosa nuvem de convecção, pedras de gelo em crescimento são encontradas, e são algumas vezes carregadas para fora por muitas térmicas antes que elas eventualmente caiam da nuvem e, com coberturas acumuladas de gelo opaco, seus tamanhos finais são comparáveis a ervilhas ou a pequenas bolas de gude. Nas potentes correntes ascendentes em nuvens convectivas violentas, algumas pedras podem não cair da nuvem até que tenham crescido até o tamanho de bolas de golfe ou até maiores. Pedras de granizo com diâmetros de 5 cm (2 pol.) têm sido encontradas no nível do solo em fortes tempestades nas Ilhas Britânicas, enquanto que em alguns climas mais quentes pedras com diâmetro de 15 cm (6 pol.) têm sido registradas. Pedras de aproximadamente 1 cm em diâmetro caem através do ar a aproximadamente 30 Nós (69 Km/h) e são formidáveis mísseis capazes de provocar danos custosos em planadores hangarados. Planadores no ar, é claro, quando colidem com granizo, tem os vetores da velocidade do planador e da queda das pedras somados. Felizmente, muitas pedras são normalmente menores que isto, e a queda na maioria das vezes têm curta duração; a queda de granizo normalmente se transforma em chuva depois de uma curta e forte pancada. Não é fácil predizer quando irá ou não haver queda de granizo. Obviamente granizo não cairá de nuvens de convecção isoladas cujos topos não se estendam até, ou acima do, nível de congelamento. Granizo também não é provável em uma nuvem de convecção que estiver muito fria e, por isto, não contiver

gotas de chuva suficientes para cobrir as pedras com um número suficiente de camadas, e também improvável em uma nuvem de convecção que não tenha térmicas realmente fortes, que deixem as gotas de chuva caírem antes que as incipientes pedras de gelo possam crescer.

Precipitação em descendentes

Ascendentes são frequentemente localizadas em precipitação abaixo ou dentro das nuvens de Cumulonimbus, mas precipitação também exerce uma força de fricção para baixo no ar, e, em algumas partes da nuvem, isto pode disparar descendentes que aceleram e continuam descendo até o nível do solo, quando se espalham em uma camada rasa, conforme ilustrado na figura 14.2.

Fig. 14.2 Precipitação com descendentes soprando de uma nuvem profunda de convecção e se espalhando como uma rasa camada de ar frio no solo.

Este espalhamento de uma descendente em uma rasa camada traz gradientes de vento consideravelmente perigosos em baixos níveis. Este espalhamento é potencialmente extenso, especialmente quando a nuvem estiver ancorada sobre uma montanha. Uma particularmente forte tesoura de vento pode existir entre os ventos fracos soprando para um Cumulonimbus estacionário situado sobre o lado do vento de uma encosta e as descendentes da precipitação que fluem para baixo pela encosta e se espalham sobre a planície adjacente. Em 11 de julho de 52, durante o Campeonato Mundial de Planadores em Madri (aproximadamente 70 km das montanhas), a profundidade deste ar frio, ilustrado na figura 14.3, era de somente 120ft (40m). R. Otner que completava o dia de prova voando seu planador a baixa altura sobre o campo, repentinamente viu sua velocidade subir de 75 para 110 Kt (com alarmante flexão para baixo das suas pontas de asa) logo que ele entrou no ar frio. Outra, e desta vez trágica, experiência, foi um piloto em um planador bi-place, estolou e bateu ao entrar na mesma direção do ar frio.

Fig. 14.3. O esquema ilustra o espalhamento de uma descendente associada a uma tesoura de vento a baixa altura em Madrid em 11 de julho de 62, durante o campeonato mundial de planadores. A e B mostram a aproximação dos planadores mencionados no texto acima.

Uma vez que um extensivo espalhamento de uma descendente de precipitação pode não ser facilmente detectável, é interessante que as equipes de terra ou controladores fiquem alertas aos sinais do ar frio e tentem comunicar suas observações pelo rádio aos pilotos voando no local. É claro, o espalhamento de descendentes nem sempre é tão forte como o descrito anteriormente; em muitas situações as descendentes e o seu espalhamento causam pouco mais que uma temporária troca de vento com algumas rajadas. Entretanto, um piloto de planador deve estar sempre alerta para este tipo de fenômeno quando estiver próximo a tempestades convectivas. Ás vezes uma nuvem de Cumulonimbus mostra sinais de descendentes pela formação de nuvens Mamatus sob a base. Estas bolhas de nuvem que compreendem um tipo de formação de dentro para baixo de um cumulus são sinais seguros de descendentes saindo através da base da nuvem.

Tempestades de alta pressão

O início e desenvolvimento de uma corrente descendente em um Cumulonimbus com precipitação é frequentemente tão forte que o balanço entre os fluxos para nuvem pela base e o fluxo para fora nos níveis altos são alterados fortemente em favor do acumulo de ar, que traz um aumento na pressão ao nível do mar bem abaixo da tempestade. O anticiclone resultante é chamado de Alta de Tempestade, e a maioria destes anticiclones são muito fracos para serem óbvios, não sendo raro que um grupo ou linha de vigorosas tempestades produza aumentos de pressão de um ou dois milibares, produzindo campo de pressão como ilustrados na figura 14.4.

Fig. 14.4. Ás 16 GMT as principais tempestades sobre a Inglaterra foram observadas pelas estações, e um fraco sistema de baixa pressão cobria toda a região. Mas durante a próxima hora uma alta tempestade se desenvolveu rapidamente associada com descendentes de precipitação. As temperaturas, ponto de orvalho, pressão, ventos, tempo presente e quantidade de nuvens foram plotados e mostrados na figura 19.1. A tempestade alta, juntamente com suas descendentes, mantém sua identidade por muitas horas, conforme se moveu para oeste a aproximadamente 25 Kt.

Linhas de rajadas

Na tesoura de vento provocada pelas descendentes no nível do solo, as descendentes atuam como uma cunha forçando o ar para cima no seu caminho, e se, como resultado na camada convectiva, a tesoura é concentrada principalmente em uma direção, então a ascendente pode ser suficiente para disparar convecção na direção do vento da tesoura a partir do centro da tempestade principal. Então, uma tempestade sobre um terreno plano pode se propagar fortemente na direção da tesoura de vento sem ser necessário um suprimento de térmica originada por geradores ao nível do solo.

Estudos de tempestades convectivas sugerem que desenvolvimentos convectivos leves em sistemas convectivos auto-sustentados tendem a ocorrer nos locais mostrados na figura 14.5. Os detalhes destes arranjos de probabilidade de desenvolvimentos irão variar de acordo com a topografia local e a prevalência da tesoura de vento, mas estas variações não irão invalidar a conclusão geral que uma vez que umas poucas nuvens de tempestades próximas estejam arranjadas em uma linha através da direção geral do vento, elas tendem a consolidar e perpetuar a formação de linha. Se, e este é o caso mais comum, esta linha é acompanhada de severas rajadas de vento, ela é chamada linha de instabilidade.

Fig. 14.5. Em geral existe a possibilidade de haver grandes áreas sem ascendentes ou lentas descendentes ao redor de nuvens convectivas dominantes, mas quando descendentes de precipitação ocorrem elas disparam mais desenvolvimentos convectivos nas áreas sombreadas em frente a elas, entre, ou apontando para o lado das baixas latitudes de uma já existente larga nuvem de convecção, ilustrada pela área mais escura neste diagrama.

No estado mais pronunciado, passagem de uma linha de instabilidade é marcada por:

- Um súbito aumento da pressão durante a aproximação de uma tempestade alta (a qual é frequentemente mascarada pela imagem das isóbaras em grande escala ao longo da linha de rajadas)
- Uma muito forte alteração para frente (volta) na direção do vento no hemisfério Norte (Sul)
- Consideráveis rajadas que atingem o pico a aproximadamente mesmo tempo
- Queda de temperatura e aumento da umidade
- Forte precipitação com duração de 10 a 30 minutos seguida de chuva fraca.

Linhas de instabilidade que se formam paralelamente com as frentes frias possuem frequentemente poucas centenas de kilômetros de comprimento, mas quando provém de organização de Cumulonimbus em uma linha como resultado de efeitos topográficos locais (como um aquecimento preferencial de faces de montanhas voltadas para o sol), então a linha terá menos de 300 km de comprimento e pode ser tão curta que dificulta a distinção clara na rotina das cartas de superfície.

A ação da borda de ar frio avançando no nível do solo normalmente é suficiente para produzir um cinturão de ascendentes logo à frente da zona de precipitação forte. Usando estas ascendentes, Hanna Reitsch voou seu planador Zugvogel a uma velocidade média de 51 Kt (102 Km/h) sobre 46 Nm (92 Km) de Orlinghausen a Dortmund, na Alemanha. Uma esquemática seção transversal da estrutura é mostrada na figura 14.6. Fortunadamente a linha de rajada se moveu para Oeste ao longo do curso com a velocidade certa para permitir um longo vôo reto aproximadamente na posição indicada no esquema. A

visibilidade para leste era consideravelmente reduzida por forte precipitação, e de tempos em tempos a ponta da asa entrava nesta precipitação, a qual incluía ocasionalmente granizo e neve. Para oeste pequenos cumulus iluminados pelo sol eram visíveis, mas gradualmente degradavam com chuvas sugerindo que algum sistema de desenvolvimento de nuvem e precipitação acontecia ao longo da linha logo a Oeste do rumo do vôo. Para poder reduzir as possibilidades de perda de condição de vôo visual por este desenvolvimento, uma tentativa para voar para Zugvogel foi feita para o lado Oeste entre a recém formada borda de precipitação, mas severa turbulência foi encontrada na zona de desenvolvimento e um retorno ao canal calmo e sem chuva foi preferido. A potência da ascendente contínua neste estreito canal pode ser avaliada pela manutenção de altitude no vôo a uma velocidade entre 60 e 85 Nós (120 a 170 Km/h).

Em climas quentes não é raro descendentes de tempestades convectivas criarem tempestades de areia que começam subitamente e possuem uma borda bem definida– especialmente se a descendente é associada com uma linha de instabilidade. A areia é levantada para alturas de muitas centenas de pés, atingindo ocasionalmente até 1.000 pés ou algo assim. Frequentemente as tempestades convectivas que disparam estas descendentes tem uma base alta e a precipitação é evaporada antes que atinja o solo. A mais conhecida tempestade de areia deste tipo são as Haboobs no Sudão.

Tornados

Com um mecanismo algo parecido a uma Poeira do Diabo, um tornado é um funil rotativo em uma nuvem convectiva apontando para baixo. Um tornado, entretanto, tem um suprimento adicional de energia na forma de calor latente liberado durante a condensação do vapor de água no ar rotativo ascendente. Com

isto, este fenômeno é mais vigoroso e persistente que uma Poeira do Diabo.

A nuvem de funil não necessariamente sai verticalmente da nuvem mãe; ela pode ser quebrada, ou dançar erraticamente abaixo da base da nuvem principal. Isto pode ou não atingir o solo, e em alguns casos (especialmente nas linhas de rajadas) muitas nuvens de funil podem sair da mesma nuvem de convecção.

O diâmetro da ponta de uma nuvem de funil tem uma gama que vai de muitos metros a poucas centenas de metros, mas tamanhos extremos já foram observados atingindo mais de 2.000 metros. Os ventos são muito fortes dentro e perto da nuvem de funil, e em casos extremos as velocidades tem sido estimadas acima dos 200 Nós (400 Km/h). Fora do centro destrutivo a velocidade do vento diminui muito rapidamente; somente a 100 metros fora do centro rotativo os ventos podem ser mais leves e não destrutivos. O risco dos ventos destrutivos, apesar disto, serão maiores devido a tendência de alguns tornados andar em percursos sinuosos ao longo do seu caminho.

A passagem de um tornado é frequentemente acompanhada por uma queda temporária, mas muito forte, na pressão, cuja magnitude é aproximadamente 30mb para cada 1.000ft de altura da nuvem de funil (10 mb para 100 metros). Por exemplo, se a ponta de uma nuvem de funil está a 1.500ft abaixo da base de sua nuvem mãe, a pressão na ponta será de aproximadamente 45mb menor que a pressão no mesmo nível fora do tornado. Então, conforme um tornado passa sobre um edifício, a pressão externa cai tão rapidamente que as paredes e o teto poderão voar para fora, a não ser que as portas e janelas sejam deixadas abertas para permitir que o fluxo de ar equilibre as pressões interna e externa. Muitos tornados persistem somente por uns

poucos minutos, mas um Twister, conforme os Americanos chamam, mantém sua identidade por uma hora ou mais, e deixam uma estreita trilha de destruição ao longo do caminho que pode ser de 100 a 500 kilômetros de extensão.

As grandes planícies dos EU, desde o Golfo do México até o Canadá, tem mais tornados que qualquer outro lugar no planeta. A zona que compreende o Texas, Oklahoma, Kansas e Missouri tem sido chamadas de Corredor de Tornados. O Kansas tem como apelido o estado dos Ciclones, mas Oklahoma é mais sujeito a tornados considerando sua menor área geográfica. Apesar dos tornados serem isolados em sua maioria e às vezes referidos como solitários, uma dúzia ou algo assim pode se formar em uma região em um determinado dia que traga as condições para formação de tornados. Nestas condições os tornados às vezes se formam em famílias e se movem na mesma direção ao longo de um cinturão de muitos kilômetros de largura.

Tornados ocorrem em muitas regiões e são mais freqüentes que geralmente se supõe. Nas Ilhas Britânicas, por exemplo, que não é considerada uma zona onde normalmente se formam tornados, tornados destrutivos parecem ocorrer em uma média de um a cada dois anos e nuvens de funil que não atingem o nível do solo tem sido reportadas pela literatura meteorológica muitas vezes por ano na metade sul da Inglaterra. É praticamente certo, entretanto, que um certo número de nuvens de funil acabem não sendo conhecidas pelos meteorologistas nem pelos aviadores. A maioria dos tornados nas Ilhas Britânicas tem se movido para o norte ou nordeste, a frente de massas de ar lentas e instáveis em um cavado.

A estação dos tornados inicia no início da primavera e se estende até o final do outono, e a maior ocorrência é no final da tarde,

embora não fiquem restritos a estas estações e horas; tornados ocasionalmente ocorrem no inverno e à noite.

Condições favoráveis para formação de tornados incluem:

- Presença de frente fria
- Ar úmido e instável do nível do solo para cima até poucas centenas de pés, coberto por
- Uma muito estável e fina camada abaixo de
- Uma profunda, instável e relativamente seca camada de ar

Tornados formados por processos convectivos locais são mais fracos, mas aqueles que são associados a frentes frias ou linhas de instabilidade têm maiores possibilidades de serem mais fortes e persistentes. Convecção sobre o mar ou lagos pode também criar nuvens de funil, as quais seguidamente estendem o fluxo de ar levantando um spray da superfície da água. A coluna resultante de spray e nuvem é chamado de Tromba d água.

Convecções de Níveis Médios

Instabilidade convectiva é às vezes produzida em uma extensa camada de ar subindo lentamente. Este tipo de instabilidade é frequentemente confinado nos níveis médios e é indicado pela presença de altocumulus castellanus. Devido ao fato de que as ascendentes associadas com nuvens individuais serem normalmente fracas e ficarem confinadas nos níveis médios, este tipo de convecção não é normalmente bom para vôo a vela. Ocasionalmente os Altocumulus Castellanus se formam em linhas retas, parecidas com estradas de nuvens de nível médio, mas em algumas situações, particularmente aquelas associadas com o depressões quentes de verão, a instabilidade nos níveis médios produz nuvens de convecção sobre grandes regiões, e as camadas se parecem mais com altostratus vistos de baixo. Muitas vezes este tipo de nuvens de níveis médios tem milhares de pés

de profundidade e produzem chuvas prolongadas ou tempestades. Estas depressões tempestuosas tem normalmente um movimento lento e podem persistir por muitos dias. As condições gerais podem ser corretamente descritas como convectivamente instáveis não são utilizáveis em níveis mais baixos.

Cap. 15 – Aspectos do vôo em térmicas

Antes de deixar o assunto de convecção, pode ser útil extrair os principais pontos dos últimos três capítulos para lembrar quando e como considerar a estrutura das térmicas e as perspectivas de vôo. Nós podemos notar que:

1. Uma camada de térmica seca pode ser considerada como duas camadas:
    i. Uma camada superadiabática do nível do solo até a poucas centenas de pés em climas temperados a até muitos milhares de pés em climas desérticos
    ii. Uma camada adiabática seca do topo da camada superadiabática até a base da camada estável ou temperatura de inversão
2. A camada superadiabática é algo turbulento com térmicas incipientes e descendentes.
3. Térmicas tendem deixar o nível do solo como colunas, mas conforme elas sobem na atmosfera tendem adquirir uma estrutura de anel de vórtice – sendo que este anel não é perfeitamente circular.
4. Em uma camada de térmica seca a taxa de variação da temperatura acima da camada superadiabática normalmente é muito próxima a DALR. Na camada adiabática existem menos térmicas que nos níveis mais baixos, mas elas são mais organizadas. Elas tendem a desenvolver características de anéis de vórtice e se tornam maiores conforme sobem.
5. Ao atingir o topo de uma térmica seca normalmente se encontra uma turbulência leve antes que esta se dissipe.
6. Um vento estável com pequena ou sem alteração de direção com a altura e uma bem definida camada

estável no topo da convecção é uma situação favorável para estradas de térmicas com descendentes entre as estradas.

7. Uma tesoura de vento presente em uma camada muito estreita dentro da camada de térmica poderá produzir uma pequena turbulência na térmica e trocar o centro da térmica na direção da tesoura.
8. Uma forte tesoura de vento na camada de térmica provavelmente irá distorcer a estrutura da térmica de forma caótica, dificultando o uso da térmica para vôo.
9. Inclinações do terreno voltadas para o sol são particularmente bons geradores de térmicas, exceto quando são cobertos densamente por árvores. Durante grande parte do dia terrenos espessamente cobertos de árvores provavelmente são maus geradores de térmicas, mas podem produzir umas poucas térmicas tarde no dia. Não esqueça de distinguir entre os terrenos inclinados iluminados pelo sol e terrenos voltados (ou com a face voltada) para o sol. Em algumas partes do dia os terrenos inclinados iluminados pelo sol sofrem menos aquecimento que os terrenos planos.
10. Superfícies de lavouras espessas, árvores e pedras tendem a produzir térmicas isoladas, mas bem organizadas, no final do dia. Entre a tarde e o entardecer pode existir uma pausa nas térmicas.
11. Em massas de ar altamente poluídas algumas térmicas se desenvolvem com a poluição – elas não iniciam no nível do solo.
12. Ao entrar na base de uma nuvem de convecção existente, a térmica sofre um impulso extra.
13. Ocasionalmente, em condições de anticiclone, uma camada estável rasa – chamada de camada sub

nuvem – torna difícil subir na térmica nos últimos 200 ft ou algo assim abaixo da base.

14. Alguma turbulência e descendentes são prováveis nas bordas, especialmente no lado de sotavento da tesoura, nas nuvens convectivas.
15. Subir por fora de uma nuvem convectiva é possível no lado de barlavento da nuvem.
16. Uma combinação de térmica ou estradas de nuvem e condições de onda podem produzir ondas de térmicas sobre o topo das térmicas ou estradas de nuvens. Em climas subtropicais (onde a tesoura de vento no topo da camada de convecção é comum) as condições de ondas de térmicas são mais freqüentes que possamos imaginar.
17. Nuvem de cumulus tem probabilidade de se espalhar em stratocumulus quando a umidade do ar ao seu redor é alta.
18. Um cumulus dissipando, quando seu suprimento de térmica foi cortado, apresenta uma base esfarrapada, enquanto que um bom suprimento de térmica em uma nuvem de convecção manterá a base bem definida e aproximadamente plana.
19. Uma bem desenvolvida nuvem de convecção persiste mesmo depois que o suprimento de térmica do nível do solo tenha sido cortado; a nuvem pode induzir, e ser mantida por, um fluxo horizontal de ar que entra pela sua base.
20. Um freqüente, mas nem sempre essencial, pré-requisito para o desenvolvimento de chuva é que a nuvem de convecção se estenda acima do nível de congelamento.

21. O espalhamento de uma descendente de precipitação pode trazer perigo em um pouso devido às mudanças do vento nos níveis baixos

Nem este resumo, nem os três capítulos precedentes trazem uma resposta inequívoca para a questão: Onde e quando a próxima térmica irá aparecer? mas a natureza assegura que a resposta a uma questão como esta não é possível; se fosse, o vôo de térmica não seria tão interessante quanto é.

Noções sobre convecção permitirão que um piloto de planador seja mais específico na suas questões sobre meteorologia, e um resumo com notas sobre previsões das condições do vôo de térmica é apropriado.

Previsões para o vôo de térmicas

Para facilitar a discussão nós podemos classificar previsões para o vôo de térmicas em três tipos, chamados:

1. Previsões casuais: normalmente na forma de respostas dadas de imediato por um meteorologista a perguntas feitas por pilotos de planadores
2. Previsões de vôo de planador de rotina: feitas por centro de meteorologia próximo ao local de operação de planadores com uma freqüência conveniente para as partes.
3. Previsões especiais para vôo a vela: normalmente preparadas por um centro de meteorologia estabelecido temporariamente para eventos, como campeonatos de planadores.

Um piloto de planador, quando faz perguntas casuais sobre meteorologia, ele deve deixar claro que deseja ter uma previsão de térmicas para um local ou região em um período específico do dia. Questões vagas como “Hoje está instável?” ou “Quando a frente fria irá chegar?” são piores que perguntas abertas e sem

utilidade. O meteorologista e o piloto de planador poderão divergir involuntariamente na sua interpretação do significado de questões como estas e suas respostas. A resposta para uma questão específica de prospecção do vôo de térmicas irá variar de acordo com as circunstâncias; o meteorologista poderá gastar bastante tempo para preencher a sua rotina previsão e, uma vez que a maioria das suas necessidades não envolve mais do que idéias elementares de convecção, provavelmente não terá estudado detalhes relevantes para o vôo a vela. Poucos meteorologistas têm oportunidade de adquirir experiência na previsão para vôo a vela. (No jargão meteorológico, a palavra térmica se refere a cartas de ventos térmicos ao contrário de correntes convectivas.) Entretanto, a resposta inicial do meteorologista normalmente revela quão bem preparado ele está para dar uma previsão compreensível do dia térmico para o vôo a vela, e cabe ao piloto julgar quais questões suplementares serão necessárias. Tendo em mente que os meteorologistas normalmente possuem um tempo limitado para responder cada questão específica de necessidades casuais, o piloto poderia tentar obter, diretamente ou por dedução, as respostas mais apropriadas através das seguintes perguntas:

1. Irá haver convecção no nível do solo?
2. A convecção será com nuvens?
3. Qual será a altura (acima do nível do mar ou do solo) da base das nuvens ao longo do dia?
4. Quanta cobertura de nuvens de convecção haverá? (Lembre que pequena quantidade de nuvens de cumulus trará melhores condições de navegação em térmicas do que muitas nuvens de convecção que tapam a luz solar)
5. As nuvens de convecção poderão se espalhar formando grandes áreas de stratocumulus? (Se a umidade do

ambiente dos cumulus for alta, então espalhamento ocasional é provável)

6. Quantas nuvens médias ou altas poderão sombrear a região? (Luz solar fraca ou difusa pode ser suficientemente intensa para formação de térmicas e nuvens de convecção, mas não suficientemente forte para sustentar um vôo)
7. Que altura os topos da convecção poderão atingir?
8. Qual será a altura do nível de congelamento?
9. São esperadas pancadas de chuva? Se sim, com que freqüência? Será chuva, granizo ou neve? Poderão ser tempestades?
10. Quanto irá baixar a base nas chuvas?
11. Existirão térmicas secas? Se sim, qual a altura que estas atingirão? (Em outras palavras, que altura a insolação irá criar DALR?)
12. Quais serão as velocidades do vento nos diferentes níveis na camada de convecção? (Esta informação é necessária para navegação e para saber se haverá térmicas ciscalhadas ou distorções turbulentas nas térmicas)
13. Existe a possibilidade de desenvolvimento de estradas?
14. A que horas aproximadamente irá cessar as atividades de convecção no nível do solo? (Não existe muita experiência construída até agora sobre esta questão, a não ser que a análise sinótica revele algo muito específico. Caso contrário, a resposta será aproximadamente 2 a 3 horas antes do por do sol)
15. Existe algum fenômeno convectivo local como linhas de rajadas ou brisa marítima esperadas?
16. Qual será a visibilidade? (Para navegação e alerta de poluição que possam afetar a potência das térmicas e sua estrutura)
17. Quais são as características sinóticas de larga escala como uma aproximação de frentes ou anticiclone catabático

que poderão afetar as condições de convecção para a região?

Alguns clubes de planadores fazem coletas de informações meteorológicas (normalmente por telefone) de centros meteorológicos próximos em períodos mutuamente convenientes. Este tipo de ação tem muitas vantagens óbvias. Antes do período estipulado para envio das informações aos clubes, os meteorologistas podem usar parte do tempo gasto na rotina de previsões para buscar mais dados específicos para o vôo a vela; eles normalmente procuram melhorar estas informações e, com as informações disponíveis no clube de planadores, restam poucas questões a serem feitas fora da rotina.

Em centros meteorológicos instalados temporariamente para eventos, como campeonatos, as previsões normalmente derivam de cuidadosa observação local no tempo, medições de temperatura no local, detalhado estudo das observações locais dentro da área operacional de interesse, e uma analise de grande escala e previsões de centros meteorológicos. Então, o meteorologista no local poderá estar razoavelmente bem equipado para dar previsões moderadamente detalhadas individualmente ou a todos durante o briefing. Depende muito do interesse do meteorologista e sua experiência no vôo a vela. Seu interesse pode ser encorajado deixando o meteorologista envolvido nos aspectos operacionais dos vôos, mesmo que ele não seja piloto, ele poderá adquirir considerável experiência pela coleta, comparação e analise das informações e impressões que recebe dos pilotos de planadores. O método e a forma de apresentação de uma previsão para vôo a vela também são fatores críticos na comunicação entre meteorologistas e pilotos, mas este assunto será melhor discutido mais tarde, no capítulo 21.

Potência das térmicas

Uma questão standard feita por um piloto de planador ao meteorologista é "Qual será a potência das térmicas?" Esta não é uma questão fácil de ser respondida, principalmente por causa da variabilidade das potências e estruturas das térmicas para uma dada situação. Entretanto, a busca por respostas tem sugerido que o melhor e mais simples indicador da potência média das térmicas é a profundidade da camada de térmica. A relação aproximada para térmicas secas verificada pelo meteorologista Charles Lindsay é:

Profundidade da camada De térmica seca (altura da DALR)	Principal potência das térmicas durante subida (para um moderno planador de alta performance)
3.000 ft (1 Km)	2 Kt (1 m/s)
6.500 ft (2 Km)	4 Kt (2 m/s)
10.000 ft (3 km)	6 Kt (3 m/s)

Quando as térmicas são cobertas por cumulus, parece que a potência das térmicas tende a ser maior do que em condições de térmica seca. A relação entre a potência das térmicas sob cumulus e a altura da base é:

Altura da base da nuvem	Potência das térmicas na camada Seca abaixo da base
3000 ft (1 Km)	2.5 Kt (1.25 m/s)
6500 ft (2 Km)	5.0 Kt (2.5 m/s)
10000 ft (3 Km)	7.0 Kt (3.5 m/s)

Deve-se notar que estas potências de térmicas são taxas de subida que duram minutos, não por poucos segundos. A potência das térmicas irá variar de térmica para térmica e em qualquer térmica poderá surgir algo muito mais forte em alguma ocasional distorção da estrutura da térmica.

Sensores de térmicas

Pelo fato de que as térmicas frequentemente são como bolhas de ar relativamente mais quente e leve, tentativas tem sido feitas para detectar térmicas durante o vôo pela medição das diferenças de temperatura do ar nas pontas das asas dos planadores. A idéia é que a térmica poderia ser localizada virando o planador para o lado da asa cujo termômetro estaria indicando maior temperatura. Equipamentos muito sensíveis e rápidos tem sido desenvolvidos, como termistores, para medir a temperatura do ar de forma suficientemente correta para detectar diferenças muito pequenas entre as duas pontas das asas. Entretanto, desenvolvimentos nesta linha não produziram até o momento um eficiente sistema de localização de térmicas em vôo. A principal razão para as falhas nas tentativas é que, acima de poucas centenas de pés do nível do solo, as diferenças de temperatura entre as térmicas e o ar ao redor são difíceis, se não impossíveis, serem detectadas devido às flutuações randômicas de temperatura de muito pequena escala que ocorrem. Além disso, uma térmica não é necessariamente mais quente que o ar ao seu redor. Vapor de água no ar complica a questão de flutuabilidade. Como o vapor de água (que é um gás) é mais leve que o ar seco, a flutuabilidade em uma térmica também pode ser o resultado da maior umidade contida na bolha do que no ar ao redor. Experimentos indicam que a alturas não mais de poucas centenas de pés acima do solo, as térmicas frequentemente tem mais vapor de água do que o ar ao redor, e aparentemente a flutuabilidade da térmica se deve mais ao fato de ser mais úmida do que ser mais quente. Em baixos níveis, com poucas centenas de pés ou algo assim do solo, as térmicas são mensuravelmente mais quentes que o ar ao redor. Entretanto se nós tentarmos desenvolver um sistema localizador de térmicas baseado na

flutuabilidade, nós deveríamos usar sensores de temperatura e vapor de água para detectar as diferenças entre as asas. Um pequeno sistema de computador seria necessário para converter estas medidas das diferenças entre as pontas das asas, mas nos níveis baixos (digamos, na camada superadiabática) as diferenças de temperatura poderiam predominar, enquanto que, na camada de térmica seca acima, as diferenças de umidade poderiam ser mais significativas.

Brisas marítimas

Em um dia ensolarado, a temperatura na superfície do continente aumenta mais rapidamente que na superfície do mar no litoral. Portanto, em ventos calmos ou possivelmente moderados, o ar sobre o continente é aquecido mais rapidamente do que sobre o mar, e se o ar sobre o mar é mais frio que sobre o continente, então o gradiente de temperatura através da linha da costa se intensifica.

Uma primeira conseqüência do diferencial de aquecimento do ar através da costa é um leve aumento da pressão sobre o continente em uma altura de aproximadamente 3.000ft (1.000m) ou mais, acompanhado de um imperceptível fluxo de ar para o mar aproximadamente no mesmo nível. Como resultado deste movimento superior do ar, a pressão no nível do mar sobre o continente diminui muito lentamente e o ar nos níveis baixos flui do mar para o continente. No início, este fluxo para o continente, chamado de brisa marítima, flui diretamente através da costa, mas a pressão ao nível do mar sobre o continente continua caindo (ainda lentamente) e a brisa marítima aumenta sua força e começa andar (no hemisfério norte) e voltar (no hemisfério sul). Na costa este fenômeno frequentemente é mais forte na direção de 30 a 50 graus relativamente à linha da costa na metade da tarde, mas, a partir deste momento, a velocidade diminui e a direção continua mudando até a tardinha, quando a brisa fica aproximadamente na direção da linha da costa, conforme ilustrado nas figuras 16.1 (a) e (b).

À distância no continente na qual a brisa marítima penetra depende da duração e força do sol, a altura na qual o calor do sol é distribuído, na direção e força do fluxo geral do vento e da temperatura do mar. Em climas quentes, as brisas marítimas são sentidas a distâncias de até 400 km da linha da costa para o

interior do continente; em latitudes temperadas, aproximadamente 100 km é considerada penetração profunda, mas isto é somente um guia geral. A figura 16.2 mostra quão profundamente a penetração pode ser esperada em um clima quente. As Isócronas nesta figura mostram as posições típicas da borda da brisa marítima que se move para o continente sobre o extremo sudoeste da Austrália. Brisas marítimas nesta região são tão bem conhecidas localmente que elas adquiriram nome de Doutores – porque trazem o conforto do frio no forte calor do verão. Localmente estes Doutores são rotulados com os nomes das cidades de onde elas parecem vir; por exemplo, no interior de Fremantle a brisa marítima de sudoeste é conhecida como Fremantle Doctor; em Algoorlie o nome para a fria brisa marítima do sul é a Esperance Doctor.

Fig. 16.1. Variação típica do vento perto da costa durante um dia favorável para brisas marítimas (a) no hemisfério norte e (b) no hemisfério sul. Os números mostram as horas do dia LST.

Fig. 16.2. Penetração das brisas marítimas sobre o extremo sudoeste da Austrália. Os números nas posições da brisa são as horas do dia locais.

A chegada de uma brisa marítima frequentemente é rápida – com forte mudanças no vento, temperatura e umidade. A figura 16.3 ilustra algumas fortes mudanças que acompanham a chegada das brisas marítimas que se movem no continente do estuário do Tamisa em um dia quente de Julho na Inglaterra. Antes da chegada destas brisas marítimas, os ventos eram leves e nordeste, mas o ar do oceano se espalhou no continente com fluxo mais forte na direção 060 e 130 graus, e nas estações equipadas com anemômetros de tubo de pressão as rápidas mudanças de direção foram registradas nos gráficos que foram reproduzidos na figura 16.3. Mudanças abruptas também foram registradas na temperatura e umidade na zona de transição da brisa fria e úmida do mar e do ar seco do continente mostrando que a faixa de transição é estreita. De fato esta zona de transição que contém um gradiente horizontal de temperatura, depois de iniciada, estreita cada vez mais a faixa de transição e persiste enquanto a causa original (neste caso o diferencial de temperatura) tenha desaparecido, permanecendo, às vezes, até depois do desaparecimento da causa original. Então, a frente de brisa marítima, como o fenômeno é chamado, pode ser considerada como uma espécie pequena e efêmera de frente fria. O ar quente do continente sobe à frente da linha de transição conforme o ar frio se desloca, e, se o ar do continente não estiver tão seco, esta ascensão é marcada por uma linha de nuvens, normalmente cumuliformes.

Fig. 16.3 Observações de estações meteorológicas foram usadas para plotar as isócronas da brisa marítima que avançava para o continente do estuário do Tamisa. Os registros gráficos ilustram as mudanças na velocidade e direção do vento na passagem da frente.

Quando marcado ou não por nuvens, o movimento de subida do ar é normalmente forte o suficiente para o vôo a vela. Em 6 de julho de 1956 JK Mackenzie voou em uma brisa marítima até tarde, por mais de três horas, próximo a Lasham, Inglaterra. Com a frente da brisa marítima orientada ENE – WSW e se movendo da costa sul a aproximadamente 5 Kt, subindo entre 3 a 5 Kt, mas ocasionalmente tão forte quanto 15 Kt, localizada em um cinturão logo ao norte do ar que avançava do mar. Era um cinturão estreito, somente 100 a 250 metros de largura, mas era possível subir a até 4.000ft (1.300m) com o planador voando em linha reta ao longo da frente para o lado do continente. Girar foi taticamente desnecessário para o vôo, uma vez que as descendentes estavam imediatamente ao norte (mostrado na figura 16.4).

Fig. 16.4 Nesta seção transversal de uma frente de brisa marítima, sobre o sul da Inglaterra, o movimento vertical e estrutura de nuvens são ilustrados esquematicamente e a escala horizontal não é indicada. A estrutura que foi primeiramente desenhada por Mackenzie, é algo idêntica com a descrita por Moore em 58. Nesta ocasião, entretanto, as seções da frente eram marcadas por um contraste de visibilidade ao contrário de um distinto padrão de nuvens.

A fina e fortemente inclinada massa de ar que subia era notável, não somente pelo suas ascendentes fracas, mas também pelas nuvens esfarrapadas que se formaram na fria e úmida massa de ar do oceano, que claramente marcavam a zona frontal da brisa marítima. Com um guia visível como este, voar perto de uma brisa marítima se torna um vôo como em correntes anabáticas, a fina cortina que se forma nas encostas das montanhas. Diferentemente das encostas de montanhas, é claro, a nuvem poderá se mover e desaparecer.

Fumaça e névoa também poderão ser indicadores úteis de frentes brisas marítimas. Fumaça originada em locais no solo de lados opostos da frente de brisa marítima às vezes pode ser vistos convergindo para o lado da frente, e determinadas condições climáticas podem produzir uma pronunciada névoa de um lado da

frente em contraste com o ar claro do outro lado. O contraste entre o ar com névoa e o ar claro normalmente é forte quando a fumaça ou a névoa estão do lado do ar que vem do oceano.

Previsão de Brisas Marítimas

Um número de estudos tem sido feitos para determinar regras simples para previsão do fenômeno de brisas marítimas. Um estudo foi feito nas Ilhas Thorney (perto da costa sul da Inglaterra) da relação entre a diferença de temperatura entre o continente e o mar e os ventos locais a 3.000ft (1.000m) na presença de brisa marítima vinda da costa sul. Os resultados para a direção do vento sobre o mar a 3.000ft são ilustradas graficamente na figura 16.5, mas estes resultados devem ser interpretados com cautela; eles são deduzidos e válidos somente para as Ilhas Thorney. Entretanto, como estudo, isto ilustra a força relativa dos gradientes horizontais de temperatura e velocidade do vento sobre o mar no controle dos efeitos das brisas marítimas.

Fig. 16.5. Um estudo de Brisas Marítimas nas Ilhas Thorney, sul da Inglaterra, mostrou as condições de vento e temperatura necessários para sua formação, indicados na figura pela parte sombreada dos gráficos no diagrama da esquerda, sendo que o diagrama da direita mostra o horário que a brisa atinge a Ilha, também na área sombreada.

Fig. 16.6. Os gráficos acima mostram os efeitos de uma brisa marítima em um dia de convecção rasa e outro de convecção profunda.

O estudo nas Ilhas Thorney também sugere que a profundidade da convecção sobre o continente é relacionada com abrupta alteração provocada pela brisa marítima. A figura 16.6 mostra uma forte mudança na direção do vento e queda forte na temperatura mostrada no gráfico da direita, que trocou a massa de ar sobre a ilha com a convecção que atingiu 8000 ft. Esta figura também mostra uma brisa mais gradual associada com a convecção sobre a ilha, que atingiu somente 4.000ft. Estes dois exemplos estão de acordo com outras observações que mostram que a chegada de uma frente de brisa marítima é rapidamente estabilizada (aprox. 10 minutos) quando ocorre em dias de convecção profunda, mas ocorre gradualmente, com flutuações sobre um período de 1 a 2 horas, quando a convecção sobre a ilha tem profundidade limitada a uma camada relativamente rasa na atmosfera (como acontece com os anticiclones catabáticos).
Os efeitos na velocidade do vento e sua direção relativa a costa e a profundidade da convecção na ilha nas brisas marítimas podem ser resumidas como segue:

Vento

- Vento sobre o mar de 15 Kt ou mais: brisa marítima improvável devido a velocidade do vento sobre o mar que provavelmente sobrepõe os efeitos do diferencial de temperatura.
- Vento sobre o mar de 10 a 15 Kt: se o aquecimento sobre a ilha for bom e a camada de convecção profunda, é provável que uma frente de brisa marítima se forme e penetre na ilha no final do dia.
- Vento sobre o mar de 5 a 10 Kt: Uma brisa marítima é provável próxima ao meio dia.
- Vento sobre o mar de 0 a 5 Kt: Uma brisa marítima é provável através da costa logo depois do início da convecção na ilha e poderá penetrar bem sobre a ilha.
- Vento sobre a ilha de mais de 5 Kt: o fluxo de ar do oceano provavelmente traga uma camada de ar frio e estável, que vai reduzir as perspectivas de vôo de térmica.
- Ventos ao longo da costa: ventos ao longo da costa são mais favoráveis para o desenvolvimento de brisas marítimas, especialmente se a convecção sobre a ilha se torna profunda. Ventos leves e moderados ao longo da costa são ambos favoráveis ao desenvolvimentos da brisas. Ventos mais fortes nesta direção não são necessariamente desfavoráveis, mas podem dificultar a distinção entre a frente de brisa marítima e estradas de térmicas formadas nestas condições.

Convecção sobre o continente

- Convecção restrita a 1.500ft: como a fina camada de convecção não irá parar o ar soprando do oceano através da linha da costa, uma forte frente de brisa marítima é improvável que seja formada.

- Convecção sobre a ilha entre 1.500 e 3.000 ft: uma fraca frente de brisa marítima poderá se desenvolver, mas provavelmente seja difusa e não muito persistente.
- Convecção sobre a ilha entre 3.000 e 6.000 ft: desde que a direção da corrente de vento seja favorável (a componente perpendicular a costa não seja tão forte) uma bem definida frente de brisa provavelmente se desenvolverá e penetrará bem sobre a ilha.
- Convecção sobre a ilha acima dos 6.000 ft: Desde que a direção da corrente de vento seja satisfatória, uma bem marcada brisa marítima provavelmente se desenvolverá, mas se a convecção é particularmente profunda, convecção ao longo da brisa marítima irá se desenvolver em tempestades convectivas as quais podem se tornar auto-sustentada e desenvolver seus próprios sistemas de vento locais (como descritos no capítulo 14, Tempestades Convectivas).

Pseudo brisas marítimas

Linhas costeiras não são as únicas regiões que podem criar fenômeno tipo brisa marítima. A borda de uma camada de nuvens, uma bem definida borda fina de uma camada de nevoeiro, ou a borda de um platô alto pode também provocar um aquecimento diferencial que forma um fluxo do tipo de brisa marítima ou linha de convergência que remonta uma frente de brisa marítima.

Em 29 de abril de 1958 na situação mostrada na figura 16.14, uma corrente de vento de oeste sobre a Inglaterra estava úmida o suficiente para trazer baixo stratus vindo do mar da Irlanda para a planície Cheshire e, com as montanhas Welsh bloqueando o avanço das nuvens baixas imediatamente no sul, as nuvens baixas sobre o noroeste de Midlands tinham seus limites bem

delineados para o sul, onde o brilho do sol era suficiente para aquecer o ar nos níveis baixos suficientemente para gerar pequenos cumulus. O baixo stratus estava fino o suficiente para

Fig. 16.14 Pseudo brisas marítimas parecem se mover para o sul a partir da borda sul de uma persistente camada de nuvens baixas, que persistia no norte e oeste de uma linha bem quebrada.

limitar o crescimento da temperatura na área coberta, e as condições eram maduras para uma pseudo brisa marítima se desenvolver e se mover para o sul. De fato, parecia ser um duplo efeito frontal que produzia mudanças no tempo como estes mencionados acima, e as condições de vôo eram muito parecidas com as condições encontradas nas frentes de brisas marítimas.

Depois de cruzar o Tern Hill entre 10:00 e 10:35 GMT a primeira pseudo brisa parecia enfraquecer e ser detectável apenas como uma leve queda na temperatura e a deterioração da visibilidade em Shawbury pouco antes das 11:00 horas. A passagem de uma pseudo frente secundária entretanto, foi bem marcada por mudanças na direção do vento, visibilidade e temperatura no Tern Hill entre 14:00 e 15:00 GMT, e em Shawbury aproximadamente uma hora mais tarde.

Casos de pseudo brisas de bordas de fina camada de nevoeiro e bordas de um platô não são bem documentadas mas não são menos reais. A figura 16.15 ilustra a natureza teórica de uma pseudo brisa marítima que pode estar associada com uma área sombreada por nevoeiro ou fumaça. Em muitas situações deste

Fig. 16.15 Fina camada em uma área densamente poluída e a pluma de poluição parece se deslocar lentamente com o vento reduz a insolação que atinge o nível do solo, enquanto que áreas livres de poluição podem ser mais aquecidas. Este diferencial de aquecimento pode causar pseudo brisa que tende a se mover para fora, às vezes contra o vento, da camada poluída. Como as pseudo brisas marítimas são normalmente fracas, mas podem ser particularmente notáveis quando o contraste entre as áreas poluída e livre de poluição for muito forte.

tipo, os efeitos de uma frente de pseudo brisa marítima são fracos porque o ar é geralmente estável e o aquecimento fora das áreas sombreadas fica confinado a uma fina camada. Entretanto, em regiões como as cidades do sul da Califórnia, ambos, o sombreamento e o aquecimento podem ser profundos suficientes para produzir uma notável frente de pseudo brisa marítima.

O aquecimento diferencial e a pseudo brisa marítima chegam da borda do platô do terreno alto conforme ilustrado na figura 16.16. A pseudo frente de brisa marítima se move sobre o terreno alto e é praticamente idêntica em caráter do que uma verdadeira brisa marítima.

Fig. 16.16 Um tipo de platô com pseudo brisa marítima. Enquanto o ar sobre o platô é aquecido no nível do solo o qual recebe insolação, o ar no mesmo nível recebe muito menos calor por estar mais distante do terreno mais baixo. O diferencial de aquecimento produz uma pseudo brisa marítima que se forma perto da escarpa do platô e se move sobre o terreno alto.

Efeito de barreiras de montanhas

Uma longa cadeia de montanhas perto da linha da costa irá atuar como uma barreira para penetração de brisas marítimas para dentro do continente.

Fig. 16.17 A penetração de uma brisa marítima para dentro do continente pode ser bloqueada por um terreno alto – exatamente como as brisas marítimas no sul da Austrália são bloqueadas pela cadeia de montanhas mostrada nesta ilustração. Os números nas posições da brisa marítima representam as horas do dia.

A figura 16.17 ilustra a característica do progresso de uma brisa marítima parcialmente bloqueada pela cadeia de montanhas no sul da Austrália.

Se existirem falhas no range de montanhas, as brisas marítimas poderão se afunilar através destas falhas e se espalhar sobre o lado de sotavento. Exemplos particularmente interessantes deste efeito, juntos com exemplos de linhas de convergência orográficas podem ser encontradas na região de Los Angeles. O padrão das linhas de convergência e efeitos das frentes de brisas marítimas (descritos por John Aldrich no 1965 Soaring International Yearbook) é particularmente útil para ilustrar a natureza dos efeitos orográficos em brisas marítimas e linhas de convergência.

Quando as brisas marítimas invadem as planícies costais na região de Los Angeles são forçadas a fluir através de Santa Mônica e montanhas de Santa Mônica, conforme ilustrado na figura 16.18. Isto cria duas linhas de convergência a sotavento da cadeia de montanhas, algo como Tehachapi, descrito no cap. 11. A linha do norte é conhecida como Zona de convergência de San Fernando; a linha do sul é chamada de Linha de Ellsinore. Incidentalmente, estas linhas de convergência também são conhecidas como linhas de tesouras.

A zona de convergência de São Francisco não é normalmente usada para vôo a vela, devido a densidade populacional do vale e do pesado trafego aéreo. A linha de tesoura de Elsinore, entretanto, tem sido usada extensivamente para vôo. A linha de tesoura persiste grande parte do dia durante o verão e outono, mas ao mesmo tempo a brisa marítima desenvolvida na borda sudeste do nevoeiro de Los Angeles. Esta frente parece estar entre uma genuína e uma pseudo brisas marítimas associada com a borda do nevoeiro, mas não importa como chamemos isto. Os

efeitos são como uma clássica frente de brisa marítima, mas localmente é conhecida como frente de nevoeiro. Conforme esta frente se aproxima, as linhas pré-existentes em Elsinore permanecem estacionárias. Então, a convergência orográfica é reforçada pela frente de brisa marítima e o resultado líquido é frequentemente excelente para subida entre 6.000 e 12.000 pés (2.000 e 4.000 metros) acima do nível do mar.

Outra linha de convergência é formada no deserto de Mojave como resultado do ar frio que flui através do Cajon Pass, como ilustrado na figura 16.19. Esta característica de fluxo parece ser parcialmente o resultado do efeito orográfico afunilando o vento através do Cajon Pass e parcialmente pelo platô que forma uma pseudo brisa marítima – como o produzido pelo aquecimento matinal da área desértica alta. A linha de tesoura que vai através do El Mirage é conhecida como linha de tesoura El Mirage, ou linha de tesoura Adelanto. Isto é uma característica regular do tempo no El Mirage Dry Lake. Com o ar esfriado não existe ascendentes, mas ao redor fortes térmicas e poeiras do diabo começam a se formar e são indicadores utilizáveis da localização da linha das ascendentes. Um similar aquecimento de um platô induz o ar frio a se mover através do Mint Canyon pelo sudoeste antes do meio dia, se espalhando a nordeste e criando uma pseudo brisa marítima na sua borda. Térmicas com o ar frio são, é claro, suprimidas. Pelo fato de que este ar frio fluindo através do Mint Canyon também trazer o nevoeiro de Los Angeles, o fenômeno também é conhecido localmente como Frente de Nevoeiro. Conforme estas linhas de tesoura se espalham e empurram de volta a linha de tesoura El Mirage, então, no final da tarde, El Mirage fica dentro do ar frio que espalhou do Mint Canyon.

O fenômeno descrito não é único em Los Angeles. Sempre que um diferencial de aquecimento (associado com a costa, bordas de

nuvens, platôs ou camada de poluição) existir, existirá a possibilidade de um efeito de brisa marítima, e uma vez que existem montanhas e vales o fluxo de ar será bloqueado, alterado em sua direção ou afunilado. Existem muitas outras linhas de convergência voáveis e efeitos de pseudo brisas marítimas do que conhecemos, mas mesmo antes de voar em uma região é possível fazer uma imaginação das possibilidades de linhas de convergência ou pseudo brisas marítimas lembrando as características principais deste fenômeno.

Ondas de sotavento

Você nunca viu as ondas em um riacho raso formadas conforme a água flui sobre uma pedra submersa? A água sobe sobre a rocha, mergulha fortemente no lado de baixo da corrente e, se a rocha tem a forma de um cume fixo na corrente, a superfície da água irá subir e cair pela segunda, terceira e muitas vezes na corrente. A crista das ondas formam uma série de barras paralelas a rocha, e com a água fluindo através delas, estas barras permanecem relativamente estacionárias na corrente.

Substitua a corrente de água pelo vento, a pedra pela montanha, e comece a visualizar as ondas de sotavento na atmosfera. A figura 17.1 indica a natureza do fluxo. O comprimento de onda é a medida da distância de uma crista até a outra, ou de um vale até o outro. Normalmente entre 5 e 50 Km, este comprimento de onda é determinado quase que exclusivamente pelo vento e temperatura nos vários níveis da corrente de vento. Normalmente o comprimento de onda não é igual a distância entre o cume das montanhas e a crista da primeira onda. Alguns pilotos de planadores se referem as ondas como primária, secundária e terciária para indicar a primeira, segunda e terceira ondas respectivamente.

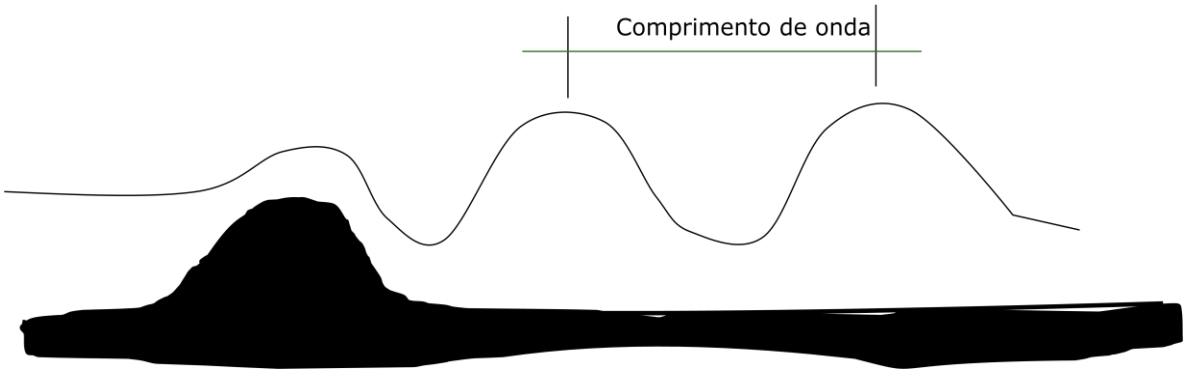


Fig. 17.1 Em onda de sotavento o fluxo de ar normalmente desce fortemente no lado de sotavento de uma montanha antes de ondular para cima e para baixo até alguma considerável distância fluxo abaixo. O comprimento de onda é determinado quase exclusivamente pelo vento e temperatura do ar a barlavento, enquanto que a amplitude depende das condições da corrente de vento e também do formato e natureza da superfície da montanha. O verdadeiro comprimento de onda é normalmente maior que a distância entre o cume da montanha e a primeira onda.

A amplitude das ondas de sotavento são a metade da distância vertical do vale até o pico da onda. A amplitude normalmente varia com a altura. Frequentemente é menor nos níveis baixos e muito alta nos níveis muito altos, e tem algum máximo no meio.

Nuvem de ondas

Conforme o ar sobe na corrente ascendente de uma onda, ele se esfria adiabaticamente. Se este esfriamento for suficiente para causar condensação, então uma nuvem irá se formar. O subseqüente aquecimento na corrente descendente faz com que a umidade evapore; então, em um processo contínuo de condensação na borda ascendente da onda e evaporação na borda descendente, a nuvem formada na crista da onda parece estar estacionária no céu. Nuvens de ondas são mais comumente observadas nos níveis médios, e normalmente possuem o formato de uma lente com as duas faces convexas, como

esquematizado na figura 17.2. Quando a nuvem de onda se forma nos níveis baixos, frequentemente assumem a forma de remendos esfarrapados pela turbulência de baixos níveis. Os remendos como um todo permanecem mais ou menos estacionários, mas os detalhes do seu perfil mudam rápida e erraticamente.

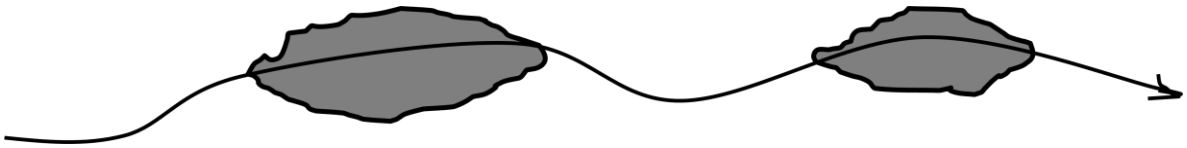


Fig. 17.2 Camadas de nuvens de ondas de sotavento frequentemente tem o formato lenticular.

Nos níveis altos as nuvens são normalmente compostas por cristais de gelo, e, pelo fato destes cristais se formarem rapidamente e evaporarem lentamente, nuvens de ondas nos níveis altos se formam no ar ascendente das ondas, mas não evaporam na borda descendente; então estas nuvens tendem a se espichar para a direção do vento.

A presença de nuvens em ondas não significa necessariamente que estas tenham grande amplitude; estas nuvens indicam simplesmente que perto do nível da nuvem esta amplitude é suficiente para elevar o ar até seu nível de condensação. Então, uma nuvem de onda não indica nada sobre a amplitude das ondas, que poderão ser fracas em ar úmido ou com grande amplitude em baixa umidade. A amplitude das ondas de sotavento não é necessariamente máxima no nível das nuvens.

Uma corrente de vento com, digamos, fortes ondas, mas baixa umidade a 6.000ft (2.000m) e ondas fracas, mas em ar mais úmido a 10.000ft (3.000m) poderão apresentar nuvens nos níveis

mais altos, mas não apresentar nenhum sinal visível nas ondas mais fortes abaixo. Nem todas as nuvens de ondas apresentam características lenticulares. Quando a corrente de ar abaixo da nuvem de onda é mais seco que do que na nuvem, é mais provável que sua base seja côncava, conforme mostrado na figura 17.3.

Fig. 17.3 Se o ar abaixo das nuvens for particularmente seco a base adquirirá um formato côncavo

Muitas nuvens de onda têm uma base plana, e quando a corrente de ar for particularmente úmida a indicação visível que indica a existência de onda mais provavelmente será uma camada de cobertura de nuvens com falhas estacionárias nesta camada. A figura 17.4 ilustra algumas configurações típicas de nuvens de ondas. Ocasionalmente uma pilha vertical de nuvens de ondas se formam nas ondas. Os franceses chamam de pilha de pratos. Estas formações indicam uma variação forte da umidade com a altura – e não indicam qualquer variação peculiar na amplitude da onda com a altura.

Fig. 17.4 Se o nível geral de condensação for alto as nuvens de onda podem formar nuvens isoladas, enquanto poucas ou nenhuma nuvem se forma na cadeia de montanhas propriamente dita. Se o nível de condensação fica abaixo do topo das montanhas, uma nuvem sobre a montanha (e provavelmente a barlavento) se forma e evapora na descendente antes de se formar novamente a sotavento na borda da parte ascendente da onda. A nuvem descendo e evaporando a sotavento da montanha às vezes se parece com queda de água.

Condições de formação de ondas

Graças ao trabalho pioneiro do professor R.S. Scorer sobre a teoria das ondas, o entendimento dos meteorologistas sobre a natureza das ondas de sotavento tiveram um grande progresso no início dos anos 50.

Condições favoráveis para ondas de sotavento com apreciáveis ascendentes são:

- Uma camada de baixa estabilidade (alta taxa de variação da temperatura) nos níveis baixos
- Uma camada estável (camada isotérmica ou inversão) sobre a camada instável mais baixa

- Uma camada acima da camada estável com baixa estabilidade na troposfera.
- Um vento de aproximadamente 15 nós (30 Km/h) ou mais através de uma montanha ou cadeia de montanhas.

Um aumento na velocidade do vento com a altura sem muita mudança na sua direção aumenta a probabilidade de formação de onda. Estas condições, ilustradas na parte esquerda da figura 17.5, irão produzir um padrão de ondas como mostrado no lado direito da figura. Note que a amplitude da onda de sotavento é máxima na camada estável.

Fig. 17.5 Ondas de sotavento são frequentemente associadas a uma camada estável prensada entre camadas menos estáveis e um aumento do vento com a altura que sopra através de uma cadeia de montanhas. A amplitude da onda de sotavento normalmente aumenta com a altura até atingir um máximo na camada estável. Sobre esta camada, a amplitude tende diminuir lentamente, apesar de em algumas condições, outras ondas existam em altos níveis.

Para entender o motivo pelo qual a camada de ar estável prensada entre duas camadas instáveis favorecem a formação de ondas de sotavento, uma analogia pode ser útil. Uma atmosfera instável pode ser comparada com uma mola leve e macia, porque esta oferece pouca resistência ao movimento vertical, e uma atmosfera estável pode ser comparada a uma mola pesada e dura, que tende suprimir movimentos verticais. Olhando a figura 17.6, não é difícil imaginar que, embora a mola fraca possa oscilar facilmente depois de ser impulsionada pela cadeia de montanhas, este impulso não será transmitido facilmente para cima pela mola fraca. Nem precisaríamos forçar muito a imaginação para supor que uma mola mais forte forçada sobre a cadeia de montanhas não iria criar muitas oscilações.

Mas considere agora uma mola forte prensada entre duas molas mais fracas, conforme mostrado no quadro mais baixo da figura 17.6. Com este arranjo, é concebível que as molas mais fracas irão manter a oscilação por algum tempo depois que a estrutura tenha cruzado uma cadeia de montanhas.

A atmosfera funciona de forma mais ou menos semelhante. Nem uma completamente instável nem uma camada uniformemente estável podem produzir ondas apreciáveis, mas uma camada de ar que contenha ar estável entre camadas de menor estabilidade são ambas flexíveis o suficiente para oscilar verticalmente, e resistentes o suficiente para manter o movimento em uma série de oscilações verticais.

A analogia da mola tem falhas e nós temos que ser cautelosos com isto. Entretanto, isto ilustra muitas características do fluxo. Parece razoável supor que a mola mais dura domina as oscilações das ondas e, de fato, as ondas tem sua máxima amplitude na camada estável da atmosfera que contribui com sua existência.

Fig. 17.6 A atmosfera pode ser comparada a uma mola vertical. Uma camada instável de ar pode ser comparada a uma mola fraca, porque ela oferece pouca resistência ao movimento vertical, e uma camada estável pode ser comparada a uma mola forte, que tende suprimir movimentos verticais. A melhor estrutura para oscilações persistentes é um sanduíche formado por uma mola forte com poucos elos (fina camada estável de ar) entre duas molas mais fracas (camadas mais profundas de menor estabilidade). Finas linhas à esquerda no diagrama indicam o padrão de temperatura (correspondendo a estrutura das molas) plotados em um diagrama aerológico (descrito no capítulo 20).

A amplitude e freqüência com que as molas oscilam são relacionadas a uma complicada maneira de precisar a profundidade e flexibilidade de cada parte da mola, e o

comprimento das ondas são determinadas pela velocidade com que estas oscilações são propelidas a sotavento. Não seria surpresa, entretanto, saber que os comprimentos e amplitudes das ondas na atmosfera são determinados pelos ventos e a temperatura nos vários níveis na massa de ar. Fora da intrincada relação entre os ventos, temperaturas e as amplitudes das ondas, duas deduções que surgem como uma indicação útil, mas não infalível, das condições de ondas são:

- A camada estável associada com o fluxo produz amplitudes maiores quando esta for uma camada rasa e de grande estabilidade, do que quando for composta por uma camada mais profunda de estabilidade moderada.
- Ondas longas são associadas mais com ventos fortes em altitude do que com ventos fracos. (Observações indicam que, para comprimentos de onda em uma faixa de 5 a 25 km, o comprimento de onda é aproximadamente ¼ da velocidade do vento predominante em Nós na camada do nível do solo até a tropopausa).

Subida em onda

As correntes verticais no fluxo de ondas dependem da amplitude, do comprimento de onda e da velocidade do vento. Fortes ascendentes e descendentes são favorecidas por:

- Grandes amplitudes – quanto maior for a amplitude, mais longe o ar se move para cima e para baixo.
- Comprimentos de onda curtos – quanto mais curto for o comprimento de onda mais acentuadas serão as ascendentes e descendentes no fluxo ondulatório.
- Fortes ventos – quanto mais forte for o vento, mais rápido o ar irá se mover no padrão das ondas

Subida em ondas de 20 Nós (10 m/s) tem sido encontradas e podem ser consideradas ondas boas, mas ondas realmente grandes com 40 Nós (20 m/s) tem sido registradas.

A distribuição das ascendentes e descendentes em um padrão de ondas é ilustrado na figura 17.7. A estrutura semelhante a ovos representando as velocidades verticais são características básicas das ondas. É claro, os detalhes variam de uma situação para outra, mas é útil ter este padrão básico em mente.

Fig. 17.7 Padrões de ascendentes e descendentes em um fluxo de ondas são melhores visualizados pelas figuras com formato de ovos, ilustrado pelas setas e áreas sombreadas neste diagrama.

Variação diurna das ondas

Nas proximidades de Cross Fell nos montes Pennines na Inglaterra, os moradores locais dizem que "a barra nunca cruza o Eden", e se você parece não entender esta velha informação, eles irão explicar que a barra se refere a nuvem com formato de charuto observada às vezes paralela e a sotavento da forte escarpa de Cross Fell, e que o Eden é o rio a sotavento do vale. Durante as manhãs a barra normalmente se move lentamente com a corrente do vento, soprando para sudoeste, mas mais

tarde, logo que a nuvem parece cruzar o rio, ela aparentemente muda e volta para o lado da escarpa; então "a barra nunca cruza o Éden", ou traduzindo isto na linguagem meteorológica: existe a tendência para formação de ondas que aumentam durante a manhã e diminuem durante a tarde. Uma explicação para este efeito diurno começa com a insolação ou aquecimento do sol, o qual aquece o solo, que aquece o ar próximo ao solo nos níveis baixos, e o conseqüente aumento das ondas a sotavento é a conseqüência de um intrincado relacionamento entre as taxas de variação de temperatura e a formação de ondas. De forma complementar o conseqüente decréscimo do comprimento de onda vem do esfriamento nos níveis baixos que ocorre no final da tarde e durante a noite em dias claros.

A amplitude das ondas é também afetada pelo aquecimento diurno, e esfriamento. Sua variação é tal que, em climas temperados e em áreas de pequenas montanhas, as condições de onda são melhores entre uma e três horas depois do nascer do sol e no final da tarde e noite. Na metade do dia é o pior momento para o vôo em ondas.

Esta seqüência não se aplica a regiões onde o aquecimento diurno é mais intenso, nem onde grandes massas de montanhas estão presentes. No vale Owens na Califórnia, por exemplo, o aquecimento tende a aumentar a amplitude das ondas na metade do dia.

Apesar destes efeitos diurnos serem importantes, eles funcionam apenas como regras secundárias na criação das condições de ondas. Sistemas meteorológicos de larga escala podem trazer as condições de vento e temperatura favoráveis para formação de ondas.

Situações em ondas

Um sistema meteorológico favorável para formação de ondas é simplesmente aquele em que as condições de vento no local considerado satisfaçam as condições de onda já listadas Estas condições podem ser preenchidas de várias maneiras.

Setores quentes em latitudes temperadas frequentemente incluem ventos frescos que variam com a altura e aumentam sua velocidade mas sem mudar sua direção. O ar em níveis baixos normalmente tem pequena estabilidade do nível do solo até entre 2.000 ou 6.000 pés (600 e 2.000 m), e acima disto a estabilidade aumenta de forma rápida antes de começar a cair novamente com a altura. Então, setores quentes são prováveis candidatos a promover ondas de sotavento nas montanhas que tenham seus eixos perpendiculares ao fluxo. Mas em climas frios e úmidos, é improvável que estas ondas sejam totalmente formadas; setores quentes nestes climas frequentemente trazem uma completa cobertura de nuvens, as quais não somente escondem o topo das ondas dos observadores abaixo das nuvens, como podem esconder os topos das montanhas com nevoeiro. Frentes quentes são frequentemente precedidas por condições de vento e temperatura que, por períodos limitados durante as mudanças pré-frontais, são boas para formação de ondas. Conforme a frente se aproxima, as mudanças nos ventos e temperatura em níveis superiores passam por fases que variam entre favoráveis e desfavoráveis para formação de ondas. Alguma distância adiante da frente existe a probabilidade de formação de ondas curtas com amplitudes medíocres, mas suficientes para produzir camadas de nuvens nos níveis altos ou médios, que provavelmente serão muito fracas para vôo. Entretanto, o comprimento e amplitude das ondas tendem aumentar e se mover para níveis mais baixos. O vôo em onda poderá ser possível entre aproximadamente 12 a

18 horas antes da frente, mas estas ondas provavelmente desapareçam antes de ficarem mais perto da frente.

Anticiclones, com seu ar descendente, normalmente têm uma estrutura de temperatura feita sob medida para ondas; uma estreita e extremamente estável camada situada em algum lugar entre 4.500 e 10.000 pés (1.500 a 3.000 m) é uma característica comum dos sistemas de alta pressão. Mas o centro de um anticiclone também se caracteriza por ventos fracos e variáveis; então, para condições de ondas locais nós temos que procurar nas franjas exteriores – longe o suficiente do centro para pegar ventos de 15 nós (30 Km/h) ou mais, mas não tão longe que o efeito de estabilidade seja perdido.

Embora os setores quentes, franjas de anticiclones e condição pré frontal de frente quente tenham sido mencionadas como zonas favoráveis para formação de onda, estas não ficam restritas a estes poucos tipos de sistemas de tempo. Elas podem ocorrer em qualquer situação que traga ventos favoráveis e condições de temperatura já listadas.

Formato e tamanho de montanhas

Dois requisitos são necessários para formação de ondas; as condições de vento e temperatura devem ser adequados para formação de onda e a presença de uma montanha ou algum gatilho para colocar as ondas em movimento. A amplitude das ondas depende parcialmente das condições da massa de ar e parcialmente do tamanho e perfil da montanha. Se uma massa de ar com características favoráveis atravessa as três montanhas desenhadas na figura 17.8 nós poderemos descobrir que, apesar das montanhas terem a mesma altura, poderiam não disparar ondas com a mesma amplitude. Nesta ilustração em particular, a montanha do meio produz as melhores ondas.

Fig. 17.8 Os três perfis de montanhas colocados no diagrama, o perfil do meio tem a melhor largura para disparar ondas.

O impulso recebido pela corrente de vento passando sobre uma montanha estreita não é muito efetivo. Nem a subida e descida suave do ar sobre uma montanha larga irá gerar grandes amplitudes. Existe um efeito de ressonância entre o comprimento das ondas e a largura da montanha. Este efeito não pode ser facilmente formulado e tudo que nós podemos é verificar que ondas mais curtas são melhores disparadas de montanhas estreitas e ondas longas são formadas sobre montanhas largas. Um corolário disto é que grandes montanhas não são necessariamente melhores que montanhas pequenas para disparar ondas. Na figura 17.9, por exemplo, a montanha mais larga produz somente ondas fracas porque seu tamanho é muito grande para ter uma boa ressonância com as ondas de sotavento.

Fig. 17.9 Uma montanha grande (como a desenhada no lado esquerdo da figura) e que também é muito larga comparada com o comprimento das ondas de sotavento não necessariamente irá disparar ondas maiores que uma pequena montanha desenhada no lado direito.

Uma montanha com as encostas simétricas, como as descritas, tem sua melhor ascendente a aproximadamente na metade do comprimento da onda a sotavento do topo da montanha, mas em encostas assimétricas com relativamente mais suave encosta a barlavento, conforme desenhado na figura 17.10, a melhor ascendente será próximo a encosta a sotavento da montanha. Além disso, este tipo de encosta, com uma escarpa mais acentuada na encosta a sotavento, é particularmente favorável para disparas ondas com condições de vôo.

Fig. 17.10 Uma montanha com as encostas simétricas tem a melhor ascendente aproximadamente na metade do comprimento de onda afastado do topo da montanha, mas para uma montanha assimétrica com encosta suave a barlavento e mais escarpada a sotavento a melhor ascendente será mais perto do topo da montanha.

Quando uma corrente de vento com condições de geração de ondas passa por duas montanhas em sucessão, a eventual amplitude das ondas dependem de quanto as encostas estão em fase uma com a outra comparadas com o comprimento das ondas. Se a distância entre os topos das montanhas são iguais, digamos, 1, 2 ou 3 vezes o comprimento de onda, então as ondas formadas na primeira montanha será reforçada pela segunda. Conforme mostrado na figura 17.11, o resultado líquido será ondas com maior amplitude que as geradas pelas montanhas individualmente. Se, por outro lado, as montanhas estiverem fora de fase, digamos com ½ comprimento de onda separadas, a segunda montanha tenderá a cancelar as ondas geradas pela primeira.

Fig. 17.11 Quando duas montanhas estiverem em fase com o comprimento de onda, o fluxo na segunda montanha aumenta as ondas geradas pela primeira, conforme mostrado no diagrama superior. Se, por outro lado, as montanhas estiverem fora de fase, a segunda tenderá cancelar as ondas geradas pela primeira, localizada a barlavento.

Em situações como esta, as ondas podem ser bem aumentadas na frente da segunda montanha, mas não existirá ondas aproveitáveis mais para frente na direção do fluxo de ar. A figura 17.12 mostra um exemplo deste tipo de efeito de montanhas fora

de fase que ocorreu em uma investigação de onda feito próximo a Sierra Nevada, uma cadeia de montanhas na Califórnia.

Fig. 17.12 Em primeiro de abril de 55 as ondas sobre o vale Owens, na Califórnia, começavam a descer imediatamente do lado de sotavento de Sierra Nevada quando passava por uma distância de 1 ½ comprimento de onda antes de ser praticamente cancelado. O desenho das linhas de fluxo foram deduzidas pelas medidas de temperatura feitas durante o vôo nas ondas.

Pelo fato de que os efeitos de sucessivas montanhas serem aditivos, mesmo alterações lentas no comprimento de onda podem trazer rápidas flutuações no fluxo resultante, conforme as ondas passam sobre várias montanhas em fase ou fora de fase uma com a outra. A figura 17.13 mostra algumas das muitas variedades de formas de ondas que podem ocorrer sobre terreno irregular. Quando o comprimento de onda muda, em função de uma mudança da temperatura ou fluxo do vento, o padrão resultante de ondas pode mudar erraticamente de uma determinada configuração para outra.

Uma forma regular de senóide formada no fluxo não acontece até que o vento atinja uma região plana (ou mar aberto) a sotavento

de uma região montanhosa – mas uma vez sobre um terreno plano ou superfície do oceano a onda pode se estender por distâncias maiores – 200 km ou mais – na direção do fluxo do vento.

Não é raro que uma ascendente de montanha seja confundida com onda em uma escarpa a barlavento. Este efeito tem sido notado principalmente em Camp Hill, local dos clubes de planadores Derby e Lancashire, na Inglaterra. Às vezes, a ascendente de montanha que ocorre sobre a forte escarpa na borda oeste do campo de pouso é aumentada pelas de ondas das montanhas a barlavento. A figura 17.14 mostra o padrão. Com o passar do dia, não é raro que o comprimento de onda diminua no final da tarde, resultando que a crista da onda fique sobre o vale, e a montanha do clube de vôo fique em ar calmo. Os planadores que estão ainda no ar e se movem para o lado do vento podem permanecer voando na onda, enquanto que os planadores no clube não têm ascendentes para voar.

Fig. 17.14 No clube de vôo de Camphill, Inglaterra, não é raro que o comprimento de ondas diminua com o passar da tarde. Ás 18 horas a onda disparada pelas montanhas a barlavento reforçam a ascendente de montanha na borda do campo de pouso do clube, mas conforme o comprimento das ondas diminui, a zona de ascendentes se desloca para barlavento. Neste momento, os pilotos que se deslocarem para barlavento poderão continuar voando, enquanto os pilotos no solo não conseguem atingir esta onda porque não há mais ascendente de montanha na borda do campo de pouso.

Montanhas consideradas tridimensionalmente

Quando descrevemos as principais características de ondas é conveniente que consideremos o fluxo através de montanhas esquematizadas em duas dimensões; ou seja, montanhas que podem ser consideradas como prismas extremamente longos colocados no fluxo do vento. Mas a maior parte das montanhas reais está fora destes perfis. É praticamente impossível observar, calcular ou adivinhar com precisão o efeito do fluxo de ar em cada perfil particular. Entretanto, é útil saber que uma longa e reta cadeia de montanhas pode disparar uma seqüência de ondas que se estendem a consideráveis distâncias a sotavento, enquanto que uma pequena cadeia produz ondas cujas amplitudes diminuem rapidamente no fluxo de vento. Quanto maior a cadeia de montanhas, mais nuvens de ondas existirão (que se formam, é claro, pelo fato de que as ondas não são canceladas por alguma outra montanha fora de fase localizada no fluxo do vento). Não existe regra de ouro relativa ao comprimento da cadeia de montanhas que se estende no sentido do fluxo. Mesmo uma cadeia de somente poucas milhas em comprimento pode disparar uma longa seqüência de ondas; mas é normalmente difícil decidir quando ou não uma cadeia pode ser descrita como longa.

Uma cadeia de montanhas que se desenvolve obliquamente através do fluxo do vento produz ondas paralelas a ela – não em ângulos corretos com a direção do vento. Mas ondas como estas tem normalmente pequenas amplitudes e raramente se estendem muito longe na direção do vento. Uma cadeia que apresente uma vista côncava voltada para o vento provavelmente produza uma seqüência de ondas mais longa do que outra com face convexa voltada para o vento. Uma corrente de vento passando por uma cadeia de montanhas com formato convexo tende passar pelos

lados, ao contrário do topo, especialmente quando o ar for muito estável.

Comparado com as cadeias, montanhas isoladas cônicas são más geradoras de ondas. Mas nuvens simples estacionárias, às vezes em formato de disco, às vezes em formato crescente, são ocasionalmente observadas a sotavento de grandes montanhas cônicas, como no Monte Fuji, no Japão.

Longas cadeias de montanhas, como os Andes, seguidamente bloqueiam ou desviam o vento nos níveis baixos. Mas se o ar que flui através da cadeia tem condições de estabilidade favoráveis para formação de ondas, desce a sotavento nos vales ou planícies, e então sobe como uma onda.

Turbulência e rotores

Condições de vôo em ondas são frequentemente feitos sem muita turbulência; uma notável falta de turbulência ou movimento de rotores no vento é às vezes a primeira indicação que um piloto tem que está voando em ondas. Mas as condições de ondas de sotavento podem produzir algumas das mais violentas turbulências que podem ser encontradas na troposfera. A razão desta dicotomia do ambiente de ondas é que uma taxa de variação de temperatura estável normalmente associada com as ondas atua como um supressor de turbulência e rotores, mas este fluxo de ondas cria ou intensifica tesouras de vento que tendem produzir turbulência, apesar da estabilidade. Quando a intensificação local de tesouras de vento (mais provavelmente nas cristas ou vales das ondas) provocam a criação de rotores em uma camada estável, os elementos desta camada estável são invertidos. Estes elementos invertidos são extremamente instáveis porque, durante o processo de inversão, o ar quente é levado mecanicamente pelas descendentes, e aquecido adiabaticamente pela compressão, enquanto o ar frio é carregado

mecanicamente para cima e esfriado adiabaticamente pela expansão. Então, a taxa de variação da temperatura que traz estabilidade, é transformada rapidamente em uma condição extremamente instável. Esta instabilidade local se soma a turbulência criada pela tesoura de vento local, que girando transforma os elementos da camada estável em um local com intensa instabilidade.

Esta instabilidade nem sempre é severa; ela pode ser nada mais que pequenas camadas de ar mexido, prensado entre camadas de ar calmo, mas em fortes tesouras de vento associadas com correntes de jato mesmo em ondas fracas podem disparar turbulência em altos níveis fortes o suficiente para surpreender e chacoalhar pilotos desavisados, e em níveis mais baixos, quando as amplitudes das ondas variam consideravelmente com a altura, a turbulência pela tesoura de vento pode ser às vezes realmente violenta.

O fluxo a sotavento de Sierra Nevada em 18 de março de 55 incluiu este tipo de turbulência. A figura 17.15 ilustra a natureza do fluxo. Na vizinhança da nuvem da onda o fluxo era quebrado para baixo em uma região de movimento caótico. A nuvem da onda como um todo permanecia mais ou menos estacionária, mas era esfarrapada – bem diferente das lenticulares bem formadas bem características de fluxo laminar. Avistada a distância, esta nuvem de onda esfarrapada parecia uma camada inócua de stratocumulus, mas verificando mais de perto era possível observar fragmentos da nuvem sendo rasgados das bordas e ver que o topo da nuvem estava se movendo muito mais rápido que a base. É muito fácil imaginar a nuvem como um enorme rolo estacionário, e este tipo de nuvem é de fato chamado de nuvem de rolo. O tipo de movimento é conhecido como fluxo de rotor.

Em 25 de abril de 55 um planador que explorava a onda da Sierra foi quebrado pela turbulência nesta nuvem. Eis um pedaço do reporte do piloto Larry Edgar:

"O caminho do vôo foi do topo de um pequeno puff de nuvem. Parecia inchar para cima do nariz no último momento. Eu olhei para o turn and banck. Rápida e instantaneamente o ponteiro saiu do centro. Eu fiz uma correção, mas ele foi violentamente para a outra direção. Eu fui forçado para os lados no meu assento primeiro para esquerda e depois para a direita. Um fantástico G positivo me empurrou para baixo no assento. Logo começou escurecer a visão eu senti algo como uma violenta inclinação para esquerda com uma barulhenta explosão seguida por um violento G negativo. Eu senti que minha cabeça bateu no canopy. Eu estava muito aturdido para fazer qualquer tentativa de correção. Tão rapidamente como isto iniciou, tudo se tornou calmo exceto pelo som do vento soprando. Eu senti que eu estava caindo livre de tudo, exceto por algo que segurava meus pés juntos (barra dos pedais)."

Turbulência em um fluxo de rotor é normalmente pior em uma nuvem de rolo, mas pode também ser algo formidável em regiões claras. Descrevendo uma parte de seu vôo de St Yan para St Auban em 11 de julho de 56, Philip Wills disse:

"... Eu quebrei nuvem sobre o vale Drome, com segurança no sul da montanha que eu justamente deixava. Repentinamente houve um choque desagradável, e minha asa direita caiu no nada. Com todo comando de aileron para esquerda eu fiquei pendurado e deslizei no espaço por um tempo que pareceu uma eternidade. Os próximos dez minutos foram inesquecíveis. Sete pilotos eventualmente completaram seus vôos e todos confessaram que eles nunca tinha experimentado uma turbulência como aquela antes."

Fig. 17.16 Um linha tracejada marca o vôo em onda feito por Stan Jones de uma decolagem por guincho em 10 de abril de 53. As condições de vento são mostradas a esquerda. Como muitos outros diagramas neste capítulo a natureza do fluxo é desenhada esquematicamente pelas linhas de fluxo baseadas nos efeitos da observação.

É claro que nem todos os rotores são fortes como este. Voando em uma onda mostrada na figura 17.16, Stan Jones encontrou condições seguras o suficiente.

"ar muito turbulento era encontrado sobre o topo de uma nuvem de rotor e todo aileron e pedal foi necessário para manter o Olympia em uma atitude de vôo. Esta turbulência não era de pequena escala o qual traz às vezes o sentimento de estar andando sobre pedras: era mais uma experiência de turbulência em dias de vôo de montanha."

Apesar da possibilidade de frequentemente poder voar através de um rotor com segurança, ele deve ser sempre tratado com precaução. A transição entre a onda em regime laminar e a zona turbulenta é normalmente forte. O tempo de apertar o cinto e

segurar objetos como câmeras ou computadores, é no solo ou em ar calmo antes de testar a força da turbulência.

Isto nos leva a prestar atenção nos sinais de rotores antes de decolar em condições de onda. Um dos sinais mais perigosos que pode ser extraído de informações meteorológicas é o decréscimo do vento ou uma mudança brusca na direção do vento através da camada estável que provavelmente esteja associada com o fluxo de ondas. A figura 17.17 mostra o tipo de condição de corrente de vento para geração de rotores. Não se pode deduzir que nenhum outro tipo de fluxo pode produzir turbulência em fluxo de ondas, mas uma redução da velocidade do vento ou uma forte mudança na direção do vento dentro da camada de ondas deve ser encarado como um alerta para explorar as ondas com cuidado.

Frequentemente o efeito da turbulência se estende para os níveis mais baixos; então, outro sinal de rotores é a presença de mudanças de vento repentinas e erráticas no solo. A figura 17.15 ilustra um bem marcado exemplo de ventos caóticos abaixo de um forte rotor.

O salto para barlavento

Padrões de ondas e nuvens de ondas nem sempre são estacionários. A forma pela qual o efeito composto de uma sucessão de ondas com uma lenta alteração no seu comprimento pode produzir mudanças rápidas e erráticas no padrão de fluxo, já foi mencionado anteriormente. Mas existem movimentos que não podem ser atribuídos a isto. Talvez a presença de rotores nas encostas e nos vales mude o formato efetivo das montanhas; talvez estes rotores se formem periodicamente; talvez eles sejam disparados a sotavento e sigam com a corrente de vento a cada 2 a 20 minutos de intervalo. Conjecturas como estas são baseadas em observações, mas até o momento elas são um pouco mais do

que idéias plausíveis. Observações e filmes de nuvens revelaram uma característica de especial interesse. Ocasionalmente uma nuvem de onda tem sido vista se mover lentamente com a corrente de vento, viajando entre 150m e 1 ½Km em 5 a 10 minutos antes de repentinamente, em questão de segundos, saltar (refazer) para a posição original. Este processo de deslocamento com o vento seguido de um pulo para trás é repetido muitas vezes. A razão para este movimento periódico não é claro. O fenômeno é mais impressionante quando estudado através de intervalos médios entre as fotos, mas isto normalmente requer mais que uma observação casual para ser detectado do solo.

Para os pilotos em vôo este salto é frequentemente muito óbvio; em um instante eles estão voando a barlavento da nuvem, mas no próximo instante se encontram na nuvem que rapidamente se desenvolveu ao seu redor.

Ondas longas no ar

Muitas ondas utilizadas nos vôos são do tipo cuja amplitude aumenta desde o nível do solo até, no máximo, a camada estável que provavelmente está presente, e então desaparecem nos níveis mais altos. Mas algumas correntes de vento podem oscilar em mais de uma freqüência, e não é anormal encontrar dois diferentes comprimentos de onda de uma só vez. As ondas mais curtas são mais fortes nos níveis baixos enquanto que a amplitude de ondas longas tem seu máximo em alturas maiores. Além disso, o padrão das ondas mais longas incluem uma superfície nodal, normalmente na metade inferior da troposfera. Devido ao fato de que o padrão de onda é invertido quando passa por uma superfície nodal, a parte mais efetiva de uma onda longa inicia com uma ascendente logo após o topo a sotavento da montanha. A figura 17.18 (a), (b) e (c) mostram como a

combinação de dois conjuntos de ondas podem aparecer juntamente com a estrutura de nuvens de cada um dos sistemas. Embora este sistema duplo de ondas tenha um padrão de fluxo complicado, ele pode proporcionar oportunidades ocasionais para vôos de grande altitude na atmosfera. Quanto mais bem formadas as ondas curtas nos níveis baixos, mais bem formadas serão as ondas mais longas acima.

Sistemas de ondas podem atingir níveis muito altos na atmosfera. Aeronaves de motores têm observado ondas nos níveis acima dos 18 km; observações em nuvens Moher of Pearl sugerem que o fluxo em ondas ocorre até os níveis próximos a 30 km, e mais recentemente observações pelo radar revelaram sinais de ondas em níveis muito altos, de até 64 km.

Ondas e convecção

Como um dos requerimentos para formação de ondas é a existência de uma camada estável na parte baixa da atmosfera, a teoria das ondas é ás vezes interpretada de maneira incorreta ao se entender que convecção e ondas não existem juntas. Nuvens convectivas e de ondas pode coexistir. O topo de uma nuvem de cumulus em térmicas e condições de ondas precisa estar limitadas a níveis muito baixos. Observações mostram que as ondas ocorrem quando os topos das nuvens convectivas se estendem para cima não mais que três vezes a altura das montanhas. Nestas ocasiões parece que os grandes cumulus se formam e persistem por longos períodos sobre os picos. Com isto, eles se tornam uma extensão da montanha. O topo da nuvem atinge a camada de ar mais estável que se encontra bem acima do nível do topo das montanhas e produz ondulações nesta camada. Um fluxo de ondas se desenvolve acima destes topos. Isto é alguma coisa similar a produção de ondas sobre estradas de cumulus (mencionada no capítulo 13).

Ondas de térmicas e ondas de tesouras

Ondas de térmicas foram descritas no capítulo 13. Diferentes das ondas de sotavento, estas ondas de térmicas normalmente não são estacionárias; elas frequentemente se movem na direção do vento, mas com menor velocidade que este.

Sempre que uma camada de ar frio corta uma camada mais quente, ou uma camada quente passa sobre uma camada mais fria, poderá ocorrer a formação de ondas na zona de transição e nas suas proximidades, no contraste do ar quente e frio. Muito frequentemente estas ondas são fracas e pouco detectáveis, mas quando o contraste entre a camada superior e inferior são grandes e a zona de transição é acentuada as ondas poderão ser significativas o suficiente para permitir o vôo em ondas. Pelo fato de uma tesoura de vento normalmente existir nesta zona de transição, estas ondas são chamadas de ondas de tesoura. Elas são similares as ondas de térmicas, e não precisam nenhum perfil em particular no solo para ocorrerem, mas enquanto que um padrão de ondas de térmicas normalmente esteja associado com um padrão distinto de térmicas ou estradas de nuvens, ondas de tesoura estão associadas com uma menos distinta maneira com a formação de zona de transição e tesoura de vento. Uma frente fria pode produzir exemplos clássicos de ar frio penetrando por baixo de uma corrente mais quente, e ondas de tesoura são às vezes observadas e usadas para vôos na zona de transição das frentes frias. A frente não necessita ser ativa no sentido de produção abundante de nuvens e chuvas. O ar frio invadindo o ar seco e quente pode produzir ondas de tesoura sem trazer a chuva da frente. Malcolm Jinks de Waikirie voou acima dos 20.000 pés nestas ondas. Frentes quentes também podem produzir ondas de tesoura , mas estas ondas são em sua maioria fracas, exceto

quando uma corrente de ar quente bem marcada penetra bem em uma massa de ar mais frio. Ondas de tesoura associadas com as zonas de transição frontais ocorrem principalmente nos níveis médios; raramente são utilizáveis para o vôo a vela nos níveis baixos.

Ventos catabáticos, ondas marítimas e pancadas de chuva são fenômenos que podem causar um fluxo de ar frio penetrando sob a massa de ar mais quente. Eles podem produzir ondas de tesoura na interface entre as duas massas de ar. Estas ondas ocorrem nos níveis mais baixos, e poderão ser notadas se existir fumaça na massa fria, mas são usualmente de curto comprimento e muito fracas para sustentar o vôo.

Tesouras de vento que frequentemente existem no topo das camadas de térmicas em climas subtropicais podem produzir ondas utilizáveis, mas estas correntes de vento podem também produzir estradas de térmicas ou nuvens, e as ondas podem então ser chamadas de ondas de térmicas ou ondas de tesouras de acordo com a aparência do seu padrão.

Frentes frias, ventos catabáticos, brisas marítimas e pancadas de chuva ocasionalmente produzem ondas de pressão que viajam longe a frente dos fenômenos que as disparou. No norte da Austrália estas ondas ás vezes parecem ser disparadas por uma brisa marítima se movendo no continente da costa leste da península de Cape York. Se movendo WSW da frente até aproximadamente 20 Nós as ondas cruzam a esquina sudeste do golfo de Carpentaria durante a noite e aparece como barras de nuvens de ondas muito baixas, mas utilizáveis para vôo, de 200 a 300 milhas de comprimento e separadas de 5 milhas. Conforme elas cruzam o continente no sul do golfo elas adquirem o nome de “Morning Glory”.

Capítulo 18 – Vôo em ondas

Ondas são muito mais comuns do que se supõe. Embora alguma das ondas mais conhecidas mundialmente seja associadas a cadeias de montanhas elevadas, uma montanha não precisa ser tão alta para disparar ondas suficientes para o vôo. Quase todas as topografias incluem alguma longa e bem marcada linha de colinas ou escarpas a sotavento que tem potencial para desencadear ondas utilizáveis. Se as colinas não forem altas, digamos menos de 1.000 ft (300 m) sobre o vale, elas devem ser razoavelmente lisas – superfície de pedras nuas, grama, ou coberta com camada fina de neve. Terrenos com árvores ou irregulares tendem frear o fluxo laminar nos níveis baixos, mas se as montanhas forem altas, a superfície não será tão importante.

O local deve também ter um vento apreciável que favoreça o aparecimento de ondas. A principal característica das condições do vento para favorecer o aparecimento de ondas foi descrito no capítulo 17. Depois de estudar os ventos superiores e temperaturas, o meteorologista pode prever a probabilidade geral de ondas sobre a região por um período de muitas horas, mas, como a amplitude é determinada por detalhes precisos do vento e das estruturas altas do solo que interagem de forma intrincada, ele dificilmente poderá prever com precisão a hora e local da ocorrência, bem como a possibilidade de utilização para o vôo. Ele dificilmente poderá prever a velocidade vertical das correntes da onda, mas em algumas situações ele pode prever a altura na qual estas correntes verticais serão mais fortes, e dar, com isto, alguma indicação sobre a chance de conectar as ondas por baixo.

Quando se procura por indicações meteorológicas sobre as chances de voar ondas, as questões relevantes são:

1. A temperatura do ar e velocidade do vento serão favoráveis para formação de ondas em algum período do dia e determinada região que esteja sendo considerada?
2. Qual será a direção do vento nos níveis baixos?
3. O vento irá mudar significativamente como resultado de:
    a. Alterações sinóticas
    b. Aquecimento diurno ou resfriamento?
4. Que altura aproximadamente a amplitude da onda atingirá seu máximo? (normalmente na camada estável ou temperatura de inversão provavelmente associada à condição de formação de ondas)
5. As cristas das ondas serão cobertas por nuvens? Se sim, a que nível?
6. É provável que haja turbulência, especialmente de rotores? (Uma significativa redução da velocidade do vento ou tesoura de vento na camada estável provavelmente produzirá turbulência.)
7. Qual será o comprimento de onda (se isto for previsível)?
8. Entre quais níveis e qual intensidade a formação de gelo é provável?

É claro, o meteorologista poderá não saber responder muitas destas questões. Na rotina normal o meteorologista frequentemente se preocupa com ondas diferentes; de fato, na seu circulo de conversa as ondas normalmente se referem a oscilações horizontais de grande escala identificáveis na carta sinótica, então quando fazemos perguntas sobre ondas de sotavento devemos nos assegurar que a descrição relata o fluxo de ondas que oscilam verticalmente, não horizontalmente.

Sinais locais

Nuvens de ondas surgem normalmente com características lenticulares e de natureza estacionária, mas lembre que, quando vistas à distância, muitas camadas de nuvens que não são de ondas tem o formato lenticular e parecem estar estacionárias, mas quando estamos mais próximos, visualizando nuvens em níveis mais baixos, poderemos reconhecer as nuvens de ondas que se mostrarão estacionárias.

Buracos estacionários em camadas de nuvens podem evidenciar ondas, e para isto é também útil saber que as bordas das nuvens de onda às vezes quebram em um padrão de dedos orientados na direção do vento. Estes finos dedos ou rolos longitudinais podem também aparecer no lado de barlavento da nuvem de onda, mas são mais prováveis na borda direita em ralação a direção do vento.

Não é raro ver nuvens lenticulares adornando o topo de nuvens de cumulus. Como gatilhos para disparar ondas, as nuvens de convecção podem ser consideradas como montanhas no céu, mas montanhas transientes cujas lenticulares raramente permanecem muito tempo. Quando estradas de nuvens se formam, existe uma chance de existirem ondas logo acima dos topos dos cumulus.

Outra forma de detecção de ondas é através do vento de superfície que tende a ser mais forte sobre os vales das ondas do que sobre as cristas, e se rotores estão presentes no fluxo os ventos de superfície provavelmente serão erráticos sob as cristas das ondas.

Ondas no vôo

Durante o vôo, um fluxo de vento com ondas pode ser detectado pela turbulência do fluxo de rotores que podem estar associados com as ondas, ou pelas condições calmas de vôo. Para primeira localização de ascendente de onda é inteligente fazer curvas no vento na tentativa de entrar em uma ascendente de um sistema de onda. Tendo em mente o padrão de formato de ovo (mostrado na figura 17.7), é compreensível que girar ou fazer um vôo horizontal de exploração da onda em baixos níveis pode facilmente fazer com que o planador saia da zona de ascendentes. Mas tendo a cautela de subir bem dentro do sistema de onda o piloto pode então explorar a onda na tentativa de descobrir as dimensões da zona de ascendentes da onda. Se o fluxo de ondas está sobre um terreno irregular poderá ser impossível e desnecessário determinar o comprimento de onda; a subida em onda sobre terrenos como estes pode ser dividido em várias bandas. Sobre um terreno relativamente plano, entretanto, o fluxo de ondas disparadas por uma cadeia de montanhas estará livre para ondular regularmente, e os comprimentos das ondas de sotavento poderão ser facilmente determinadas e usadas para planejar o próximo estágio do vôo.

Os perigos

No luxo de uma onda com fluxo laminar, o piloto poderá voar alto, longe e com problemas. Muitos dos problemas potenciais são perigosos, não porque sejam de difícil entendimento, mas porque tendem ser negligenciados no planejamento do vôo em ondas. Então, aqui está um check list para vôo em onda que o piloto deverá considerar:

1. A descendente a sotavento de uma escarpa poderá ser particularmente forte.
2. Lembre que pequenas falhas entre nuvens baixas de ondas podem logo ser preenchidos, especialmente se inicia uma chuva da nuvem acima.
3. Com uma situação de mudança sinótica, as nuvens de ondas poderão não ter suas posições mantidas em relação as montanhas abaixo.
4. Devido ao esfriamento pela subida, o nível de congelamento será mais baixo nas cristas das ondas que nos vales.
5. Um fluxo de ar com uma rasa camada de congelamento situada abaixo de uma camada de nuvens com ar relativamente mais quente poderá trazer condições de estabilidade para ondas de sotavento e também condições para chuva congelada, que é a queda de chuva de uma nuvem que, quando passa pelo nível de congelamento, congela. A criação de gelo nestas condições pode ser forte e repentina. Este tipo e perigo é raro, mas quando uma massa fria de inverno é quebrada pela aproximação de uma frente quente ativa, fique atento a possibilidade de queda de chuva congelada.
6. Quando for pousar, lembre que os ventos no nível do solo podem ser variáveis abaixo das cristas das ondas, especialmente sob fluxo com rotores.
7. A transição entre uma onda laminar e um rotor frequentemente é muito acentuada.
8. Quando visitar clubes estranhos acredite nas histórias locais sobre turbulência no fluxo de rotores, mesmo que possam parecer inócuos quando comparados ao seu local habitual de vôo.
9. Ondas que se estendem para os níveis mais altos são frequentemente associadas com um considerável

incremento na velocidade do vento com a altura. Não relaxe muito na navegação nestas condições.

10. Ventos fortes são às vezes associados com um sistema duplo de ondas; um longo comprimento de onda nos níveis mais altos e comprimentos mais curtos abaixo. Uma combinação de alterações no vento e no comprimento de onda também podem trazer problemas na navegação.
11. Um piloto deve subir dentro do limite de segurança do seu equipamento de oxigênio. A maneira de sair mais rapidamente da zona de ascendente de uma onda é voar na direção do vento no ar descendente.
12. Quando estiver voando próximo da borda de barlavento de uma nuvem de onda, fique preparado para uma possível salto da nuvem para o lado do vento.

Previsão do tempo

Cap. 19 – Plotando as cartas sinóticas

Quando consultamos um meteorologista profissional ou ouvimos suas previsões é útil ter algum conhecimento da organização da qual ele depende. A provisão de um serviço meteorológico inicia com uma rotina de observações feitas em intervalos acordados internacionalmente por um grande número de observatórios distribuídos em todo o planeta. Pelo fato de que cada país tem um compromisso entre economia e necessidades da meteorologia estas estações de observação são distribuídas de forma desigual nos países e no mundo.

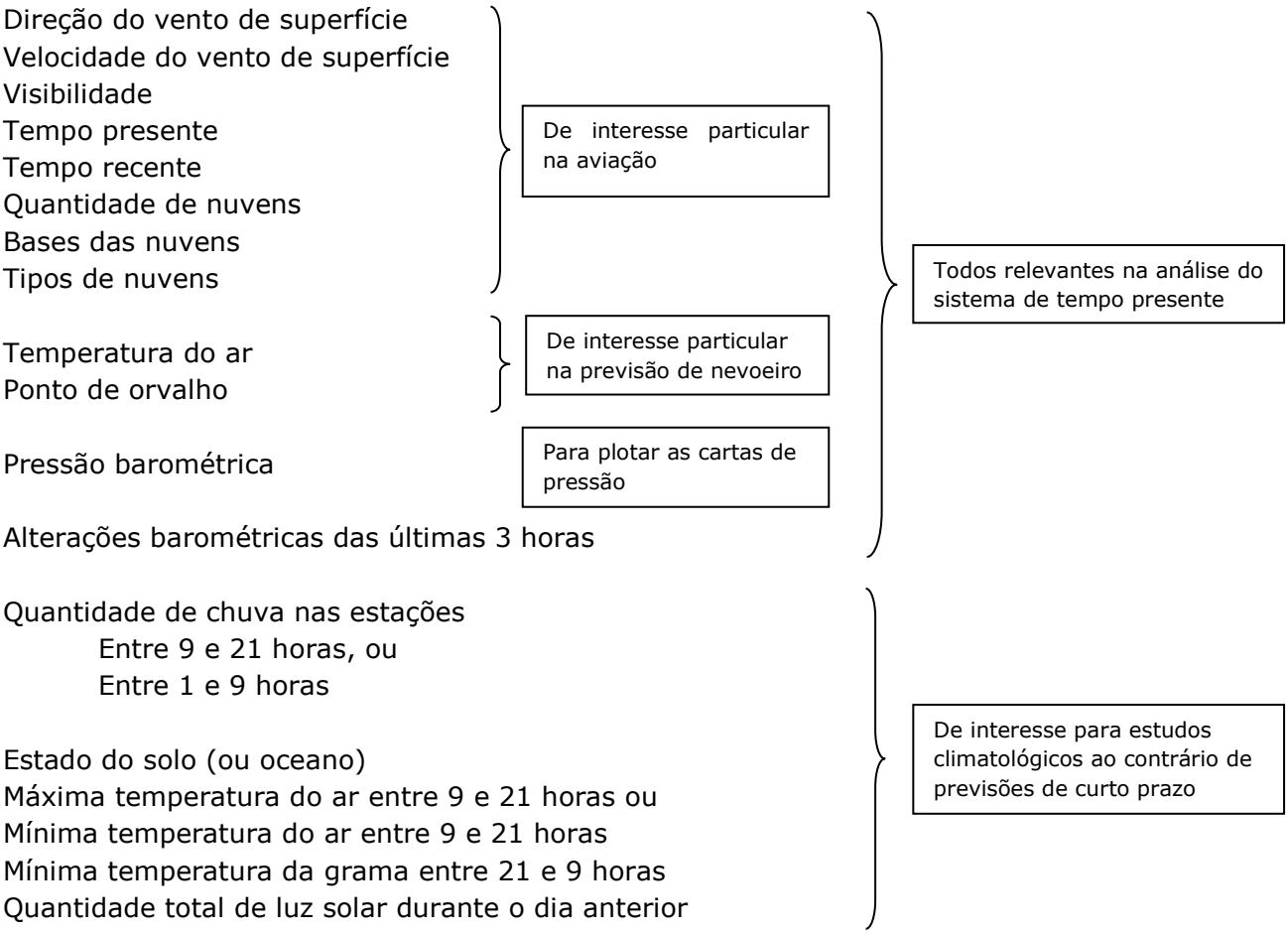
Eventos meteorológicos sobre o oceano são tão importantes quanto sobre os continentes, e estas rotinas de observações são feitas voluntariamente pelas centenas de navios distribuídos nos mares. O complemento destes reportes dos navios é feito por navios meteorológicos e estações em posições selecionadas, muitas escolhidas conforme as necessidades da aviação.

Somando-se aos reportes terrestres e marítimos existem ainda as observações feitas por aeronaves em operação em missões de reconhecimento transoceânicas, e embora estas observações raramente possam ser feitas com a mesma regularidade das outras, elas tem uma grande importância na construção de uma figura tridimensional dos sistemas de tempo presente.

As horas acordadas para as observações de rotina das estações de terra e navios são: 00, 03, 06 ... 18 e 21 horas GMT diariamente, mas algumas estações gravam a cada hora, ou até a cada meia hora.

Os elementos observados

A rotina de observação feita pelas estações no solo e nos navios normalmente incluem todos ou uma parte dos seguintes itens:



Observações por radio-sondas

Um aparato chamado rádio-sonda é usado para medir a temperatura e umidade da massa de ar. Levada para cima a aproximadamente 12 nós (6 m/s) por um balão de gás, este instrumento automaticamente transmite na forma de sinais de rádio, as pressões, temperaturas e umidades até 60.000–80.000 pés e, enquanto sobe, os ventos superiores são determinados pelo deslocamento do balão através do radar. Hoje estas sondagens são feitas pelo menos uma vez ao dia em estações

selecionadas nos mais bem desenvolvidos países e navios meteorológicos oceânicos.

Atmosfera

Um raio é uma descarga elétrica que emite ondas de rádio em banda larga. Embora incomodas elas podem ser ouvidas como estalos atmosféricos em receptores de rádio comuns, e estas ondas de rádio dos raios podem ser localizadas através de técnicas de rádio localização. Certo numero de países mantém estações de rádio localização para identificar o local de incidência de raios com uma precisão moderada a até distâncias de 3.000 km afastadas da estação. Esta técnica gera reportes a cada hora (conhecidos como SFLOCS) sobre a posição de tempestades.

Radar

Ondas ultra curtas são usadas para refletir para o radar a presença de objetos sólidos, como uma aeronave, mas também de aglomerações de gotas de chuvas ou flocos de neve. Áreas de chuva ou neve são vistas como manchas brilhantes na tela do radar, e assistindo o movimento destas manchas é possível prever com razoável acuracidade o início ou término da chuva com uma hora ou duas de antecipação. Infelizmente este método de previsão parece mais fácil de ser aplicado do que realmente é. Ecos de radar nem sempre são fáceis de serem interpretados; em faixas estreitas de ondas, ecos de pequenas nuvens próximas às vezes mascaram a imagem; usando faixas mais largas, a força de penetração é reduzida, e devido ao fato de que as ondas de radar viajam em linha reta, as nuvens de chuva na troposfera raramente são detectadas com faixas maiores do que 200 km. Algumas condições atmosféricas, especialmente inversões a

baixos níveis, fazem com que as ondas do radar se curvem e a faixa é aumentada, mas ao mesmo tempo esta refração também traz dificuldades na interpretação dos ecos.
Chuva leve ou granizo não podem normalmente serem detectados por um operador de radar no comprimento de onda normalmente utilizado de 10 cm, mas mesmo quando as gotas de chuva são numerosas e grandes o suficiente para produzir fortes ecos, o problema da previsão permanece não somente para predizer o movimento da chuva, mas também como a área mudará seu tamanho e formato conforme se move.

Comunicação e códigos

Observações meteorológicas perdem muito de seu valor na previsão do tempo depois de poucas horas. Para minimizar a defasagem na coleta e disseminação destas observações, as comunicações meteorológicas são coordenadas de forma global.

Cartas do tempo

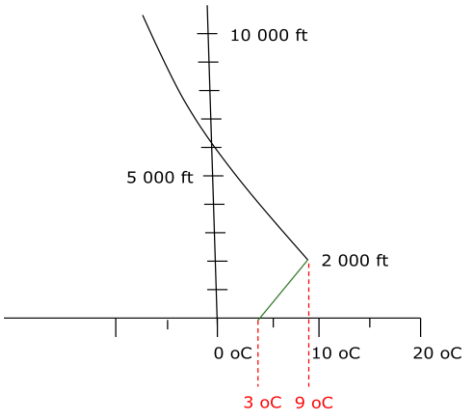
Na maioria dos centros de previsão do tempo, os plotadores colocam as mensagens meteorológicas em grandes cartas que são plotadas normalmente em intervalos de três horas: 00, 03, 06 ... 21 horas GMT. Naturalmente a área mapeada, a escala das cartas e a freqüência que estas cartas são plotadas são definidas de acordo com as necessidades de cada estação em particular, mas os sistemas de plotagem são acordados internacionalmente. Assim como os códigos, o objetivo é condensar uma grande quantidade de informações de forma compacta. As principais características dos sistemas usados na prática meteorológica são ilustrados nas páginas XXXX e tipificados na figura 19.1 que

mostra a versão plotada da mensagem de código descritas na página XXXX.

Cap. 20 – Diagramas Temperatura – Altura

Um fator crucial no entendimento ou previsão no desenvolvimento das térmicas é a variação da temperatura com a altura. Os meteorologistas usam diagramas especiais para plotar gráficos de temperatura com a altura, mas nós não precisamos considerar estes diagramas especiais até mais tarde neste capítulo. Para nossos propósitos imediatos vamos considerar gráficos simples de temperatura plotados contra a altura, como é mostrado na figura 20.1 (a). Esta figura mostra uma típica distribuição de temperatura com a altura depois de uma noite fria e sem nuvens e também com pouco ou nenhum vento. O esfriamento noturno pela radiação produziu uma inversão térmica de 3 oC no nível do solo a 9 oC a 2.000 pés (600 m). Depois do nascer do sol, o aquecimento do sol irá aquecer o solo, que vai aquecer o ar acima – e depois de, digamos, uma ou duas horas de aquecimento, o gráfico de temperatura – altura irá mudar para um formato como mostrado na figura 20.1 (b). A parte mais baixa do gráfico irá adquirir uma taxa de variação da temperatura superadiabática ou adiabática seca porque o ar nesta camada irá ser aquecido pela convecção e misturado pela turbulência. Na maioria das técnicas para ilustrar ou predizer a altura nas quais as térmicas irão subir, a diferença entre a DALR e a taxa superadiabática pode ser ignorada; na figura 20.1 (b) a camada bem misturada é mostrada como uma camada adiabática seca da temperatura de 9 oC no nível do solo a 6 oC a 1.000 ft. Acima desta altura, o gráfico temperatura–altura permanece sem alterações. A mais baixa e bem misturada camada neste estágio é a camada de térmica seca; ela irá conter térmicas, mas elas serão limitadas na camada entre o solo e 1.000 pés e estas térmicas serão em sua maioria fracas e com vida curta. Conforme o dia progride o aquecimento irá continuar fazendo com que suba

a temperatura da camada de térmica seca, até que depois de algumas horas o gráfico ficará como mostrado na figura 20.1 (c). Agora, a camada de térmica seca, nesta ilustração, tem uma temperatura de 12 oC no nível do solo e seu topo está a 1.500 ft (500m). Térmicas nesta camada terão um pouco mais de profundidade e se tornam organizadas, mas elas não subirão mais alto que os 1500 ft.



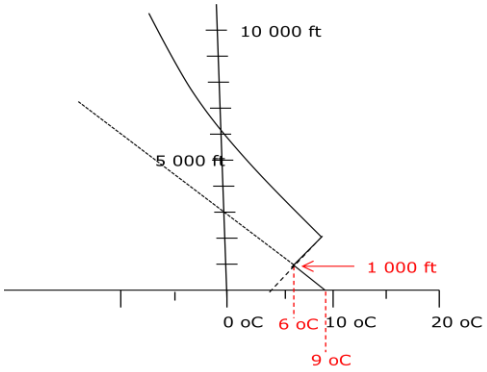


Fig. 20.1 (a)

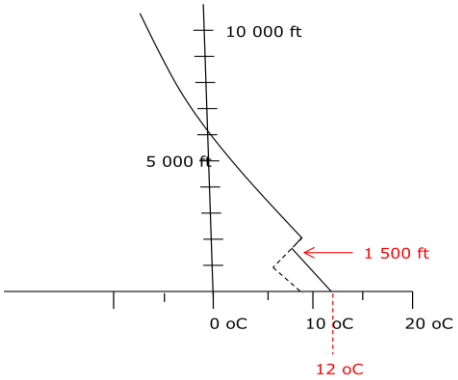


Fig. 20.1 (b)

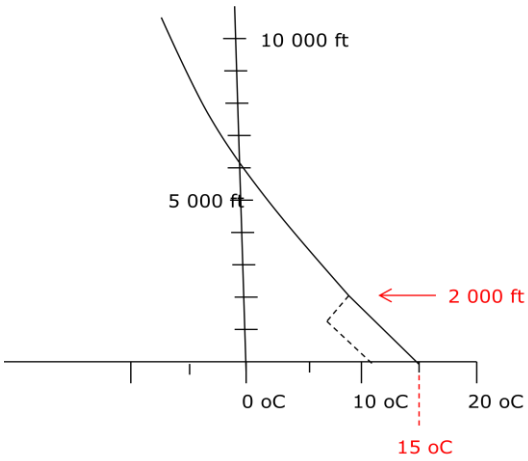


Fig. 20.1 (c)

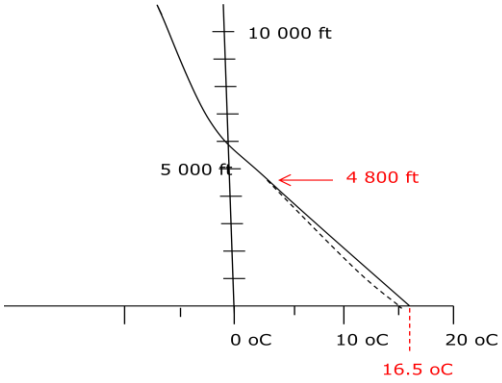


Fig. 20.1 (d)

Fig. 20.1 A curva contínua neste diagrama indica a temperatura-altura conforme referido no texto. As curvas tracejadas são usadas para indicar mudanças. Por exemplo, as linhas tracejadas em (b) são uma lembrança da parte inferior da curva temperatura-altura no gráfico (a). A linha pontilhada em (b) indica a taxa adiabática seca.

Todo este tempo vemos que a inversão de temperatura está gradualmente diminuindo pelo aquecimento nos níveis mais baixos. Em um determinado momento, a temperatura no nível do solo atinge 15 oC, conforme esquematizado na Figura 20.1 (d), a inversão terá sido completamente eliminada (ou quebrada). Neste exemplo, 15 oC é a temperatura de gatilho mencionada no capítulo 12. Neste estágio, a camada de térmica seca irá atingir 2.000 pés. Qualquer aquecimento subseqüente irá se espalhar, não meramente entre o nível do solo e a inversão nos baixos

níveis, mas entre o nível do solo e uma altura muito maior que depende da taxa de variação da temperatura acima da inversão original. Neste exemplo, se a temperatura atinge 6½ graus, o aquecimento será espalhado até 4.800 pés (1.600 m), conforme mostrado na figura 20.1 (e). Em outras palavras, o topo da camada de térmica seca será estendido de 2.000 pés na hora da quebra da inversão até 4.800 pés (1.600 m). Se o céu é claro, existe a possibilidade de haver térmicas de moderadas a boas até a altura de 4.800 pés (1.600 m).

Até agora, neste exemplo, nós consideramos que o ar está muito seco para que nuvens de cumulus se formem. Suponha, entretanto, que as térmicas subam do nível do solo tenham um nível de condensação a 4.000 pés. Isto significaria que, quando a camada de térmica se estender a 4.000 pés e acima, nuvens de cumulus irão se formar. Durante a sua ascensão acima do nível de condensação, as térmicas se tornam saturadas e suas temperaturas diminuem com a altura conforme a Taxa Adiabática Úmida (saturada), conforme a figura 20.2. Estas térmicas saturadas seriam mais quentes que o ar ao redor até que tenham atingido 7.000 pés neste exemplo. Neste nível, a temperatura destas térmicas seriam as mesmas que o ar ao redor. As térmicas provavelmente tenham um pequeno excesso de flutuabilidade devido ao excesso de vapor de água em relação ao ar ao seu redor, então ela poderia subir um pouco mais que 7.000 pés, mas não muito mais. Portanto, neste exemplo, nós poderíamos prever que cumulus iriam se formar com bases em 4.000 pés (1.300 m) e seus topos atingiriam aproximadamente 7.000 pés (2.300 m).

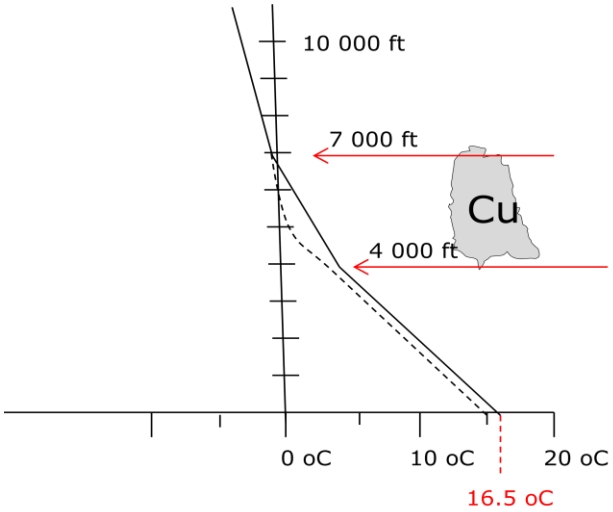


Fig. 20.2 A curva tracejada mostra a curva temperatura-altura ilustrada na figura 20.1 (d). A curva contínua mostra as mudanças subseqüentes nesta curva de temperatura-altura quando o aquecimento, conforme este exemplo é suficiente para que a temperatura do ar na superfície atinja 16.5 oC e o nível de condensação esteja a 4.000 ft.

Então, se nós conhecermos o gráfico de temperatura-altura no início do dia e pudermos prever a temperatura durante o dia, bem como o nível de condensação, poderemos prever todas as alturas importantes que as térmicas irão atingir em um dia claro ensolarado.
A técnica para fazer uma previsão como esta é descrita no capítulo 25 deste livro, mas mesmo que nós não tenhamos informações para fazer a previsão, uma familiaridade com o gráfico temperatura-altura é indispensável para o entendimento do desenvolvimento e previsão de térmicas.

Locais de encontro de vôos

A melhor maneira de conhecer como a temperatura varia com a altura é medindo. Em campeonatos de planadores, quando o sucesso de um dia de prova depende criticamente da previsão de térmicas, é bem interessante usar uma aeronave leve para medir

as temperaturas do nível do solo para cima até pelo menos 8.000ft (2.500m). Equipamentos caros e sofisticados não são necessários para medições da temperatura do ar para nossos propósitos. Um simples termômetro, montado em um suporte ou seguro no ar no exterior de uma aeronave, que possa ser lido do interior será adequado. Ele deve ser colocado em um local que não seja atingido diretamente pelos raios de sol, nem tenha fluxo de ar quente do motor. As medidas da temperatura do ar podem ser feitas de maneira que fiquem ½ oC mais altas, devido ao efeito da velocidade e compressão do bulbo do termômetro, mas como nós estamos mais interessados no perfil do gráfico de temperatura-altura do que na precisão da medição, é fácil ajustar este erro. A taxa de subida do nível do solo até aproximadamente 8.000 pés deve ser de 500 pés/min. (150 m/min.) ou menos, para evitar erros excessivos nas leituras do termômetro. Quando circular, o piloto deve girar na melhor direção para manter o termômetro na sombra. Leituras devem ser feitas a cada 500 pés de intervalo, e, se possível, o piloto ou observador poderia tentar desenhar o gráfico durante a subida. Conforme o gráfico vai sendo desenhado, as características de interesse, como a base e topo de uma inversão, serão revelados e irão indicar quando deve ser feitas mais e mais cuidadosas leituras do perfil de temperatura. Outras características do tempo, como o local e distância de camadas de nuvens (especialmente a direção de qualquer camada de nuvens médias ou altas a distância) e o topo da camada de poluição poderia serem anotadas. As temperaturas podem, se necessário, serem verificadas durante a descida, mas na maioria das situações isto não é essencial e os custos operacionais melhoram se o avião descer o mais rápido possível.

Uma indicação da distribuição de umidade com a altura pode ser obtida medindo ambas, temperaturas de bulbo seco e úmido. A temperatura de bulbo úmido pode ser medida usando outro termômetro com seu bulbo dentro de um cadarço de algodão

mantido úmido pela imersão em recipiente com água. O capítulo 4 descreve os princípios destes termômetros de bulbo úmido para medir a umidade contida no ar. Não é essencial converter estas temperaturas de bulbo seco e úmido para umidade relativa ou atual conteúdo de vapor de água; o simples e básico conhecimento que quanto maior a diferença de temperatura entre os dois termômetros mais baixa será a umidade relativa é suficiente para construir uma experiência do uso das leituras de temperatura de bulbo seco e úmido. Estas temperaturas poderão ser plotadas no mesmo diagrama do gráfico temperatura-altura.

As informações obtidas devem ser guardadas não somente para uso imediato, mas para futuras análises e desenvolvimento das técnicas de previsões de térmicas. Um extrato como este é mostrado ao contrário. As temperaturas de bulbo úmido são omitidas porque estas não são relevantes na discussão.

Neste vôo em particular eu medi as temperaturas até 8.500 pés, mas somente até os 3.000 pés são mostrados no extrato. O topo da temperatura de inversão iniciando nos 500 pés foi encontrada em 1800 pés quando a temperatura era de 29.8 oC, então esta leitura foi anotada em adição aquelas feitas a cada 500 pés de intervalo. A coluna com cabeçalho Temperatura de superfície requerida é para o cálculo das temperaturas de superfície necessárias para produzir uma camada de térmica seca do nível do solo até as alturas listadas na coluna de alturas; por exemplo, uma temperatura de superfície de 35.5 oC seria necessária para produzir a DALR, e com isto a camada de térmica seca iria até 2.500 ft. Estas temperaturas de superfície requeridas são fáceis de serem calculadas; elas são simplesmente a temperatura multiplicada por 3 vezes a altura em milhares de pés nas quais elas foram medidas; por exemplo: para uma altura de 1.500 pés de altura da camada de térmica seca, a temperatura da superfície requerida é de 27.6 + 3 x 1.5 = 32.1 oC.

O uso das outras colunas rotuladas como aquecimento incremental requerido, total de aquecimento requerido e hora local da previsão serão descritos no capítulo 25.

Diagramas aerológicos

Os meteorologistas usam diagramas de temperatura-altura, mas, devido as suas necessidades de traçar os processos atmosféricos de forma mais rigorosa, os eixos para estes diagramas são torcidos e esticados para permitir a aplicação fácil das regras termodinâmicas. O entendimento das cartas especiais de temperatura-altura usadas pelos meteorologistas não é absolutamente essencial para um piloto de planador, mas a familiaridade com estes diagramas são úteis porque podem melhorar a comunicação entre pilotos de planadores e meteorologistas. Se um piloto de planador desejar conhecer mais profundamente os processos atmosféricos, estes diagramas especialmente desenhados apropriados e eventualmente mais fáceis de usar que os diagramas mais retos de temperatura-altura.

Fig. 20.3 Parte de um tefigrama. A linhas da DALR são também linhas de entropia referidas no texto. Alguns usuários viram este diagrama 45 graus para que a DALR sejam linhas horizontais e a temperatura linhas verticais. A

principal característica a ser lembrada para adquirir familiaridade com o tefigrama é a orientação padrão geral das linhas marcadas neste diagrama.

Fig. 20.4 Parte de um diagrama Skew T – Log P. O diagrama é muito similar ao tefigrama, mas as linhas da DALR são levemente curvas. Este diagrama ilustrado aqui também tem linhas mais fortes indicando as temperaturas atmosféricas padrão (ICAO). Mais detalhes desta atmosfera padrão são dadas no capítulo 23.

Um destes diagramas é chamado Tefigrama. Na literatura meteorológica a letra T é usada para indicar a temperatura do ar, enquanto a letra grega Fi é usada para entropia, a qual pode convenientemente, ser definida como energia calórica potencial do ar, embora sem uma estrita aciracidade. Então, o T-Fi grama, usualmente intitulado Tefigrama, é um pedaço de papel gráfico que tem as medidas de temperatura e entropia como eixos. Por isso os eixos básicos de um tefigrama são compostos pelas isotermas marcadas em graus Celsius, e a linha de entropias (que também são linhas adiabáticas) conforme ilustrado na figura 20.3.

Para cada par de valores de temperatura e entropia do ar existe uma determinada pressão que pode ser calculada uma vez por todas, então é possível construir no diagrama linhas de igual pressão. Pelo fato da pressão estar associada intimamente com a altitude, as linhas levemente curvas indicando as isóbaras

cortando o tefigrama dão uma indicação da altura sobre o nível do mar. A pressão e temperatura de uma parcela de ar pode ser representada por pontos no tefigrama (para a pressão de 1.000mb e temperatura de 19 graus, por exemplo, marcamos um ponto T na figura 26.1).

As taxas adiabáticas secas neste diagrama são linhas retas a 45 graus relativamente às isotermas, enquanto que as taxas saturadas são linhas curvas mostradas no diagrama.

Outro diagrama usado por um determinado número de serviços meteorológicos é o Skew-T, ilustrado na figura 20.4. A diferença entre este e o tefigrama são pequenas. Uma diferença é que as taxas adiabáticas são curvadas ao invés de linhas retas, mas o diagrama tem as mesmas vantagens que o tefigrama. Tefigramas, Skew-T Log P, e outros diagramas meteorológicos usados para os mesmos propósitos são todos classificados como diagramas aerológicos.

Cap. 21 – Previsões das condições de vôo

Para muitos tipos de operações, os levantamentos de dados em um dia de vôo iniciam muitas horas antes, aproximadamente 12 a 24 antes da decolagem. Muitos pilotos focam seus olhares ansiosos para as nuvens ao entardecer ou a noite imaginando o vôo no dia seguinte, e esta é a hora certa para começar a recolher os dados da situação meteorológica.

Previsões de curto prazo

Normalmente a hora do café da manhã ou logo após este é o momento que a decisão sobre os vôos é feita. Nesta hora, as previsões oficiais nos jornais, boletins e observações locais normalmente terão as informações suficientes para estreitar o leque de possibilidades de operação. A informação geral sobre o tempo pode indicar uma região ou setor em particular que seja mais favorável que outros. Então, o piloto ou organizador está agora podendo concentrar suas questões nos detalhes relevantes das regiões prováveis de vôo. Agora, se ele telefonar aos centros meteorológicos para obter uma previsão do tempo, ele pode ser mais específico na sua solicitação como uma base para seu entendimento da previsão.
Meteorologistas se tornam melhores nas suas previsões para as necessidades dos vôos quando um acordo com os clubes de planadores é feito para fornecimento de informações diárias ou para os finais de semana. O meteorologista poderá então reservar um tempo específico no seu calendário para preparar as previsões. Acordos para obtenção de previsões podem variar conforme as circunstâncias locais, mas normalmente é conveniente para comunicação, criar uma rotina com alguns itens a serem preenchidos. Um exemplo disto é mostrado abaixo:

1. Área e período onde a previsão se aplica, para evitar mal entendidos
2. Breve descrição da situação sinótica, para formar uma figura de larga escala na qual a previsão do vento e elementos do tempo serão inclusos.
3. Direção e velocidade do vento na superfície, para direções de pousos e decolagens e perspectiva de vôo de colina. Ventos fortes, turbulência severa, linhas de rajadas, mudanças fortes no vento e rajadas de tempestades podem aumentar o perigo nas aproximações para pouso e aeronaves estaqueadas no pátio.
4. Velocidade do vento nos níveis superiores, em três ou quatro níveis diferentes para planejamento do vôo. Menção especial de tesouras de vento serão úteis para relatar distorções nas térmicas ou turbulência, mas grande precisão frequentemente não é disponível.
5. Temperaturas de superfície, como a máxima e as temperaturas correspondentes ao desenvolvimento da camada de térmica seca mencionada no item 8.
6. Temperaturas do ar nos níveis superiores, para dar uma indicação da estrutura da massa de ar. Menção especial a inversões ou camadas com marcada estabilidade.
7. Condições do tempo como chuvas, granizo, pancadas, tempestades, etc.
8. Profundidade da camada de térmica seca com menção particular a quebra da inversão de baixo nível e as temperaturas de superfície e a profundidade da camada de térmica seca correspondente.
9. Característica e distribuição das térmicas secas, como freqüência, intensidade e tamanho podem ser inclusas se disponíveis. Cisalhamento das térmicas, estradas, ondas e descendentes também são relevantes.

10. Quantidade, base e topo da camada de nuvens, risco de espalhamento dos Cumulus, estradas, tempestades convectivas e linhas de rajada merecem menção especial.
11. Distribuição da camada de nuvens médias e altas entrando, direção, área de cobertura, etc.
12. Visibilidade.
13. Brisas marítimas e linhas de convergência.
14. Ondas de sotavento, altura, amplitude e risco de rotores.
15. Altura da isoterma o oC.
16. Pressão ao nível do mar.
17. Alertas e observações

Altura mencionada nas previsões para uma grande área ou rota são usualmente alturas acima do nível do mar. Nas previsões para um aeródromo em particular e seus arredores, ou para uma região situada em nível alto em relação ao nível do mar, os ventos de altitude, base das nuvens, topos e outras alturas são dadas em relação ao nível do aeródromo ou do solo.

Quando um cronograma para uma rotina de suprimento de informações entre um clube de planadores e um centro meteorológico, estes devem manter tanto quanto possível o cronograma. Um meteorologista que prepara previsões agendadas que não são coletadas no tempo certo naturalmente tende a perder o interesse em fazer estas previsões. Este interesse e expertise na previsão para vôo a vela podem, entretanto, ser aumentado se ambos, os pilotos e meteorologistas mantiverem sempre um diálogo que interesse a ambos.

Taquigrafia para meteorologia

Um problema comum ao receber uma previsão do tempo por telefone ou rádio é anotar isto. Locutores de rádio normalmente

falam na velocidade de leitura, e os detalhes que podem ser obtidos por telefone de um meteorologista podem tomar um tempo grande se formos escrever isto. Mas este problema pode ser solucionado desenvolvendo um sistema de taquigrafia. Muitos boletins do tempo são feitos a partir de uns poucos conceitos básicos inclusos na fraseologia. Por exemplo, uma previsão como esta: "Chuva pela manhã seguida de pancadas com o passar do dia", basicamente se entende camada estratificada e chuva no início; pancadas mais tarde. "Núcleos de nevoeiro que agora afetam algumas partes da região irão desaparecer logo, mas pancadas irão se desenvolver no período e possibilidade de tempestades isoladas no final da tarde", poderia ser condensada em: Nevoeiro local no início, então pancadas com risco de tempestades isoladas. Então, previsões apresentadas no modo convencional poderiam ser quebradas em referencias a áreas, durações, elementos do tempo, intensidades, distribuições, freqüências, riscos, movimentos e mudanças durante o período e, se feitas. Então, a maior parte da fraseologia pode ser condensada em umas poucas palavras. As poucas palavras podem ser condensadas em letras, sinais ou símbolos para formar um sistema pessoal de escrever com rapidez.