

45.1 A ATMOSFERA. CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

a. A ATMOSFERA: SUA COMPOSIÇÃO E ESTRUTURA

Os fenômenos meteorológicos ocorrem na atmosfera. Para compreendê-los, é necessário conhecer a composição e a estrutura da atmosfera.

Em média, o ar atmosférico, ao nível do mar, é composto dos seguintes elementos (ar seco):

| | | |
|---|---|----------|
| Nitrogênio | 78,08% | } 99,99% |
| Oxigênio | 20,95% | |
| Argônio | 0,93% | |
| Dióxido de carbono (CO ²) | 0,03% | |
| Neônio | 0,0018% | |
| Hélio | 0,000524% | |
| Criptônio | 0,0001% | |
| Hidrogênio | 0,00005% | |
| Xenônio | 0,0000087% | |
| Ozônio | 0 a 0,000007% (aumentando com a altitude) | |
| Radônio | 6 x 10 ⁻¹⁸ % (diminuindo com a altitude) | |

Além disso, o ar atmosférico contém, também:

- Vapor-d'água; e
- impurezas.

Embora o nitrogênio represente a maior parcela, a quantidade de vapor-d'água é mais importante para a meteorologia. As impurezas, representadas por poeiras, fumaça, sal marinho e detritos em geral, desempenham, também, importante papel na formação de fenômenos meteorológicos, facilitando a condensação do ar atmosférico. São denominadas “núcleos de condensação”.

Quanto à estrutura, a atmosfera pode ser dividida nas seguintes camadas:

- Troposfera ou baixa atmosfera: a temperatura decresce com o aumento de altitude; em média, 1°C/150m de altitude;
- estratosfera: temperatura praticamente constante;
- mesosfera: comportamento irregular da temperatura, aumentando, de maneira geral, com a altitude; e
- termosfera: temperatura aumenta com a altitude.

É na **troposfera**, também denominada baixa atmosfera, que ocorre a grande maioria dos fenômenos meteorológicos, em decorrência de:

- Alta porcentagem de vapor-d'água;
- existência de impurezas (núcleos de condensação); e
- maior variação da temperatura.

A faixa que separa a troposfera da estratosfera denomina-se tropopausa. O estudo dessa região é de grande importância para a aviação, em virtude de estar associada à existência de ventos muito fortes, denominados **correntes de jato**.

A espessura da troposfera e, conseqüentemente, a altitude da tropopausa variam com a Latitude e com as estações do ano. Em média, consideram-se os seguintes valores:

- No equador: 16.500 m (54.000 pés); e
- nos pólos: 8.500 m (28.000 pés).

b. AQUECIMENTO E RESFRIAMENTO DESIGUAL E PERIÓDICO DA SUPERFÍCIE DA TERRA E DA ATMOSFERA

I. RADIAÇÃO E CONVECÇÃO

– RADIAÇÃO

A razão de iniciar o estudo de meteorologia marinha pela **radiação solar** é evidenciar a extraordinária importância da **fonte de energia** responsável pela ocorrência dos fenômenos meteorológicos e oceanográficos.

Radiação solar é o processo pelo qual a energia solar é propagada através do espaço, em decorrência das variações em seus campos elétrico e magnético. A energia irradiada pelo Sol é a maior responsável pela formação dos fenômenos meteorológicos.

A radiação solar, em linhas gerais, é feita da seguinte maneira:

Da quantidade total de energia radiante (ondas curtas) que alcança a atmosfera terrestre, uma grande parcela é refletida, ainda sob a forma de ondas curtas, para o espaço e, da outra parcela:

- Uma parte da energia irradiada é absorvida diretamente pela atmosfera; e
- a outra parte da energia irradiada passa pela atmosfera e é absorvida pela superfície da Terra, causando-lhe substancial aumento da temperatura. Dessa parte, a Terra reflete uma certa quantidade, da qual uma porção é novamente absorvida pela atmosfera e a outra encaminha-se para o espaço. No fim da tarde, a energia acumulada pela Terra atingirá a sua máxima diária, tendo-se, em consequência, uma maior quantidade de energia sendo refletida por ela. Se, nessa ocasião, o céu estiver encoberto por nuvens, uma parte dessa energia refletida será absorvida pela atmosfera e a outra retornará à Terra, ao invés de seguir para o espaço. Esta é a causa de serem as noites de céu encoberto mais quentes do que as de céu limpo.

As quantidades de energia calorífica a serem absorvidas pelos diferentes tipos de superfícies dependerão da sua composição. Assim, sendo o calor específico da água três vezes maior que o da terra, uma massa de água para se elevar da temperatura **T** necessita receber uma quantidade de calor três vezes maior do que aquela suficiente para elevar uma massa correspondente de terra à mesma temperatura. Da mesma forma, as superfícies secas se aquecem e se resfriam mais rapidamente do que as úmidas. Por exemplo, praias arenosas e pistas pavimentadas se aquecem mais durante o dia e se resfriam mais à noite do que uma floresta e um pântano.

Então, dependendo do tipo de superfície observa-se grande variação na relação entre a quantidade de radiação solar refletida e a quantidade recebida pela superfície. Essa relação denomina-se **albedo**.

– CONVECÇÃO

É o movimento vertical do ar atmosférico, tendo, como consequência imediata, a transferência de suas principais propriedades, isto é, uma distribuição de temperatura e umidade entre os diversos níveis de altitude. Tal conceito não deve ser confundido com o de advecção, que significa a transferência de algumas propriedades atmosféricas em decorrência de um movimento horizontal do ar (vento).

A convecção pela radiação solar é provocada pelo maior aquecimento do ar próximo à superfície da Terra (por condução e maior absorção da energia refletida pela Terra) do que o ar em níveis superiores, e pelo aquecimento desigual de porções da superfície terrestre. Assim, durante o processo de aquecimento diurno da superfície, uma parcela de ar que se encontra imediatamente sobre uma certa região torna-se mais aquecida do que a parte que se localiza sobre regiões vizinhas, menos secas. Como a parcela de ar mais aquecido torna-se mais leve (menos denso) que o ar superior, ela sobe para níveis mais elevados e, para o espaço que ocupava, é sugado (por diferença de pressão) o ar mais frio, que se encontra sobre uma região vizinha mais úmida. Ao subir, o ar fica, normalmente, sujeito a menores temperaturas. A consequência é a condensação do vapor-d'água, ou o regresso a níveis mais baixos, em virtude de ter se tornado mais frio e, portanto, mais pesado (denso) que o ar de regiões vizinhas.

II. INFLUÊNCIA DOS MOVIMENTOS DE ROTAÇÃO E TRANSLAÇÃO DA TERRA

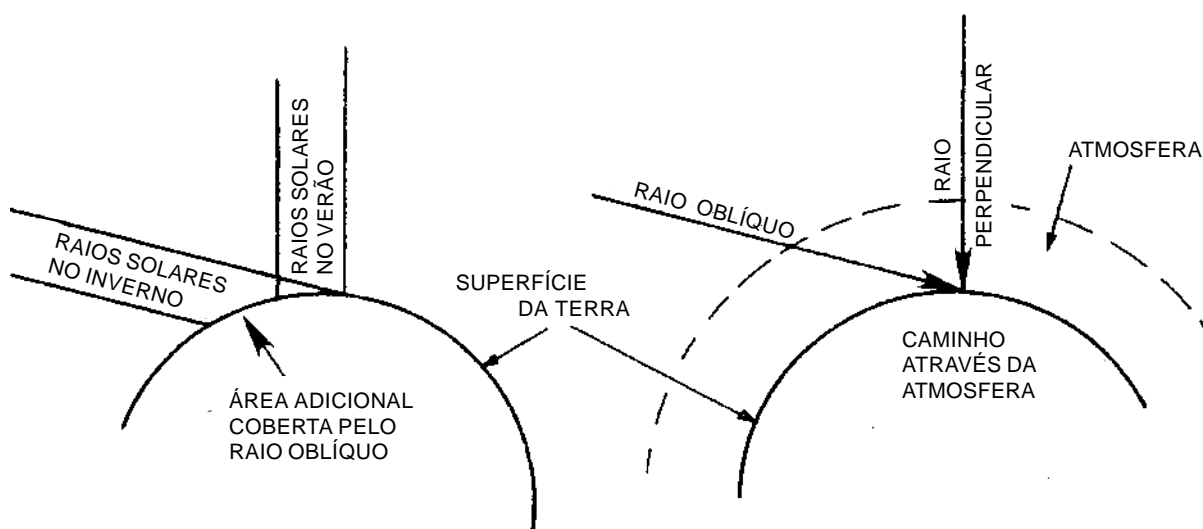
Dois importantes fatores responsáveis pelos fenômenos meteorológicos e climáticos são:

- (1) A rotação diária da Terra em torno do seu eixo; e
- (2) o movimento de translação (ou revolução) anual da Terra em torno do Sol.

O aquecimento e resfriamento diário resulta da rotação da Terra em torno do seu eixo. Conforme a Terra gira, o lado voltado para o Sol é aquecido; quando a noite chega, esta parte resfria, geralmente alcançando a temperatura mínima um pouco antes do nascer do Sol.

Os efeitos devido à revolução anual em torno do Sol são modificados pela inclinação do eixo da Terra. As áreas sobre as quais incidem raios diretos ou perpendiculares do Sol recebem mais calor do que aquelas sobre as quais os raios solares incidem inclinados, conforme mostrado na figura 45.1. No verão, o Sol alcança uma altura mais elevada no céu, seus raios incidem mais na vertical (na zona tropical chegam a incidir perpendicularmente) e, portanto, de uma forma mais concentrada (ver a figura 45.1). Além disso, como o Sol permanece mais tempo acima do horizonte, é transmitido calor à Terra (por absorção) por um período maior do que ela perde calor (por radiação). Como resultado, as temperaturas são mais elevadas.

Figura 45.1 – Variação da Energia Solar Recebida pela Terra



Por outro lado, no inverno as alturas atingidas pelo Sol são mais baixas, seus raios incidem mais inclinados, de uma forma menos concentrada, isto é, a mesma quantidade de raios solares cobre uma área maior da superfície da Terra, como também se pode ver na figura 45.1. Além disso, os raios inclinados atravessam um caminho maior na atmosfera (ver a figura 45.1), que absorve, reflete e dispersa a energia do Sol; assim, menos energia alcança a superfície da Terra e a baixa atmosfera. Ademais, como a permanência do Sol acima do horizonte diminui, a Terra perde mais calor por radiação, do que ganha por absorção. Se o eixo da Terra fosse perpendicular ao plano da sua órbita, não existiriam diferentes estações ao longo do ano, havendo, em vez disso, um clima uniforme, muito quente no equador (onde os raios do Sol incidiriam sempre perpendicularmente) e muito frio nos pólos e nas altas Latitudes (onde os raios solares incidiriam sempre muito inclinados).

O **ângulo de incidência** dos raios solares também varia ao longo do dia, devido ao movimento de rotação da Terra.

A diferença de inclinação dos raios solares também é responsável pela diferença de calor durante o dia. Às 0800 horas, quando o Sol está inclinado sobre o horizonte, seus

raios percorrerão uma extensão maior na atmosfera e sua energia se distribuirá por uma área muito maior do que ao meio-dia, quando o Sol está a pino e seus raios percorrem uma trajetória menor na atmosfera, além de concentrarem sua energia em uma área menor.

III. AQUECIMENTO DESIGUAL DE MASSAS TERRESTRES E DE MASSAS DE ÁGUA

Um terceiro fator, constituído pelas diferentes reações ao calor das massas terrestres e massas de água, contribui para as variações de macroescala no aquecimento e resfriamento da superfície da Terra.

As áreas terrestres aquecem-se e resfriam-se mais rapidamente que as massas de água. Durante a noite, a água conserva calor, enquanto a terra perde seu calor rapidamente para a atmosfera. Esta diferença de comportamento entre terra e água também influencia as temperaturas sazonais. No inverno, os climas marítimos são menos frios que os climas continentais de mesma Latitude; no verão, os climas marítimos são mais frescos que os continentais.

IV. AQUECIMENTO DA ATMOSFERA

Uma vez aquecida, a Terra passa a funcionar como um irradiador de calor. O ar, que era quase transparente às irradiações de ondas curtas do Sol, absorve quase que totalmente as irradiações de ondas longas da Terra, aquecendo-se gradativamente, de baixo para cima.

A transferência de calor da Terra para a atmosfera se faz por 4 processos:

- **Radiação:** em que a Terra irradia calor, sob a forma de ondas eletromagnéticas, e a atmosfera absorve;

- **Condução:** em que a camada de ar em contacto com o solo conduz calor para as camadas superiores;

- **Convecção:** em que as camadas mais baixas da atmosfera, se aquecendo, tornam-se mais leves, tendendo a subir, conduzindo calor para as camadas superiores; e

- **Advecção:** que é a transferência horizontal de calor de região para região, por meio dos ventos.

Assim como a superfície da Terra, a atmosfera também experimenta um aquecimento desigual. As principais causas da variação do aquecimento da atmosfera são:

- **Incidência do raio solar:** como vimos, o ângulo de incidência e a quantidade de raios solares, em um mesmo lugar, variam durante o dia e com a estação do ano, em virtude dos movimentos de rotação e translação da Terra e da inclinação do eixo da Terra com relação à sua órbita. Com isso, varia, também, a quantidade de calor transmitida à atmosfera (pelo Sol e pelos mecanismos de troca de calor com a Terra). Além disso, quanto maior a Latitude, menor o ângulo de incidência dos raios solares e, portanto, menor a temperatura. Isto também explica o aquecimento desigual da atmosfera em diferentes locais;

- **Cobertura de nuvens:** as nuvens dificultam que a energia solar alcance a Terra, diminuindo o seu aquecimento e, por conseguinte, o aquecimento da atmosfera; por isto, nos dias em que o céu está encoberto, o ar tende a ser mais frio. No entanto, as

nuvens também absorvem uma parte da energia refletida pela Terra; esta é a causa de serem as noites de céu encoberto menos frias do que as de céu limpo; e

– **Natureza do solo:** como vimos, a natureza do solo é responsável pela quantidade de energia absorvida pela Terra, pela rapidez com que a Terra se aquece e se resfria, e pela quantidade de calor que a Terra irradia. Assim, a natureza do solo é, também, um fator preponderante na variação do aquecimento da atmosfera.

c. CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA; OS GRANDES SISTEMAS DE VENTO

A energia da **radiação solar** recebida pela Terra é absorvida de forma diferenciada pelas regiões tropicais, pelas áreas temperadas e pelas altas latitudes. A região tropical absorve mais energia do que emite, ficando com um saldo positivo, enquanto as áreas polares absorvem menos energia do que emitem, ficando com saldo negativo. A busca do equilíbrio térmico origina e desencadeia a **circulação geral da atmosfera**, que transporta calor da região tropical para as áreas de médias e altas latitudes.

Essa circulação é de grande escala ou planetária, diferindo das circulações regionais (monções), das circulações dos sistemas sinóticos (@ 1.000 km) e dos sistemas locais.

O aquecimento desigual da superfície da Terra e da atmosfera estabelece a grande **circulação atmosférica**, ascendente pela parte aquecida e descendente pelos lados mais frios. Os **grandes sistemas de vento** daí resultantes são mostrados na figura 45.2.

O ar fortemente aquecido nas **regiões equatoriais** torna-se mais leve e ascende, criando na zona tórrida um cinturão de baixas pressões atmosféricas, denominado **Zona de Convergência Intertropical**, ou **ITCZ** (“intertropical convergence zone”), para onde flui na superfície o ar, tanto do Hemisfério Norte como do Hemisfério Sul. Estes fluxos, afetados pelo Efeito de Coriolis, que causa um desvio para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul, constituem os **ventos alísios** (Alísios de NE no Hemisfério Norte e Alísios de SE no Hemisfério Sul), representados na figura 45.2.

Na **faixa equatorial de baixas pressões**, os ventos apresentam-se normalmente fracos e variáveis, com calmarias freqüentes, possuindo, porém, uma deriva suave e lenta de Leste para Oeste. A faixa inteira é chamada **doldrums**, mas este termo foi, originalmente, aplicado às áreas oceânicas próximas ao equador, onde os navios de vela muitas vezes se viam às voltas com as calmarias. A zona de calmas equatoriais é, então, caracterizada por calmarias ou ventos fracos e variáveis, trovoadas e chuvas, fortes e freqüentes, durante todo o ano.

Os **ventos alísios**, por sua vez, são constantes e moderados, soprando da faixa de pressões altas das Latitudes subtropicais na direção do equador (região dos **doldrums**). Os alísios sopram com mais força no inverno dos respectivos hemisférios (em dezembro no Hemisfério Norte e em junho no Hemisfério Sul). Quando são mais fortes, aproximam-se mais das direções dos pólos (ou seja, sopram do N no Hemisfério Norte e do S no Hemisfério Sul); sendo fracos, sopram mais do Leste.

A zona dos ventos alísios, em cada hemisfério, está compreendida, em média, entre a zona de calmas equatoriais e o paralelo de 30°.

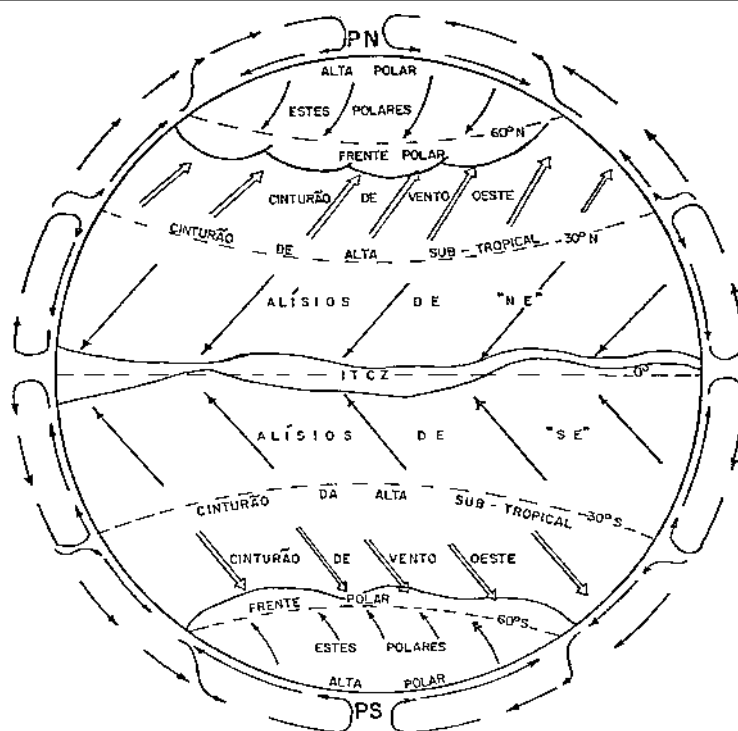
Por cima dos **ventos alísios**, nas altas camadas atmosféricas, sopram em sentido contrário os chamados **contra-alísios**, mantendo-se, assim, a circulação entre as zonas tropicais e subtropicais e a zona equatorial.

Então, o ar aquecido na zona tórrida desloca-se em altitude para regiões mais afastadas do Equador e passa a resfriar-se, com aumento da densidade. Na altura das Latitudes 30° N e 30° S, o aumento da densidade é tal que o ar mergulha, originando, nessas regiões, zonas permanentes de altas pressões atmosféricas, denominadas **Cinturões de Alta Subtropical**. Dessas zonas de alta pressão à superfície, o ar flui tanto para a zona equatorial (ventos alísios), como para zonas de baixas pressões situadas em Latitudes mais altas. Novamente em virtude do Efeito de Coriolis, causando um desvio para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul, os ventos resultantes em ambos os hemisférios sopram da direção geral Oeste (W), sendo as áreas em que atuam, então, denominadas **Cinturão de Vento Oeste**, ou **Oestes Predominantes** (figura 45.2).

Assim, os ventos que sopram dos lados polares das faixas subtropicais de pressões altas, provenientes da circulação anticiclônica em torno dos centros de alta pressão situados nas Latitudes de 30° N e 30° S, se defletem à medida que se deslocam para Latitudes mais elevadas, tornando-se ventos de Sudoeste nas Latitudes temperadas do Hemisfério Norte e ventos de Noroeste, ou Oeste, nas Latitudes temperadas do Hemisfério Sul. São os chamados **ventos predominantes de Oeste**. Começam em torno das Latitudes 35° , em ambos os hemisférios, e se estendem até as baixas subpolares, nas proximidades dos círculos polares. Perto da superfície eles são submetidos às interrupções causadas pelas grandes perturbações atmosféricas e pelos ventos irregulares e intermitentes que sopram de todas as direções; porém, tendem sempre a manter a direção predominante de Oeste. São, por isso, muitas vezes, chamados de **ventos tempestuosos de Oeste**. Persistem o ano todo, embora sejam mais fortes no inverno, principalmente no Hemisfério Norte, sobre o Atlântico Norte e Pacífico Norte. As áreas entre as Latitudes 40° S e 60° S situam-se quase que totalmente sobre os oceanos, e os ventos de Oeste que aí ocorrem são fortes e persistentes o ano todo. A região é denominada pelos navegantes de Latitudes tormentosas.

Os pólos constituem regiões de altas pressões atmosféricas (Altas Polares), de onde flui o ar para regiões menos frias. Ainda por causa da Força de Coriolis, os ventos que sopram dos pólos para a região de baixas pressões na altura das Latitudes de 60° N e 60° S procedem da direção geral Leste (E), sendo, então, denominados **Estes Polares** (ver a figura 45.2). A zona de baixa pressão para a qual fluem é conhecida como **frente polar**.

Figura 45.2 – Circulação Básica da Atmosfera e os Grandes Sistemas de Vento (Ventos Gerais)



Os ventos predominantes de Oeste, relativamente aquecidos, encontram os ventos frios polares de Leste, ou o ar frio dos continentes, ao longo de uma zona irregular limítrofe que recebe a denominação de **frente polar**. A **frente polar** é o limite, à superfície, do ar frio que avança na direção de Latitudes mais aquecidas.

Como vimos no Volume I (Capítulo 10), a ação desses **grandes sistemas de vento** sobre os oceanos gera uma circulação predominantemente superficial e eminentemente horizontal, produzindo **correntes oceânicas** cujo conhecimento é de grande importância para a navegação. Além disso, a compreensão da circulação geral da atmosfera é, também, essencial no estudo da meteorologia.

45.2 ELEMENTOS METEOROLÓGICOS

As condições de tempo podem ser descritas em termos de 7 elementos meteorológicos:

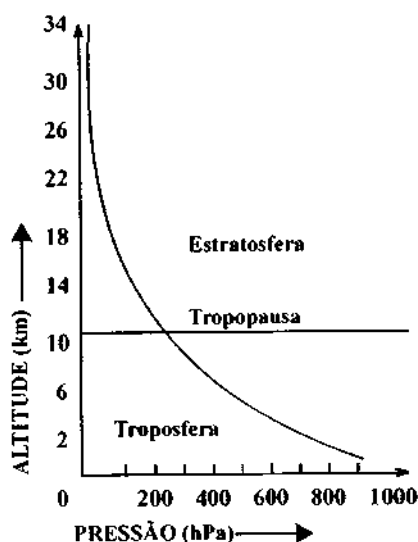
- Pressão;
- temperatura;
- umidade;
- ventos;
- nuvens;
- visibilidade; e
- precipitação.

a. PRESSÃO

– MEDIDA DA PRESSÃO ATMOSFÉRICA

Pressão atmosférica é a força exercida pelo peso da atmosfera sobre uma área unitária. Assim, a pressão a uma altitude especificada é o peso, por unidade de área, da atmosfera acima dessa altitude. Logo, a pressão decresce à medida que a altitude aumenta, pois o peso da atmosfera remanescente diminui continuamente (figura 45.2a).

Figura 45.2a – Variação Vertical da Pressão Atmosférica



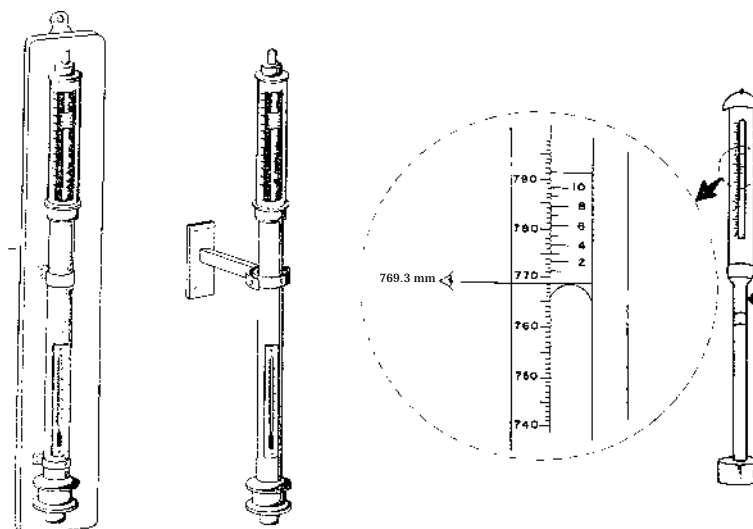
Como a pressão atmosférica diminui com a altitude, uma corrente de ar ascendente terá uma expansão contínua enquanto se eleva. Essa expansão é a causa principal do seu resfriamento até a temperatura do ponto de orvalho e a subsequente formação de nebulosidade, como veremos adiante.

Os instrumentos utilizados na medição da pressão atmosférica são os **barômetros**, que podem ser de dois tipos: **barômetro de mercúrio** ou **barômetro aneróide**.

O **barômetro de mercúrio** possui um tubo vertical de vidro contendo uma coluna

de mercúrio. Mudanças na pressão atmosférica são indicadas por mudanças na altura da coluna de mercúrio. Então, a altura da coluna de mercúrio, neste instrumento, exprimirá o valor da pressão (figura 45.3). Os **barômetros de mercúrio** não são convenientes para uso a bordo, em virtude de sua fragilidade, tamanho e susceptibilidade a erros devidos aos movimentos do navio. Alguns navios, entretanto, dispõem de um **barômetro de mercúrio**, embora este instrumento não seja, normalmente, utilizado para consultas e leituras rotineiras, servindo apenas para aferições mais freqüentes e controle do **barômetro aneróide** (visto ser de alta precisão).

Figura 45.3 – Barômetros de Mercúrio. Leitura Correta da Pressão Atmosférica



Normalmente, a pressão atmosférica é medida a bordo por meio de **barômetros aneróides** (figura 45.4), localizados no passadiço, no camarim de navegação ou em suas proximidades. Em um **barômetro aneróide**, o elemento sensível consta de uma série de câmaras metálicas ocas, que se deformam pela ação da pressão. Esta deformação transmite-se a um ponteiro, que indica o valor da pressão em um mostrador graduado. Os **barômetros aneróides** são instrumentos compactos, resistentes e bastante convenientes para uso a bordo, embora não tenham uma precisão tão alta como os **barômetros de mercúrio**.

Figura 45.4 – Barômetro Aneróide



A maioria dos barômetros existentes a bordo apresenta seus mostradores graduados em **milibares** ^(*). Entretanto, não é raro encontrar-se instrumentos graduados em **milímetros** ou **polegadas de mercúrio**. A conversão recíproca das unidades de medida de pressão é feita por meio da Tábua X do Apêndice 1.

EXEMPLOS:

1. Converter 29,80 pol Hg em milímetros e milibares.

Resposta: Pela Tábua X (Apêndice 1):

$$29,80 \text{ pol Hg} = 756,8 \text{ mm} = 1009 \text{ mb}$$

2. Converter 758,3 mm Hg em polegadas e milibares.

Resposta: Pela Tábua X (Apêndice 1):

$$758,3 \text{ mm Hg} = 29,85 \text{ pol} = 1011 \text{ mb}$$

3. Converter 1016 mb em mm e pol Hg

Resposta: Pela Tábua X (Apêndice 1):

$$1016 \text{ mb} = 30,0 \text{ pol Hg} = 762,1 \text{ mm}$$

Para maior exatidão das previsões de tempo efetuadas a bordo, para preenchimento das mensagens meteorológicas e para comparação de medidas de pressão realizadas em locais diferentes (que são feitas em diferentes altitudes), a indicação da pressão, lida no **barômetro aneróide**, deve ser reduzida ao nível do mar. Para isto, aplica-se-lhe uma **correção aditiva**, retirada da Tábua XIII, apresentada no Apêndice 1, usando-se a tabela superior se o barômetro for graduado em milibares (hectopascals) e a tabela inferior se o barômetro for graduado em milímetros. Em ambas, os argumentos de entrada são a **altura do barômetro sobre o nível do mar** (em metros) e a **temperatura externa** (em graus centígrados).

EXEMPLOS:

1. Leitura do barômetro aneróide: 1008,0 mb; altitude do passadiço do navio (onde está o barômetro): 10 m; temperatura externa: 30°C.

Correção para redução ao nível do mar (Tábua XIII): + 1,2 mb

Pressão atmosférica reduzida ao nível do mar: 1009,2 mb

2. Leitura do barômetro aneróide: 755,5 mm; altitude do passadiço do navio (onde está o barômetro): 10 m; temperatura externa: 10°C.

Correção para redução ao nível do mar (Tábua XIII): + 0,9 mm

Pressão atmosférica reduzida ao nível do mar: 756,4 mm

As leituras do **barômetro de mercúrio** têm que ser referidas às condições-padrão, ou seja, à temperatura de 0°C, à Latitude de 45° e ao nível do mar. Assim sendo, além da correção para a altitude (redução ao nível do mar) aplicada às leituras dos **barômetros aneróides**, as pressões lidas nos **barômetros de mercúrio** também têm que ser corrigidas do efeito da temperatura (para referir a pressão à temperatura de 0°C) e do efeito da Latitude (o que corresponde a reduzir a pressão atmosférica à gravidade normal). Os valores dessas correções são obtidos em tabelas reproduzidas na publicação DG3 – Manual do Observador Meteorológico, editada pela DHN.

^(*) A partir de 1982, a Organização Meteorológica Mundial (OMM) recomendou uma transição gradual do termo **milibar (mb)** para **hectopascal (hPa)**, que são unidades equivalentes, de modo que, com o tempo, o segundo termo passe a ser usado como unidade de **pressão atmosférica**.

As indicações do **barômetro aneróide** estão sujeitas a erros instrumentais, que são determinados pela aferição do instrumento ou pela comparação com o **barômetro de mercúrio** de controle. A aferição do **barômetro aneróide** fornece a correção instrumental a ser aplicada às leituras feitas. Os **barômetros aneróides** dos navios da MB devem ser anualmente encaminhados à Base de Hidrografia da Marinha em Niterói (BHMN), para aferição. Além disso, devem ser frequentemente comparados com uma pressão padrão, obtida com **barômetro de mercúrio**. O cartão de aferição do barômetro, com os valores da correção instrumental, deve ser afixado ao instrumento.

O **barômetro aneróide** deve ser instalado numa antepara do passadiço, ou camarim de navegação, ficando protegido dos raios solares e afastado das fontes artificiais de calor (canalizações de vapor ou água quente, chaminés, lâmpadas, etc.). Ademais, é importante que o instrumento esteja o mais livre possível de choques ou vibrações.

Para a leitura correta do **barômetro aneróide**, o observador coloca-se bem à frente do instrumento, para evitar erros de paralaxe. Bate, então, com o dedo levemente no mostrador ou caixa do barômetro (para certificar-se que o ponteiro não está travado) e efetua a leitura da pressão.

Figura 45.5 – Barógrafo



O **barômetro aneróide** pode converter-se num equipamento registrador, denominado **barógrafo** (figura 45.5), que registra continuamente os valores da pressão atmosférica em um papel graduado, fixado a um tambor, que gira acionado por um mecanismo de relojoaria, normalmente dotado de corda para oito dias. O registro do barógrafo é denominado de **barograma** e tem a vantagem de indicar com clareza a **tendência barométrica**, que é importante para o diagnóstico e a previsão do tempo.

O **altímetro** é um barômetro aneróide que, ao invés de indicar a pressão, indica a **altitude**. Sendo a pressão atmosférica a medida de peso por unidade de área que o ar exerce sobre a superfície da Terra, torna-se claro, como vimos, que a pressão diminui com o aumento da altitude. Normalmente, a pressão atmosférica varia cerca de 12 milibares (hectopascals) por cada 300 pés (@ 91 m) de altitude; assim, na atmosfera padrão a altitude corresponde à pressão medida. Neste princípio se baseiam os altímetros.

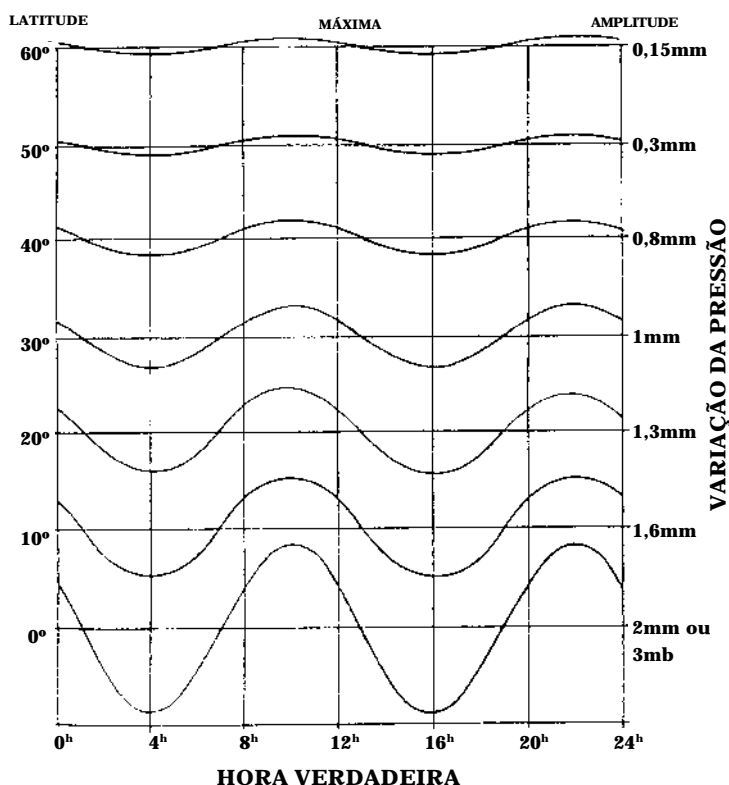
Então, um altímetro somente indicará a altitude correta na **atmosfera padrão**. Portanto, além da correção instrumental (obtida pela aferição do instrumento), a leitura do altímetro deve sofrer correções de pressão e temperatura (para referir-se à atmosfera padrão).

– VARIAÇÃO DIURNA DA PRESSÃO

O valor da **pressão atmosférica normal (padrão)** ao nível do mar é de 1.013,25 mb (hPa), o que corresponde a 760 mm ou 29,92126 pol Hg.

Em todos os pontos da superfície da Terra, a pressão atmosférica, especialmente em condições de bom tempo, varia de modo regular, apresentando uma dupla oscilação diária, com **máximos** às 10 e 22 horas verdadeiras e **mínimos** às 04 e 16 horas. Assim, o barômetro sobe desde as 04 até às 10 horas e desce das 10 às 16 horas; torna a subir, das 16 às 22 horas, para baixar, das 22 às 04 horas. Esta oscilação é perfeitamente nítida e de amplitude significativa nas regiões equatoriais e tropicais, mas imperceptível nas altas Latitudes (figura 45.6). Sua amplitude é, de certo modo, proporcional à amplitude da variação diurna da temperatura, pois decresce do equador para os pólos, diminui com o aumento da nebulosidade e é maior no interior dos continentes do que sobre os mares.

Figura 45.6 – Maré Barométrica (Variação Diurna da Pressão)



Esta variação diurna da pressão é denominada **maré barométrica**. Como vimos, as maiores **marés barométricas** ocorrem no equador, onde a amplitude atinge 3 mb. Nas regiões temperadas e em Latitudes elevadas, variações irregulares da pressão mascaram completamente a **maré barométrica**, que só será percebida nas curvas médias de pressão. Quando, nos trópicos, a **maré barométrica** não ocorre regularmente, às horas próprias, é sinal de que o tempo vai mudar.

- VARIAÇÃO ANUAL. DISTRIBUIÇÃO MÉDIA DA PRESSÃO NA SUPERFÍCIE DA TERRA

Na escala anual, por sua vez, a pressão, principalmente sobre os continentes, tende a ser maior no inverno (pois o ar frio é mais denso) e menor no verão. Esta variação anual da pressão é proporcional à variação anual da temperatura, sendo pouco significativa sobre o equador, mas ponderável nas Latitudes médias e altas.

As linhas que unem pontos da superfície da Terra de igual pressão atmosférica no mesmo instante são denominadas de **isóbaras**. Quando, sobre uma carta meteorológica, são traçadas as isóbaras, geralmente de 3 em 3, ou de 4 em 4 milibares, obtém-se um mapa de isóbaras, ou configuração isobárica. Esta representação facilita a identificação

de centros de alta pressão (ou anticiclones), depressões ou centros de baixa (ciclones), frentes, oclusões, cristas, cavados, etc. Além disso, permite a determinação do gradiente barométrico, que indica a força do vento num lugar. O exame da configuração isobárica, especialmente de mapas de isóbaras sucessivos, é de grande importância para a previsão do tempo, como veremos adiante.

Traçando as isóbaras das **pressões médias** calculadas para longos períodos de tempo, observa-se que a pressão, a despeito de suas contínuas variações, tende a se distribuir com certa regularidade sobre a superfície da Terra. Conforme vimos quando estudamos a **circulação geral da atmosfera**, em virtude do aquecimento das regiões equatoriais, forma-se aí uma **zona de baixas pressões** (ITCZ: zona de convergência intertropical), subindo o ar quente e dirigindo-se em altitude para Latitudes mais elevadas; porém, ao ultrapassar os trópicos, o ar arrefece e desce, dando lugar a uma **zona de altas pressões**, na Latitude média de 30° em ambos os hemisférios. Estas zonas de altas e baixas pressões são praticamente permanentes durante todo o ano, e originam entre elas os ventos **alisios de NE** no Hemisfério Norte e os **alisios de SE** no Hemisfério Sul. Nas Latitudes de cerca de 60° N e 60° S forma-se uma outra **zona de baixas pressões** semipermanente. Como vimos, entre as **altas subtropicais** e estas zonas de baixas pressões sopram, em ambos os hemisférios, ventos de Oeste. Tais ventos predominam entre os paralelos de 35° a 60° e são provenientes da circulação anticiclônica em torno dos centros de alta pressão situados nas Latitudes de 30° N e 30° S. Os pólos N e S são, por sua vez, regiões de altas permanentes, onde se originam os **ventos E polares**, em ambos os hemisférios.

As figuras 45.7 e 45.8 mostram, respectivamente, a distribuição geral da pressão e os ventos predominantes no período de outubro a março (verão no Hemisfério Sul) e no período de abril a setembro (inverno austral). O estudo dessas distribuições médias de pressões na superfície da Terra permite concluir o seguinte:

Figura 45.7 - Distribuição Geral da Pressão e Ventos Predominantes - Janeiro (Verão no Hemisfério Sul)

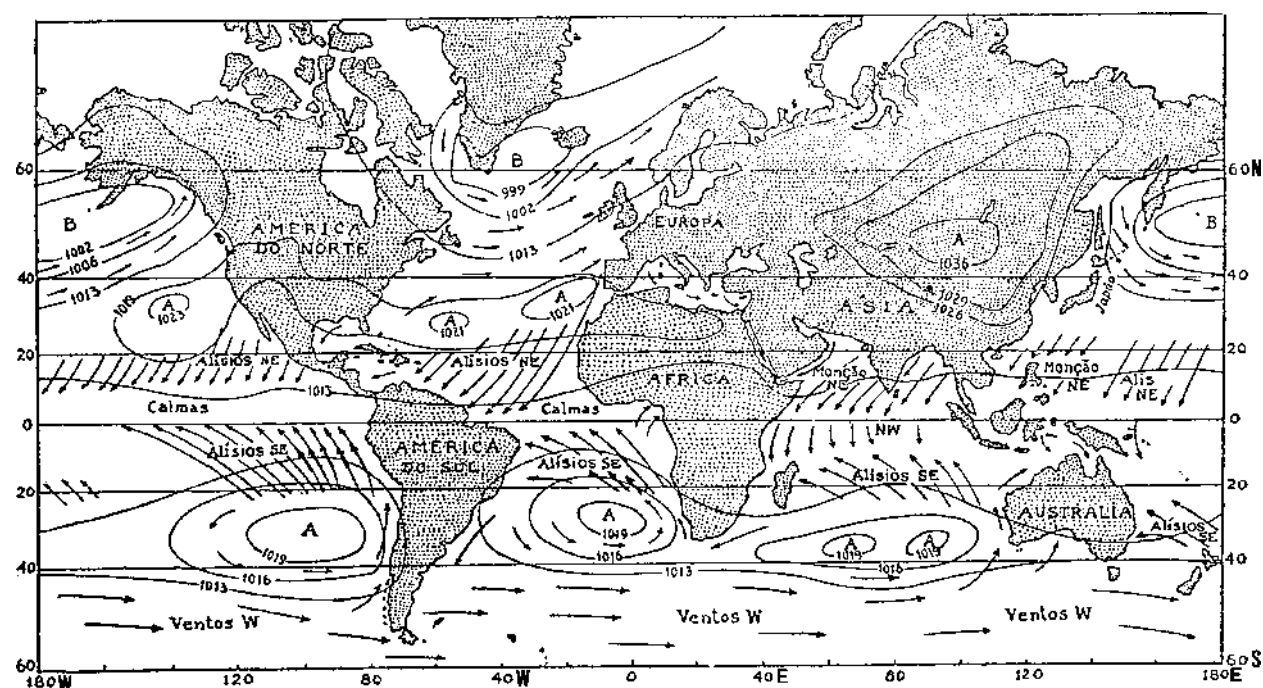
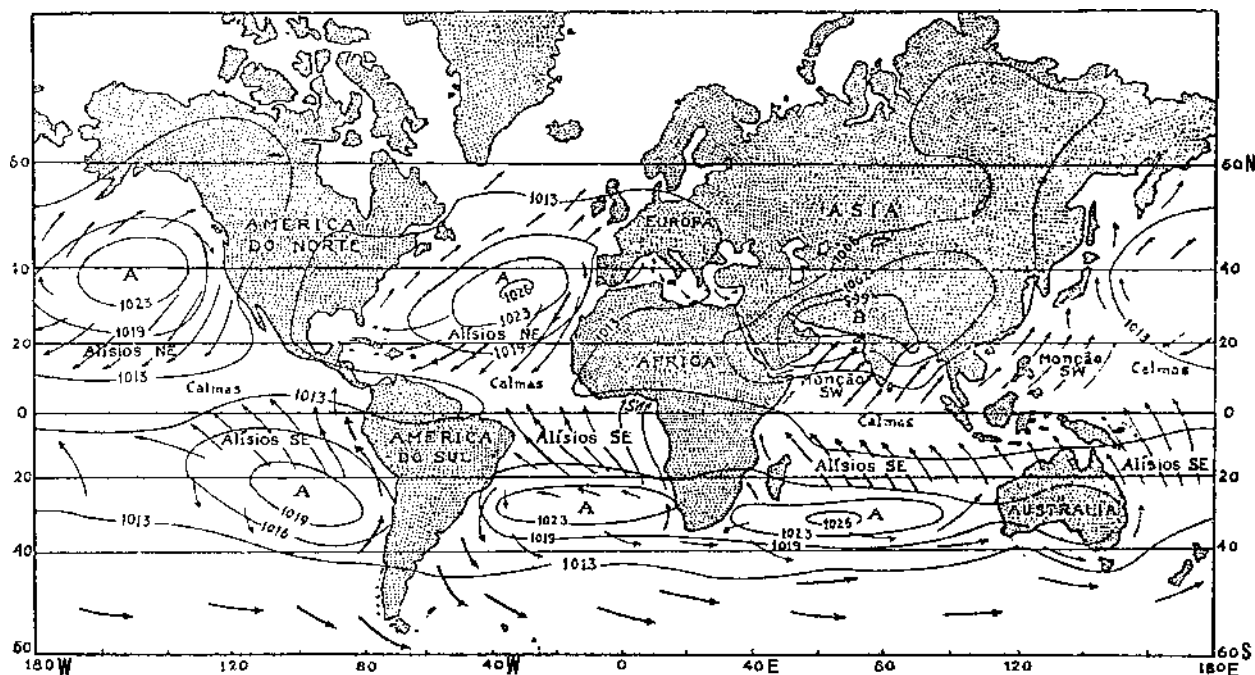


Figura 45.8 – Distribuição Geral da Pressão e Ventos Predominantes – Julho (Verão no Hemisfério Norte)



• “DOLDRUMS”

– Em janeiro, a faixa equatorial contínua de baixas pressões (ITCZ) apresenta seus centros de pressões mais baixas sobre áreas continentais do Hemisfério Sul, onde já é meio de verão. Em julho, a faixa se localiza, quase toda ela, ao norte do Equador, e as pressões baixas se estendem para o norte, sobre a América do Norte e Ásia, com mínimas no noroeste da Índia e sudoeste dos Estados Unidos (figura 45.8). Os ventos alísios de nordeste, do Hemisfério Norte, em janeiro chegam a atingir e mesmo ultrapassar o Equador, em alguns casos. Em julho, os alísios de SE do Hemisfério Sul cruzam o equador e atingem Latitudes de 10° N a 20° N. A convergência desses ventos na região dos *doldrums* e os movimentos verticais resultantes causam chuvas fortes e frequentes durante todo o ano na região da ITCZ.

• FAIXAS DE ALTAS PRESSÕES

– Em janeiro, a faixa subtropical de altas pressões se apresenta, praticamente, contínua no Hemisfério Norte, próximo à Latitude 30°, com pressões um pouco mais elevadas nas áreas lestes do Atlântico e Pacífico, e menos elevadas nas áreas oeste dos mesmos oceanos.

– No Hemisfério Sul, onde a Terra se apresenta aquecida em janeiro, há três máximas sobre as regiões relativamente frias do oceano, devido ao resfriamento anormal da água por efeito de correntes frias que se deslocam para o norte.

– Em julho, no Hemisfério Norte, a faixa de altas pressões é quebrada pelo desenvolvimento de baixas pressões sobre as regiões quentes do interior do sudoeste dos Estados Unidos e sudoeste da Ásia, porém, há ocorrência de células de altas pressões bem desenvolvidas sobre as áreas oceânicas frias. Essas duas células são de grande importância, pois afetam o tempo em todas as regiões temperadas do Hemisfério Norte. Ao sul do equador, embora se observem pressões mais elevadas sobre as áreas continentais, os centros de pressões mais altas permanecem sobre as áreas marítimas, como acontece em janeiro. A pequena proporção de terras nessas Latitudes não é bastante para inverter a distribuição de pressões, como no Hemisfério Norte.

• BAIXAS SUBPOLARES

– Entre os centros subtropicais de pressões altas e as **baixas subpolares** sopram, como vimos, os **ventos predominantes de Oeste**, que começam em torno da Latitude 35°, em ambos os hemisférios, e se estendem até as baixas subpolares, nas proximidades dos círculos polares. Tais ventos persistem durante todo o ano, embora sejam mais fortes no inverno, principalmente no Hemisfério Norte, sobre o Atlântico Norte e Pacífico Norte.

• FRENTE POLAR

– Na região das baixas subpolares, os ventos predominantes de Oeste, relativamente aquecidos, encontram os ventos frios **polares de Leste**, ou o ar frio dos continentes, ao longo de uma zona irregular limítrofe denominada **frente polar**. A **frente polar** é o limite, à superfície, do ar frio que avança na direção de Latitudes mais aquecidas.

• ALTAS POLARES

– Os pólos, como vimos, são regiões de altas pressões. Os ventos que sopram das pressões elevadas da Antártica, e são defletidos para a esquerda, são chamados de **ventos polares de Leste**. Embora não existam ventos regulares soprando do mar em torno do Pólo Norte, há ocorrência de ventos predominantes de Leste que sopram da Groenlândia e, no inverno, dos centros gelados da Sibéria e do Canadá, que podem ser considerados como representantes de ventos polares de Leste, do Hemisfério Norte.

É importante que o navegante conheça o valor médio da pressão para a época em que cruza uma determinada região, pois a medida de um valor de pressão muito diferente da média prevista poderá ter um significado relevante para a previsão do tempo a bordo.

b. TEMPERATURA

A medida da **temperatura** é de grande importância na **meteorologia**. Esta medida é feita por meio de termômetros, graduados em graus centígrados (ou Celsius) ou em graus Fahrenheit. Ambas as escalas têm como referências o ponto de congelamento e o ponto de ebulição da água, com a temperatura de congelamento em 0°C ou 32°F, e a temperatura de ebulição em 100°C ou 212°F.

A Tábua **XI** – Conversão de Escalas Termométricas, apresentada no Apêndice 1, permite converter leituras de temperatura de graus Fahrenheit para centígrados e vice-versa, utilizando a fórmula:

$$\frac{C}{5} = \frac{(F - 32)}{9}$$

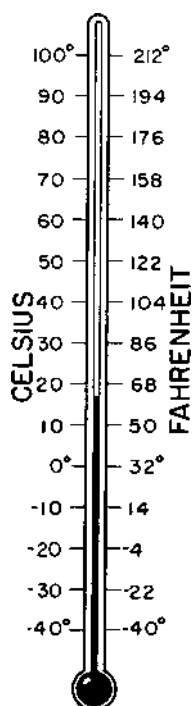
Onde: C = temperatura em graus centígrados;

F = temperatura em graus Fahrenheit.

Os termômetros medem temperaturas pela dilatação (ou contração) da substância nele empregada, que é, como sabemos, proporcional à variação da temperatura.

Toda substância reage a temperaturas diferentes (dilatando-se ou contraindo-se). Existem, no entanto, determinadas substâncias cujas variações regulares constituem um meio de melhor definir o estado calorífico de uma massa qualquer. Os termômetros são baseados, principalmente, na dilatação, contração e condutividade elétrica de certas substâncias.

Figura 45.9 – Termômetro com Escalas em Graus Celsius e Fahrenheit



Os termômetros usados a bordo utilizam como elemento sensível o mercúrio, sendo compostos por um tubo fixo de vidro, de diâmetro uniforme, graduado em escala, fechado num extremo e possuindo no outro um depósito (bulbo), conforme mostrado na figura 45.9. O depósito e uma parte do interior do tubo contêm mercúrio, ficando o resto vazio. Quando a temperatura aumenta, o mercúrio se dilata e o topo da sua coluna indica, na escala gravada no vidro, o valor da temperatura. Outros tipos de termômetro utilizados em meteorologia são:

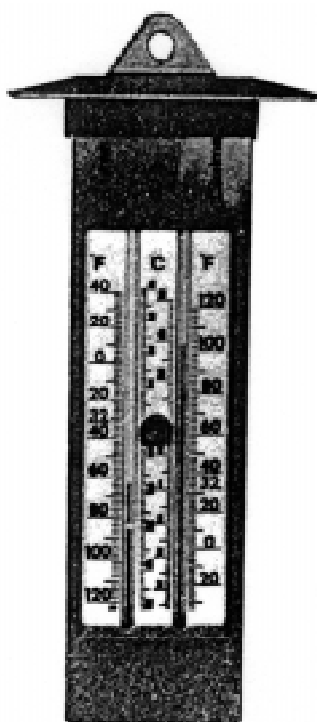
- Termômetros elétricos

Usados com mais freqüência, na meteorologia, em observações de altitude. São baseados na variação da resistência a uma corrente elétrica, quando a temperatura do condutor varia. Outros têm por base o princípio termoelétrico de que, quando um circuito elétrico for feito de dois metais diferentes e as junções não se mantiverem na mesma temperatura, haverá passagem de corrente.

- Termômetro de máxima e mínima

Mede a maior e a menor temperatura ocorrida num dado intervalo de tempo (figura 45.10).

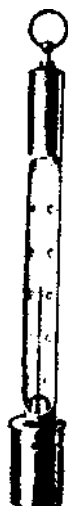
Figura 45.10 – Termômetro de Máxima e Mínima



- Termômetro de água do mar

Tem um formato especial, com uma carcaça protetora metálica que se avoluma na altura do bulbo, para tornar o instrumento mais resistente; destina-se a medir a temperatura da água do mar à superfície (figura 45.11).

Figura 45.11 – Termômetro de Água do Mar



Existem, também, os **termógrafos**, que, conforme o próprio nome indica, são instrumentos que registram todas as variações de temperatura em um gráfico, podendo-se verificar os instantes em que ocorreram as temperaturas máxima e mínima. Há vários tipos de termógrafos; todavia, todos têm o mesmo princípio básico, que consiste de um elemento sensível às variações de temperatura, um sistema de relojoaria, engrenagens, alavancas e um tambor no qual é enrolado o papel registrador.

Os termômetros e termógrafos são sensíveis às temperaturas das massas com que estão em contato direto, logo não devem sofrer influências de fatores estranhos às massas cuja temperatura se quer medir. Assim é que, para medir as condições do ar circulante livremente num local, é necessário que os instrumentos estejam protegidos de radiações (solares, terrestres, de objetos vizinhos, etc.). Nos navios, os termógrafos e termômetros devem ficar em local protegido das trepidações, dos choques e dos efeitos de fontes artificiais de calor (canalização de vapor, água quente, etc.).

Pode-se fazer, a bordo, uma verificação nos termômetros, colocando-se o bulbo num recipiente cheio de gelo fundente; nesta situação, se o termômetro estiver correto, ler-se-á, na escala, a temperatura de 0°C (ou 32°F).

Tal como a pressão, a temperatura do ar varia continuamente em um determinado local. Por convenção, a **temperatura padrão** do ar ao nível do mar é 15°C, ou 59°F.

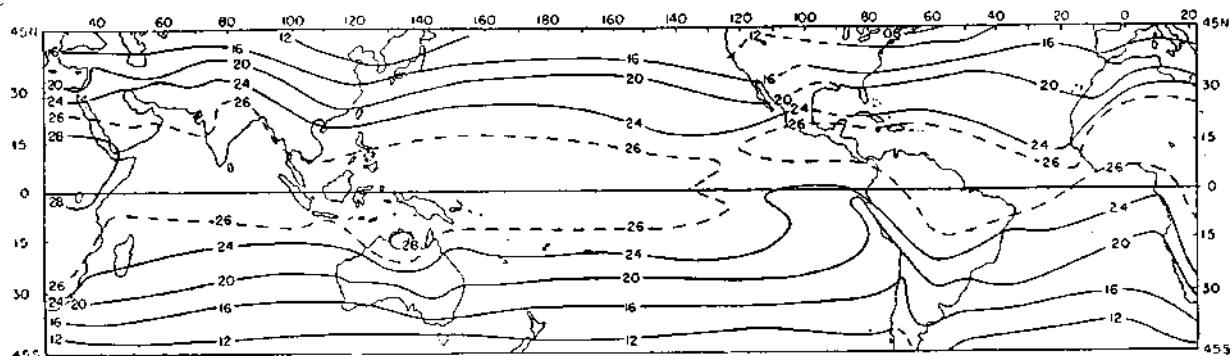
Na **troposfera** (camada inferior da atmosfera) a temperatura, normalmente, decresce com o aumento da altitude. Na **estratosfera**, todavia, mantém-se praticamente constante, passando, de maneira geral, a aumentar na **mesosfera** e, sobretudo, na **termosfera**.

A razão física para que, na **troposfera**, a temperatura do ar decresça com a altitude é que a pressão do ar varia, diminuindo à medida que a altitude aumenta, ou seja, o ar vai se expandindo com a altitude e, como consequência, sua temperatura vai diminuindo proporcionalmente.

Quando a temperatura aumenta com a altitude diz-se que há uma **inversão de temperatura**. As inversões podem ser **de superfície** e **de ar superior**. As inversões de superfície decorrem de acentuado resfriamento da superfície terrestre causado pela grande quantidade de energia calorífica irradiada para o espaço. A parcela de ar situada imediatamente acima dessa superfície ficará mais fria do que o ar em níveis mais elevados. Esse processo ocorre, normalmente, nas noites de céu limpo. As inversões de ar superior são provocadas, via de regra, pela passagem de frentes.

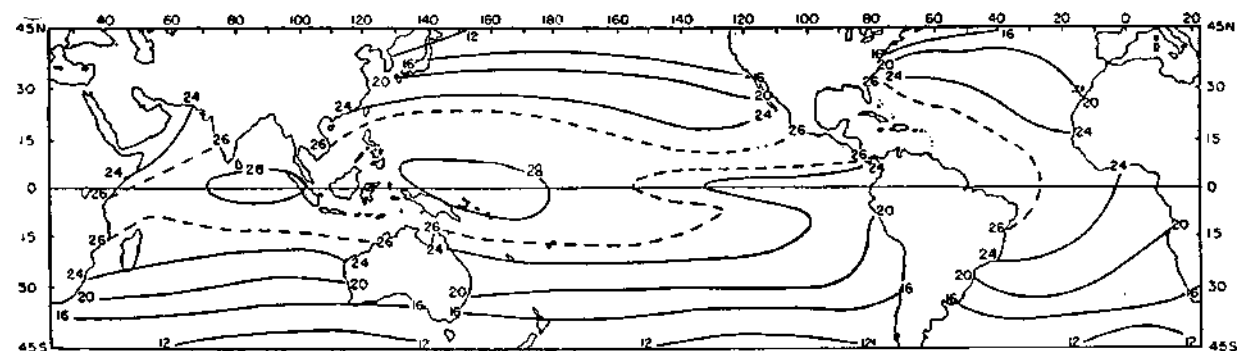
A figura 45.12 mostra um mapa da distribuição da temperatura média anual do ar à superfície. Sobre os continentes, as isotermas se curvam em direção ao pólo, formando um cavado, o que não se pode atribuir apenas à redução da temperatura ao nível do mar. As temperaturas médias continentais excedem as oceânicas; uma insolação mais forte durante as estações mais quentes compensa, e mesmo excede, qualquer anomalia das estações mais frias. Sobre os oceanos, o fato que mais se salienta é a tendência das isotermas de deslocarem-se em direção ao equador de oeste para leste. As regiões a oeste dos oceanos são mais quentes do que as de leste. Podemos, de pronto, relacionar, em termos gerais, este fato à circulação do vento. O mais forte transporte de ar pelos alísios em direção ao equador se realiza na parte leste dos oceanos; este ar, vindo das Latitudes médias, é relativamente frio.

Figura 45.12 – Isotermas Médias Anuais ao Nível do Mar (Graus Celsius)



A figura 45.13 apresenta as temperaturas médias anuais do mar à superfície e mostra uma semelhança notável entre as isotermas médias anuais do ar ao nível do mar e o campo de temperatura superficial do oceano. Esta coincidência entre os dois conjuntos é tão perfeita que diferenças superiores a 1°C entre as temperaturas do ar e do oceano são raras; é impossível traçar linhas representativas desta diferença. A maior parte dos oceanos tropicais parece ser levemente mais quente em média (aproximadamente 0,5°C) que o ar, tanto na média anual quanto nas quedas estacionais de temperatura.

Figura 45.13 – Temperaturas Médias Anuais da Superfície do Mar (Graus Celsius)



A **temperatura da superfície do mar (TSM)** quase não apresenta variação de valor durante o dia e à noite, uma vez que a energia recebida da radiação solar é em grande parte utilizada na evaporação da água da superfície do mar. Essa transformação da água superficial do oceano em vapor-d'água contribui significativamente para aumentar a umidade do ar atmosférico. Ao mesmo tempo, esse comportamento resulta numa variação muito lenta e gradual da **TSM** ao longo do ano, sendo normalmente muito pequena a variação da TSM em períodos curtos, de poucos dias, com exceção de regiões sujeitas ao fenômeno da ressurgência (afioramento de águas frias profundas).

Entretanto, o navegante pode deparar com acentuadas variações de TSM ao longo de sua derrota, devido a oscilações nos limites de grandes correntes marítimas de temperaturas distintas daquelas do oceano circundante.

A **TSM** tem muita importância na interação oceano-atmosfera, porque influencia de forma bastante significativa o resfriamento do ar, no caso de **TSM** mais fria, podendo resultar na formação de nevoeiro ou névoa. Quando a **TSM** é mais quente, pode intensificar os processos convectivos, causando temporais e, até mesmo, o desenvolvimento de tormentas e furacões (quando a TSM é superior a 27°C). A comparação entre a temperatura do ar à superfície e a TSM é de grande importância para o diagnóstico e o prognóstico do tempo.

As figuras 45.14 e 45.15 apresentam as **isotermas médias** de janeiro e de julho.

Pode-se observar que:

- (1) Em ambos os hemisférios e em qualquer estação, a temperatura tende, realmente, a diminuir do equador para os pólos;
- (2) em ambos os hemisférios, mas principalmente no Hemisfério Sul, que é mais oceânico, as **isotermas** tendem a se distribuir conforme os paralelos; entretanto, no verão, o maior aquecimento dos continentes repuxa para os pólos as **isotermas** sobre as massas terrestres; no inverno, o maior resfriamento dos continentes produz efeito inverso; note-se, ainda, que, no interior dos continentes (em particular no Hemisfério Norte), encontram-se os extremos de temperatura, tanto no verão como no inverno; e
- (3) é visível a influência da **Corrente do Golfo ("Gulf Stream")**, uma corrente quente, no aquecimento do norte da Europa e da Escandinávia.

c. UMIDADE

Na atmosfera observa-se água no seu estado gasoso, como vapor-d'água; no seu estado líquido, como gotículas de nuvens e gotas de chuvas; e no seu estado sólido, como cristais de gelo.

Umidade é um termo geral que decreve o conteúdo de vapor-d'água existente no ar atmosférico. O aquecimento ou o resfriamento da água causa sua mudança de um para outro de seus três estados: sólido, líquido e gasoso (vapor-d'água). A aplicação contínua de calor derrete o gelo, tornando-o líquido (água), que, por sua vez, evapora, transformando-se em vapor-d'água. A retirada contínua de calor do vapor-d'água causa sua condensação e a passagem para o estado líquido; a água, por seu turno, transforma-se em gelo, com o prosseguimento do processo de remoção de calor. Estas mudanças de estado são sempre acompanhadas de ganho ou perda de calor pelos ambientes próximos.

O vapor-d'água existente na atmosfera provém da evaporação das superfícies líquidas da crosta terrestre (oceanos, rios, lagos, etc.); logo, normalmente, sua quantidade diminui com a altitude.

Figura 45.14 – Isotermas de Janeiro

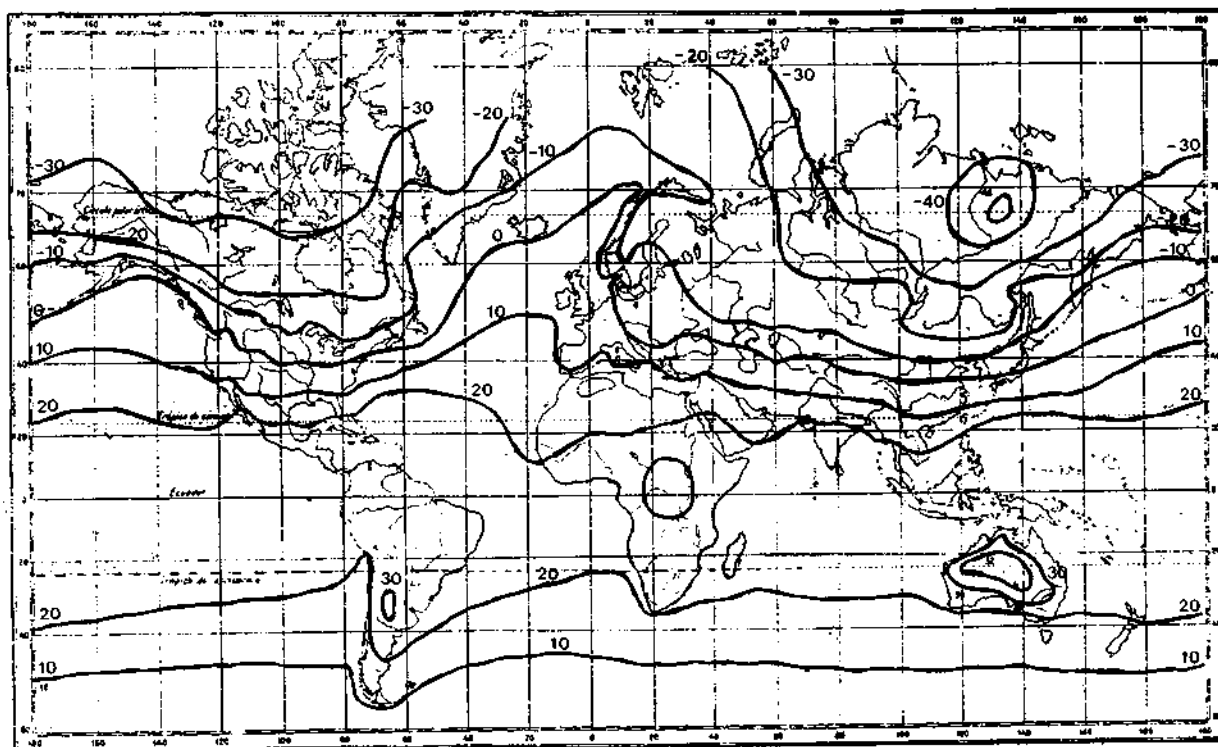
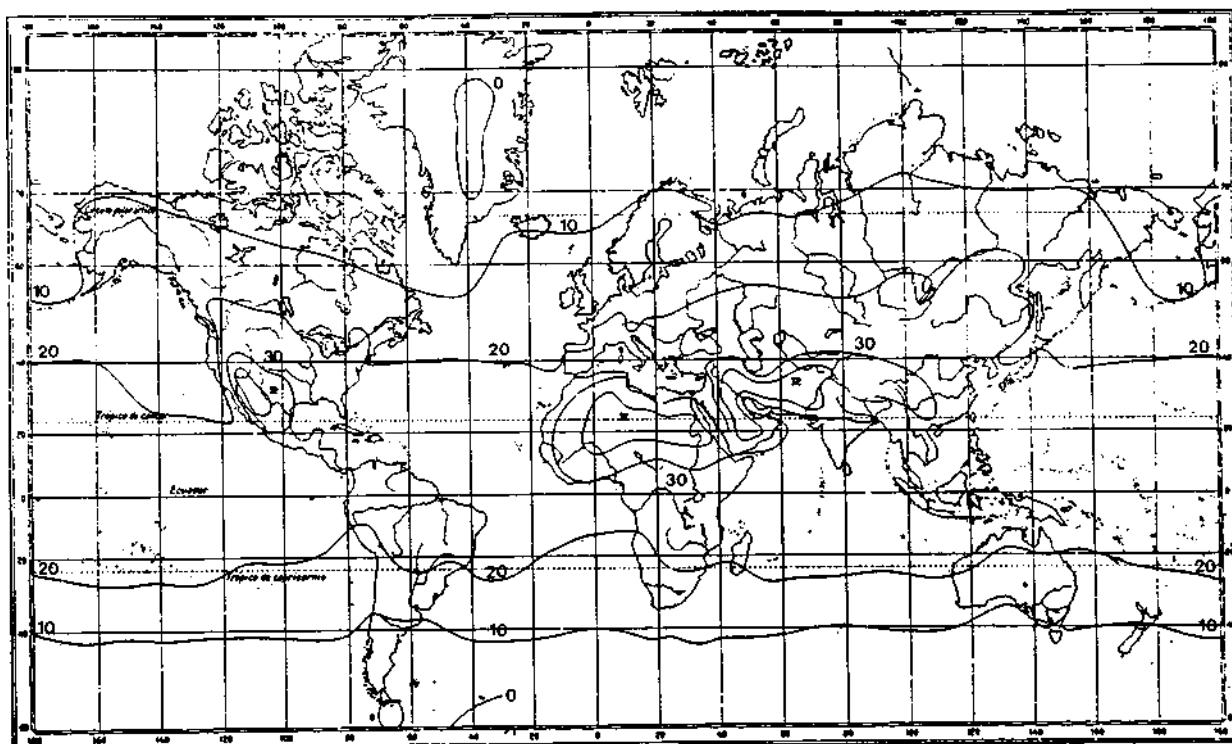


Figura 45.15 – Isotermas de Julho



A capacidade do ar atmosférico de conter **umidade** é diretamente proporcional à sua temperatura. Esta é uma das principais propriedades do ar atmosférico. Quanto maior a temperatura do ar, maior a quantidade de vapor-d'água que poderá conter. Diz-se que o ar atmosférico está **saturado** quando contém a quantidade máxima de vapor-d'água,

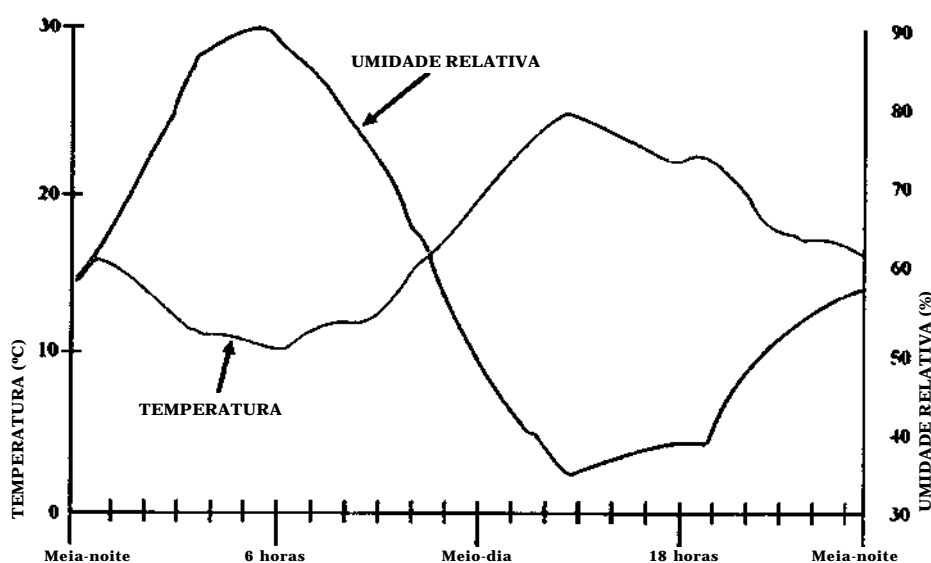
possível a uma dada temperatura (e pressão). Então, em temperaturas mais elevadas é necessária maior quantidade de vapor-d'água para tornar o ar saturado, ocorrendo o inverso em temperaturas mais baixas.

Embora existam outros conceitos, como umidade absoluta, umidade específica e teor de mistura, o principal modo pelo qual é expressa a umidade do ar é a **umidade relativa**, definida como a relação, em percentagem, existente entre a quantidade de vapor-d'água presente no ar e a quantidade máxima de vapor-d'água que ele poderá conter, a uma determinada temperatura.

Ponto de orvalho ou **temperatura do ponto de orvalho** é, para uma determinada pressão e teor de vapor-d'água constantes, o valor de temperatura correspondente ao ponto de saturação (ou seja, é a temperatura mínima na qual o ar atmosférico mantém-se saturado). Se o resfriamento persistir e o ar atingir temperatura inferior à do **ponto de orvalho**, iniciar-se-á o processo de condensação.

Numa situação em que a quantidade de vapor-d'água contido no ar permaneça constante, ou seja, sem acréscimo ou retirada de umidade, se a **temperatura do ar aumenta**, a sua capacidade de conter vapor-d'água até se saturar também aumenta; logo, a sua **umidade relativa diminui**. Se a **temperatura do ar diminui**, o seu limite de conter umidade até se saturar também diminui; logo, a sua **umidade relativa aumenta**. Assim, constata-se que a **umidade relativa** varia de modo inversamente proporcional à variação da **temperatura** (figura 45.15a).

Figura 45.15a – A Umidade Relativa Varia Inversamente com a Temperatura do Ar



Existem três processos gerais de condensação do vapor-d'água contido no ar atmosférico em uma determinada pressão, isto é, a um determinado nível de altitude:

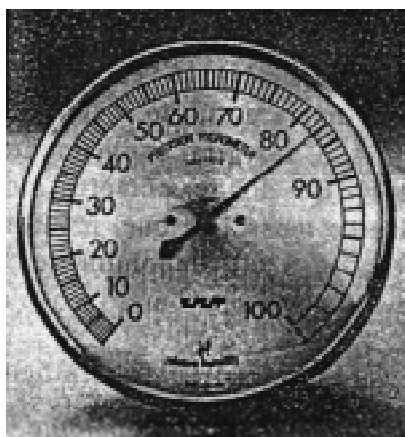
- Resfriamento;
- acréscimo de umidade; e
- resfriamento mais acréscimo de umidade.

A condição de saturação do ar é importante porque qualquer resfriamento adicional do ar saturado força o vapor-d'água a mudar de estado, retornando à forma líquida. Assim se formam as nuvens, os nevoeiros e as neblinas. Se o processo continua o bastante, ocorre precipitação, ou seja, descida de uma parcela do vapor-d'água condensado, sob a forma de chuva, geada, neve, saraiva, chuvisco, ou de uma combinação deles.

Se o mesmo **ar saturado** for aquecido até uma temperatura mais alta, ele poderá absorver uma quantidade maior de vapor-d'água, até tornar-se novamente saturado, nessa temperatura mais elevada.

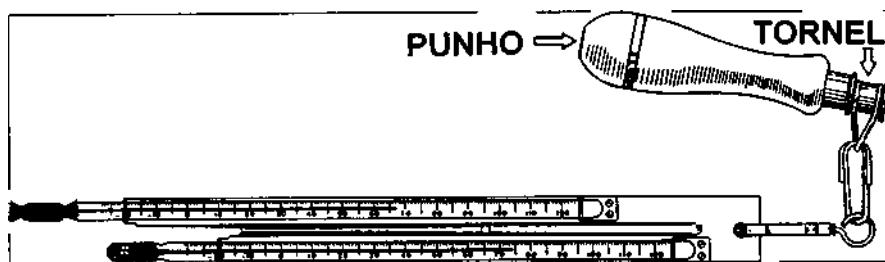
A umidade do ar é determinada por meio de **higrômetros** e **psicrômetros**. O **higrômetro** mais comum utiliza o cabelo humano como elemento sensível, porém outras substâncias de propriedades idênticas também podem ser usadas. O cabelo, por ser bastante sensível às variações da umidade do ar, além de sofrer a influência da temperatura, faz com que os **higrômetros** construídos com ele indiquem diretamente a **umidade relativa** do ar (figura 45.16). Os **higrógrafos** são instrumentos que registram a **umidade relativa** do ar. O princípio de funcionamento é idêntico ao do **higrômetro**, acrescido do sistema de relojoaria e do tambor giratório no qual é enrolado o papel de registro.

Figura 45.16 – Higrômetro (Indica Umidade Relativa)



No entanto, são os **psicrômetros** que fornecem as medidas mais precisas da umidade do ar. O tipo mais comum deste instrumento utilizado a bordo é o **psicrômetro de funda**, que possui dois termômetros iguais, geralmente graduados de meio em meio grau centígrado, sendo que um dos termômetros tem o bulbo envolto por uma camisa de musselina. Os termômetros são montados em uma armação metálica, provida de um punho, em torno do qual pode girar (figura 45.17).

Figura 45.17 – Psicrômetro de Funda



No momento da observação, a camisa de musselina do **termômetro úmido** é embebida em água. O observador, então, segurando pelo punho, faz girar rapidamente o **psicrômetro** ao ar livre, durante cerca de 2 a 3 minutos, e, em seguida, efetua a leitura da temperatura do **termômetro seco (Ts)** e da temperatura do **termômetro úmido (Tu)**.

A evaporação da água da musselina do **termômetro úmido** produz um resfriamento proporcional à quantidade de vapor-d'água contido no ar, indicado na escala termométrica. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a evaporação e, também, maior será o resfriamento.

Com a diferença entre as leituras do **termômetro seco** e do **termômetro úmido** (denominada **depressão do termômetro úmido**) e a **temperatura do ar** (temperatura do **termômetro seco**), a Tábua XIV do Apêndice 1, ou o ábaco da figura 45.18, nos fornecem o valor da **temperatura do ponto de orvalho (Td)**, ou “dew point”, correspondente ao ponto de saturação (isto é, a temperatura em que o vapor-d'água existente no ar atmosférico começa a ser condensar).

EXEMPLOS:

1. Temperatura do Termômetro Seco: $T_s = + 26^\circ \text{ C}$

Temperatura do Termômetro Úmido: $T_u = + 20^\circ \text{ C}$

Depressão do Termômetro Úmido: $T_s - T_u = 6^\circ \text{ C}$

Tábua XIV (ou ábaco da figura 45.18): $T_d = 17,1^\circ \text{ C}$

2. Temperatura do Termômetro Seco: $T_s = + 30^\circ \text{ C}$

Temperatura do Termômetro Úmido: $T_u = + 26^\circ \text{ C}$

Depressão do Termômetro Úmido: $T_s - T_u = 4^\circ \text{ C}$

Tábua XIV (ou ábaco da figura 45.18): $T_d = 24,7^\circ \text{ C}$

Com a temperatura do **termômetro seco (Ts)** e a **depressão do ponto de orvalho (Ts-Td)**, retira-se da Tábua XV, apresentada no Apêndice 1, o valor da **umidade relativa**.

1. Temperatura do Termômetro Seco: $T_s = + 26^\circ \text{ C}$

Temperatura do ponto de orvalho: $T_d = + 17,1^\circ \text{ C}$

Depressão do ponto de orvalho: $T_s - T_d = 8,9^\circ \text{ C}$

Tábua XV: umidade relativa = 57,6% @ 58%

2. Temperatura do Termômetro Seco: $T_s = + 30^\circ \text{ C}$

Temperatura do ponto de orvalho: $T_d = + 24,7^\circ \text{ C}$

Depressão do ponto de orvalho: $T_s - T_d = 5,3^\circ \text{ C}$

Tábua XV: umidade relativa = 73,3% @ 73%

Pode-se, ainda, com a **temperatura do ar (temperatura do termômetro seco, Ts)** e a **umidade relativa**, obter a **temperatura do ponto de orvalho (Td)**, utilizando a Tábua XVI, apresentada no Apêndice 1.

1. Temperatura do ar (temperatura do termômetro seco): $T_s = + 12^\circ \text{ C}$

Umidade relativa (lida no higrômetro): 70%

Tábua XVI: temperatura do ponto de orvalho: $T_d = 6,7^\circ \text{ C}$

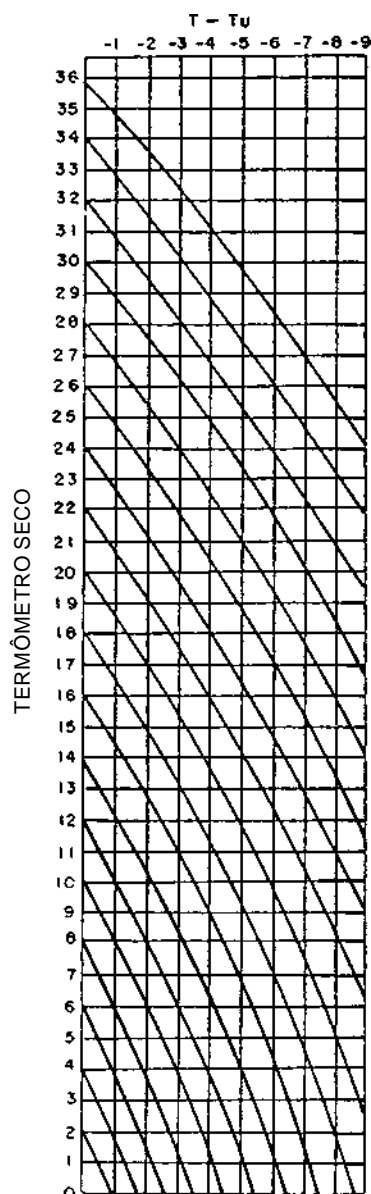
2. Temperatura do ar (temperatura do termômetro seco): $T_s = + 32^\circ \text{ C}$

Umidade relativa (lida no higrômetro): 50%

Tábua XVI: temperatura do ponto de orvalho: $T_d = 20,3^\circ \text{ C}$

Figura 45.18 – Ábaco para Determinação da Temperatura do Ponto de Orvalho (Td)

DEPRESSÃO DO TERMÔMETRO ÚMIDO



TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO

DESCER PELA CURVA QUE PARTE DA TEMPERATURA DO TERMÔMETRO SECO (T T T)
ATÉ O ENCONTRO COM A DEPRESSÃO DO TERMÔMETRO ÚMIDO (T T T-TUTUTU).
LER ENTÃO, À ESQUERDA, A TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO (Td Td Td).

EXEMPLO:

TERMÔMETRO SECO = 26,0°

TERMÔMETRO ÚMIDO = 20,0° (DEPRESSÃO = 6,0°)

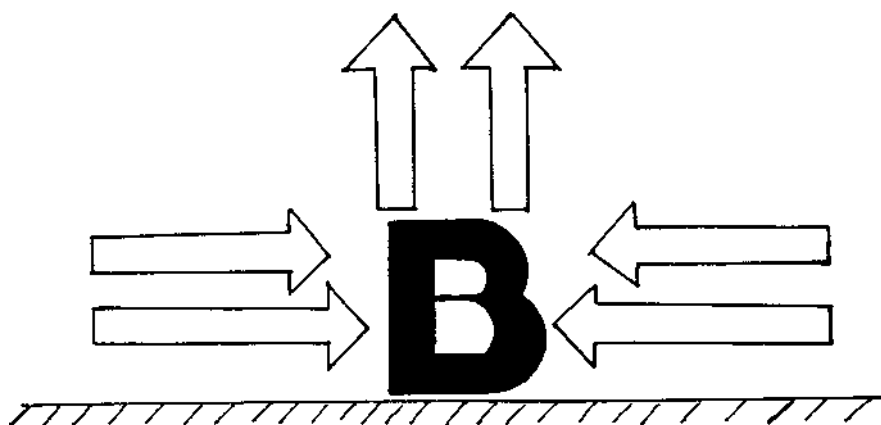
PONTO DE ORVALHO = 17,0°.

Como vimos, o **psicrômetro de funda** é um instrumento bastante útil, pois nos permite obter a **umidade relativa** e, também, a **temperatura do ponto de orvalho (Td)**, que é um parâmetro meteorológico muito importante. Além disso, em virtude de sua precisão, serve para calibrar os **higrômetros**. A bordo, o psicrômetro deve ser operado num lugar à sombra, a barlavento.

d. VENTO

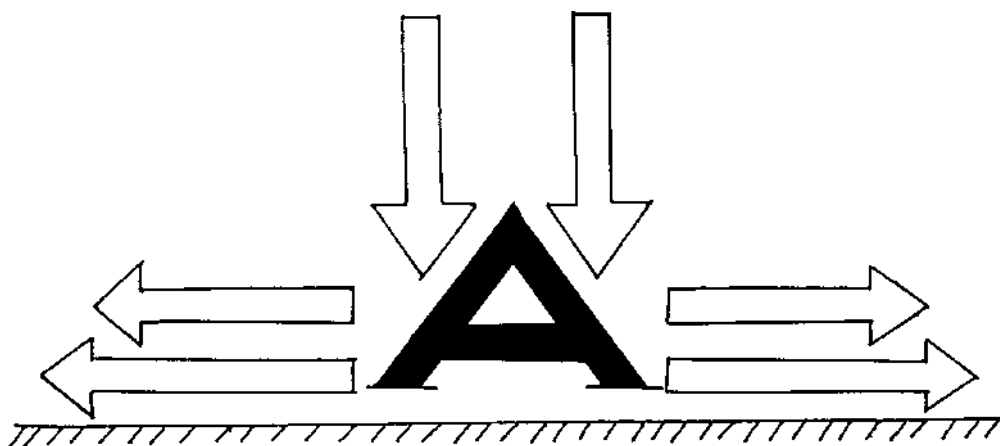
Vento é o movimento horizontal do ar, resultante de diferenças na pressão atmosférica entre áreas adjacentes. Quando uma região na superfície terrestre é aquecida sob a influência dos raios solares, a irradiação do calor provoca o aquecimento do ar, que, em consequência, se torna menos denso, mais leve e sobe para as camadas superiores. Isto é, na região considerada forma-se uma zona de **baixa pressão atmosférica** na superfície, afluindo para aí o ar das áreas vizinhas mais frias (figura 45.19), onde a pressão é mais elevada. Então, os **centros de baixa pressão** (ciclones) são centros convergentes, isto é, na superfície o ar converge para o centro de baixa pressão, conforme mostrado na figura 45.19.

Figura 45.19 – Circulação nos Centros de Baixa Pressão (Convergente / Ascendente)



Por outro lado, uma região fria na superfície resfria o ar adjacente, tornando-o mais denso e resultando em uma **área de alta pressão**. Este ar tende a fluir para as zonas de baixa pressão. Como indicado na figura 45.20, os **centros de alta pressão** são centros divergentes, isto é, na superfície o ar se afasta dos **centros de alta**, na direção de regiões de pressão mais baixa. Isto causa a descida (subsistência) do ar das camadas mais altas para a superfície (figura 45.20).

Figura 45.20 – Circulação nos Centros de Alta Pressão (Divergente / Descendente)



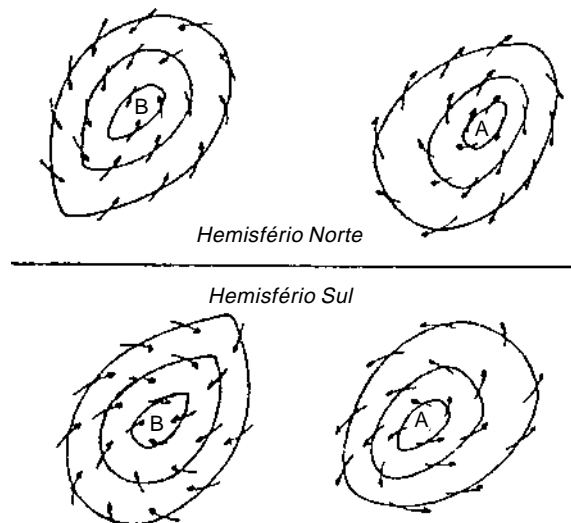
Assim se originam os ventos na superfície da Terra, podendo-se, pois, enunciar como lei geral dos ventos:

“O vento sopra dos centros de alta pressão para os centros de baixa pressão”.

Entretanto, o efeito do movimento de rotação da Terra (força de Coriolis) impede o vento de soprar diretamente dos centros de alta para os centros de baixa pressão. Em vez

disso, o vento segue uma trajetória curva. Em virtude da rotação do globo terrestre, os ventos, pelo Efeito de Coriolis, são desviados para a **direita** no Hemisfério Norte e para a **esquerda** no Hemisfério Sul. Então, no Hemisfério Norte os ventos giram no sentido anti-horário em torno dos centros de baixa pressão e no sentido horário em volta dos centros de alta. No Hemisfério Sul sucede o contrário, isto é, os ventos giram no sentido horário em torno dos centros de baixa e no sentido anti-horário em torno dos centros de alta pressão (figura 45.21).

Figura 45.21 – Representação Gráfica dos Ciclones e Anticiclones, com as Isóbaras e os Ventos Correspondentes

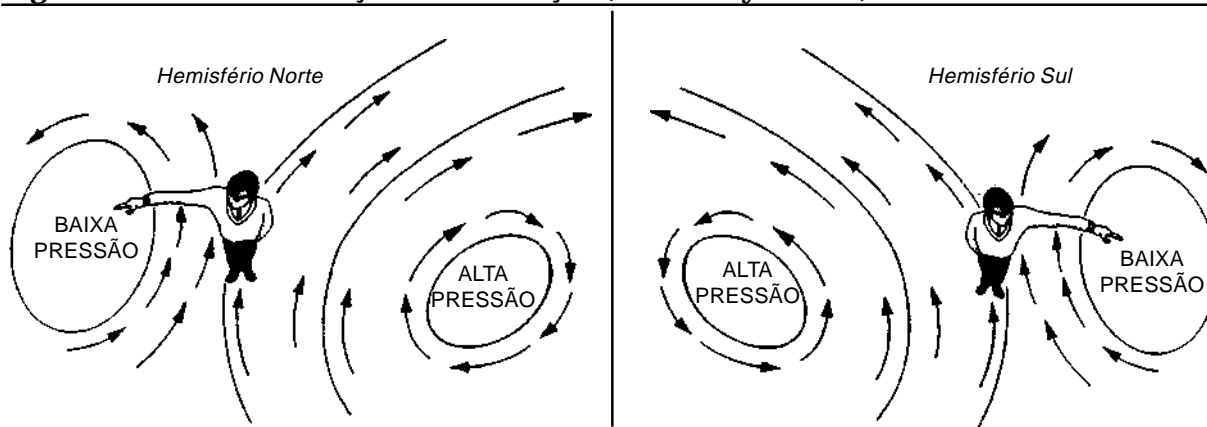


Disto resulta a lei de Buys-Ballot (1817-1890), ou **lei básica dos ventos**, que estabeleceu uma relação entre o vento e a distribuição de pressão e que, para efeito de nosso estudo, pode ser aqui enunciada do seguinte modo:

“Voltando-se para a direção de onde sopra o vento verdadeiro, a baixa barométrica fica à sua direita no Hemisfério Norte e à esquerda no Hemisfério Sul, a cerca de 110° da direção de onde sopra o vento” (ver a figura 45.21a).

Em meteorologia, a circulação em torno de um centro de baixa pressão (**B**) toma a designação de sistema ciclônico de ventos ou, simplesmente, **ciclone**. Em torno de um centro de alta pressão (**A**), o conjunto de ventos denomina-se **anticiclone**. A representação gráfica dos **ciclones** e **anticiclones** faz-se, como vimos, por meio de **isóbaras** (linhas que unem os pontos da superfície da Terra de igual pressão barométrica, no mesmo instante). Os ventos não são bem tangentes às **isóbaras**, formando com elas ângulos de 20° a 30° para o lado do

Figura 45.21a – Identificação da Circulação (Lei de Buys-Ballot)

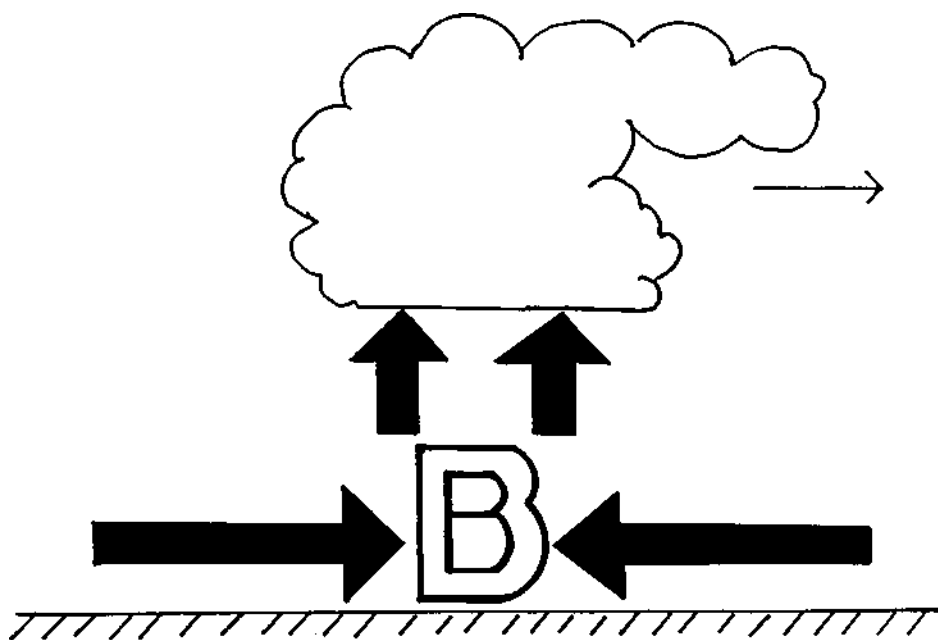


centro de baixa pressão. Num **anticiclone**, o ângulo dos ventos com as isóbaras é, geralmente, maior e sempre para o lado de fora do centro de alta.

Há, então, uma relação entre os efeitos da temperatura e da pressão e a circulação resultante. Existe, normalmente, uma associação entre temperaturas de superfície mais frias, pressões atmosféricas mais altas, subsidência e divergência; e entre temperaturas de superfície mais elevadas, pressões mais baixas, convergência e ascensão do ar. O vento é resultado dessas associações. Áreas de alta e de baixa pressão e os fluxos de ventos a elas associados formam-se e movem-se continuamente através da superfície da Terra. Certas características meteorológicas são típicas destas áreas de pressão e, assim, o conhecimento de sua localização e de seus movimentos é essencial para a previsão do tempo.

Em regra, os **sistemas ciclônicos** de ventos movem-se rapidamente e são acompanhados por **mau tempo**. Os ventos à superfície convergem para os centros de baixa pressão. Além disso, nas depressões há subida de ar da superfície para as camadas superiores, causando, assim, o resfriamento desse ar e, conseqüentemente, a sua saturação, seguida da formação de nebulosidade e possibilidade de chuvas (figura 45.22). Por outro lado, os **sistemas anticiclônicos** deslocam-se vagarosamente e, em geral, estão associados a **bom tempo**.

Figura 45.22 – Formação de Nuvens nos Centros de Baixa Pressão, pela Ascensão e Resfriamento do Ar



A **direção** do vento é a direção de onde ele sopra. Assim, o vento **N** (norte) sopra do **norte** para o **sul**; o vento **E** (leste) sopra de **leste** para **oeste**.

A **força** do vento é a pressão que ele exerce sobre a unidade de área. A **força** do vento não é função da pressão barométrica, mas sim da diferença de pressões entre dois lugares e da distância entre eles, isto é, a **força** do vento é proporcional ao **gradiente barométrico**, que é a diferença de pressões, em milibares, medida perpendicularmente às isóbaras (e correspondente à distância de 60 milhas). Quanto mais próximas estiverem as **isóbaras**, maior o **gradiente barométrico** e maior a força do vento. Porém, em vez de se medir a **força**, mede-se a **velocidade** do vento, ou seja, a distância que o ar percorre na unidade de tempo. Em meteorologia marinha, a velocidade do vento é expressa em **nós** (milhas náuticas por hora); 1 nó é igual a 1,852 km/h, ou 0,514 m/s.

Para indicar a força do vento, adota-se a **escala Beaufort** (figura 45.23), com números de 0 a 12 para designar desde a **calmaria** até ventos de **furacão**.

Figura 45.23 – Escala Beaufort Utilizada a Bordo para Classificação do Vento e do Estado do Mar

| Designação Beaufort | Velocidade | | Aspecto do mar |
|---------------------|------------|--------------|---|
| | nós | m/s | |
| 0 – Calmaria | < 1 | 0 a 0,2 | Espelhado. |
| 1 – Bafagem | 1 a 3 | 0,3 a 1,5 | Mar encrespado em pequenas rugas com aparência de escamas, sem cristas. |
| 2 – Aragem | 4 a 6 | 1,6 a 3,3 | Ligeiras ondulações curtas, de 30 cm de altura com cristas viradas, mas sem arrebentação. |
| 3 – Fraco | 7 a 10 | 3,4 a 5,4 | Grandes ondulações de 60 cm, com princípio de arrebentação. Alguns carneiros. |
| 4 – Moderado | 11 a 16 | 5,5 a 7,9 | Pequenas vagas de 1,50 m, com freqüentes carneiros. |
| 5 – Fresco | 17 a 21 | 8,0 a 10,7 | Vagas moderadas, de forma longa e 2,40 m de altura. Muitos carneiros. Possibilidade de alguns borrifos. |
| 6 – Muito fresco | 22 a 27 | 10,8 a 13,8 | Grandes vagas de 3,60 m de altura. Muitas cristas brancas. Freqüentes borrifos. |
| 7 – Forte | 28 a 33 | 13,9 a 17,1 | Mar grosso. Vagas de 4,80 m de altura. A espuma da arrebentação se dispõe em estrias, indicando a direção do vento. Muitos borrifos. |
| 8 – Muito forte | 34 a 40 | 17,2 a 20,7 | Vagalhões regulares de 5,50 a 7,50 m com faixas espessas e espuma branca e franca arrebentação. |
| 9 – Duro | 41 a 47 | 20,8 a 24,4 | Vagalhões de 7,00 a 10,00 m com faixas de espuma densa. O mar rola. A visibilidade começa a ser afetada. |
| 10 – Muito duro | 48 a 55 | 24,5 a 28,4 | Grandes vagalhões de 9,00 a 12,00 m. O vento arranca as faixas de espuma, arrebentando as vagas em cascata. Visibilidade reduzida. A superfície do mar é quase toda coberta de estrias brancas. |
| 11 – Tempestuoso | 56 a 63 | 28,5 a 32,6 | Vagalhões excepcionalmente grandes, até 16,00 m. A visibilidade é afetada. Os navios de tamanho médio desaparecem no cavado das vagas. |
| 12 – Furacão | 64 e acima | 32,7 e acima | Mar branco de espuma; respingos saturam o ar. A visibilidade é seriamente afetada. |

A **direção** e a **velocidade** do vento são medidas pelos **anemômetros** (figuras 45.24 e 45.25). Em ambos os tipos, a orientação do sensor (anemoscópio) indica a direção do vento, enquanto a rotação do hélice ou das conchas permite a determinação da sua velocidade.

Figura 45.24 – Anemômetro Portátil

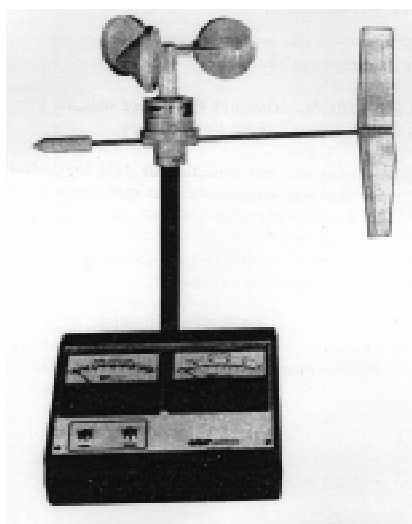
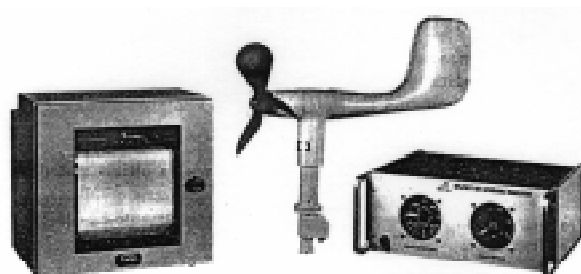


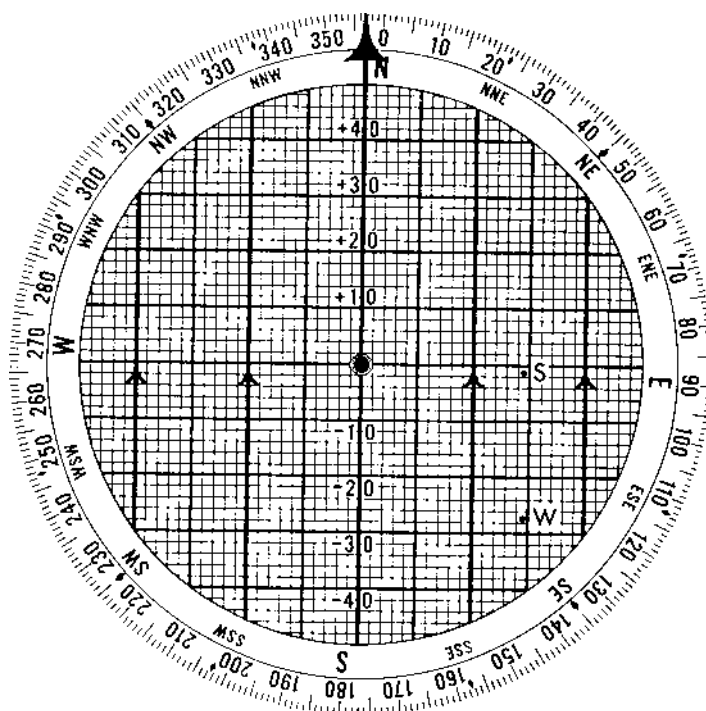
Figura 45.25 – Anemômetro de Mastro



Os **anemômetros** existentes nos navios indicam a direção e a velocidade do **vento relativo**, ou **vento aparente**, que resulta da combinação do **vento verdadeiro** com o **movimento do navio**. Entretanto, nos interessa conhecer o **vento verdadeiro**. Para determinação do **vento verdadeiro** a bordo, partindo dos elementos do **vento relativo**, podem ser utilizados ábacos especiais, a Tábua **XII** do Apêndice 1 ou a solução gráfica do problema, através da construção, em uma rosa de manobra, do “triângulo de velocidades”.

Os ábacos especiais, como o da figura 45.26, têm, cada um, suas próprias instruções de uso. A Tábua **XII – DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO VERDADEIRO**, apresentada no Apêndice 1, deve ser usada da seguinte maneira:

Figura 45.26 – Ábaco para Determinação do Vento Verdadeiro



(1) Divida a velocidade do vento relativo (vento aparente), em nós, pela velocidade do navio, também em nós;

(2) entre na Tábua **XII** com este fator e o ângulo entre o rumo e a direção do vento relativo; e

(3) os dados fornecidos pela Tábua **XII** são:

– a diferença entre o rumo e a **direção do vento verdadeiro** (o **vento verdadeiro** estará no mesmo bordo que o vento relativo, mais para ré); e

– um fator que, multiplicado pela velocidade do navio (em nós) dará a **velocidade do vento verdadeiro**, em nós.

EXEMPLOS:

1. Rumo do navio = 270°, velocidade = 14,3 nós

Vento relativo = 040° BE, velocidade = 20 nós

Determinar a direção e a velocidade do **vento verdadeiro** pela Tábua **XII**.

SOLUÇÃO:

$$a) \text{ fator} = \frac{\text{velocidade do vento relativo}}{\text{velocidade do navio}} = \frac{20}{14,3} @ 1,4$$

b) Tábua **XII** : 085° ; 0,90

c) Direção do vento verdadeiro: 270° + 085° = 355°

Velocidade do vento verdadeiro: 0,90 x 14,3 @ 13 nós

2. Rumo do navio = 235°, velocidade = 8 nós

Vento relativo = 120° BB, velocidade = 24 nós

Determinar a direção e a velocidade do **vento verdadeiro** pela Tábua **XII**.

SOLUÇÃO:

$$a) \text{ fator} = \frac{\text{velocidade do vento relativo}}{\text{velocidade do navio}} = \frac{24}{8} = 3,0$$

b) Tábua **XII** : 134° ; 3,61

c) Direção do vento verdadeiro: 235° – 134° = 101°

Velocidade do vento verdadeiro: 3,61 x 8 = 28,9 @ 29 nós

Para determinação do **vento verdadeiro** pela rosa de manobra, através do “triângulo de velocidades”, o problema pode ser resolvido assemelhando o movimento do ar ao movimento relativo de um outro navio. O **vento verdadeiro** corresponde ao **movimento real (absoluto)** do ar. O **vento relativo** é o movimento do ar em relação ao nosso navio (que também se move). Procede-se, então, da seguinte maneira:

(1) Retiram-se dos mostradores do anemômetro os valores correspondentes à direção e à velocidade do vento relativo; anotam-se o rumo verdadeiro e a velocidade do navio;

(2) combina-se a direção do vento relativo com o rumo do navio, para obter a direção, na rosa de manobra, de onde sopra o vento aparente;

(3) plota-se na rosa de manobra, a partir do centro do diagrama, o vetor do movimento do navio (**tr**), selecionando uma escala de velocidade adequada;

(4) da cabeça deste vetor (ponto **r**), traça-se o vetor do vento aparente (**rw**), com a direção de onde sopra este vento e sua velocidade, medida na mesma escala usada para a velocidade do navio; e

(5) obtém-se, então, o vetor **tw**, que nos fornece os elementos do **vento verdadeiro**: direção (de onde sopra) e velocidade (medida na mesma escala usada para traçar os outros dois vetores).

EXEMPLOS:

1. Rumo do navio = 150°, velocidade = 17 nós

Vento relativo = 040° BE, velocidade = 15 nós

Determinar, pelo “triângulo de velocidades”, os elementos do **vento verdadeiro**.

SOLUÇÃO:

a) Se o **vento relativo** está entrando aos 040° BE e o rumo do navio é 150°, ele está soprando de 190°;

b) Selecionando a escala de velocidades de 2:1, plotam-se na rosa de manobra os vetores do movimento do navio (**tr**) e do vento relativo (**rw**), conforme mostrado na figura 45.27;

c) Determina-se, então, o vetor do **vento verdadeiro (tw)**, que nos fornece:

- direção = 270° (de onde sopra o vento verdadeiro);
- velocidade = 11 nós (medida na escala 2:1).

2. Rumo do navio = 213°, velocidade = 21 nós

Vento relativo = 070° BB, velocidade = 20 nós

Determinar, pelo “triângulo de velocidades”, a direção e a velocidade do **vento verdadeiro**.

SOLUÇÃO:

a) Se o **vento relativo** está entrando aos 070° BB e o rumo do navio é 213°, o vento aparente está soprando de 143°;

b) Selecionando a escala de velocidades de 3:1, plotam-se na rosa de manobra os vetores do movimento do navio (**tr**) e do vento relativo (**rw**), conforme mostrado na figura 45.28;

c) Traça-se, então, o vetor do **vento verdadeiro (tw)**, que nos fornece:

- direção = 086° (de onde sopra o vento verdadeiro);

Figura 45.27 – Determinação do Vento Verdadeiro

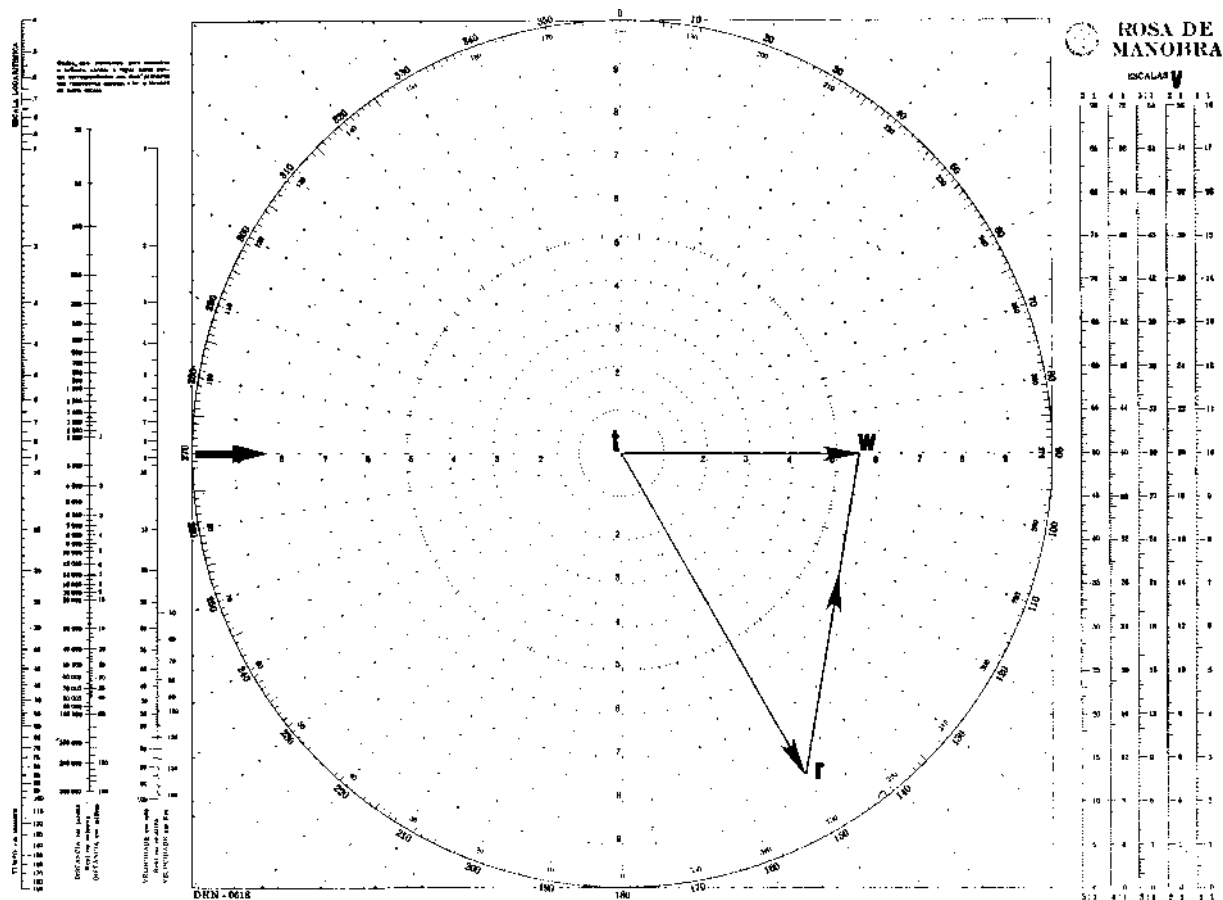
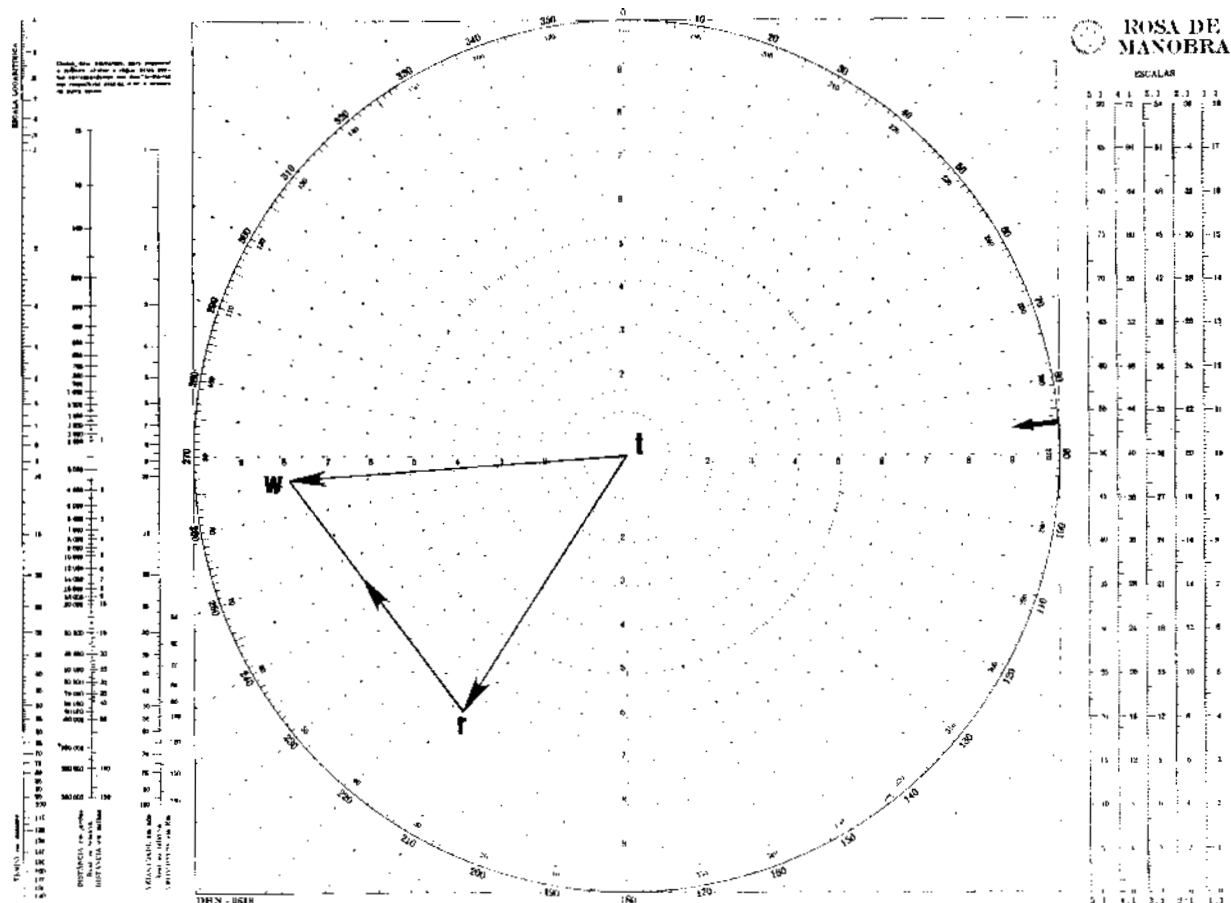


Figura 45.28 – Determinação do Vento Verdadeiro



- velocidade = 23 nós (o valor da velocidade do vento é sempre arredondado, na prática da navegação, ao inteiro mais próximo).

Quando a direção do vento coincide com o rumo do navio, não há necessidade do uso da rosa de manobra. Esta situação ocorre quando o vento relativo está entrando pela proa (000° relativos) ou pela popa do navio (180° relativos). O **vento verdadeiro**, então, é obtido subtraindo ou somando ao **vento relativo** a velocidade do navio. Quando a bordo não se sente vento, é porque o **vento verdadeiro** está de popa, com velocidade igual à do navio.

EXEMPLOS:

1. Rumo do navio = 090° , velocidade = 20 nós
Vento relativo = 180° , velocidade = 15 nós
Vento verdadeiro: direção = 270° , velocidade = 35 nós.
2. Rumo do navio = 090° , velocidade = 20 nós
Vento relativo = 000° , velocidade = 30 nós
Vento verdadeiro: direção = 090° , velocidade = 10 nós.
3. Rumo do navio = 090° , velocidade = 20 nós
Vento relativo = zero (não se sente o vento a bordo)
Vento verdadeiro: direção = 270° , velocidade = 20 nós.

Além dos **ventos gerais**, descritos quando estudamos a circulação geral da atmosfera, existem sistemas periódicos de ventos que sopram em áreas relativamente grandes, como as **monções** do Oceano Índico e do Mar da China. As **monções** são ventos periódicos, que sopram cerca de 6 meses em uma determinada direção e outro tanto de tempo na direção oposta.

Como vimos, os alísios têm origem em uma zona de altas pressões de caráter permanente, nas proximidades do paralelo de 30° de ambos os hemisférios. Contudo, existindo um vasto continente nesta zona, a pressão atmosférica pode modificar-se, de modo a perturbar grandemente o regime dos ventos alísios. É o que ocorre sobre a Ásia, cujos áridos e vastos planaltos estão sujeitos a grandes variações de temperatura. No verão do Hemisfério Norte (abril a setembro), a terra se aquece consideravelmente na Ásia Central e origina uma acentuada baixa pressão atmosférica; ter-se-á, assim, um vento SW, em vez do alísio de NE. No inverno do Hemisfério Norte (outubro a março), o continente asiático resfria-se rapidamente e origina uma alta pressão; deste modo, será reforçado o alísio de NE, o qual chega a passar para o Hemisfério Sul, desviando-se para a esquerda e tornando-se um vento NW.

Assim, as **monções** fazem-se sentir no Oceano Índico e no Mar da China, nos seguintes períodos:

- **Monção de SW:** de abril a setembro; e
- **Monção de NE:** de outubro a março.

No inverno do Hemisfério Norte, o centro de alta pressão localiza-se sobre a China; no verão, o centro de baixa pressão forma-se sobre a Índia. Conseqüentemente, a **monção de NE** sopra forte no Mar da China e fraca no Índico; por outro lado, a **monção de SW** é violenta (força 6 a 8) no Oceano Índico e fraca no Mar da China. A transição de uma monção para outra é acompanhada ora de calmarias ora de aguaceiros, sendo, então, freqüentes os tufões no Mar da China.

Ainda que a palavra **monção** seja especificamente utilizada para designar ventos periódicos do sul e sudeste da Ásia, existem sistemas análogos em outros locais onde se desenvolvem grandes diferenças de temperatura entre os oceanos e os continentes. Nas Latitudes médias e altas estes ventos sazonais tendem a ser mascarados pelos ventos gerais. Contudo, nas Latitudes mais baixas podem ser encontrados outros ventos tipo **monção**, tais como:

- **Monção do Golfo da Guiné:** devido ao sobreaquecimento das planícies centrais da África, o alísio de SE do Atlântico Sul é desviado no Golfo da Guiné, produzindo, nesta região, um vento **S** ou **SW** permanente, conhecido por **monção africana** ou do **Golfo da Guiné**;

- **Monção do Mar Vermelho:** o vento predominante no Mar Vermelho é de **NNW**, porém, de outubro a maio, prevalece na parte Sul a **monção de SSE**, causada por um desvio, no Golfo de Aden, da **monção de NE** vinda do Oceano Índico. Na parte Norte do Mar Vermelho mantém-se o vento **NNW** e na parte central forma-se uma zona de calmarias ou de ventos fracos; e

- **Monção da costa do Brasil:** durante o verão no Hemisfério Sul, forma-se na parte central do Brasil uma zona de baixa pressão que origina, de setembro a março, a **monção de NE** ao longo da costa, até o Rio da Prata. Nos meses restantes do ano, prevalece o vento de **SE** ou **SW**.

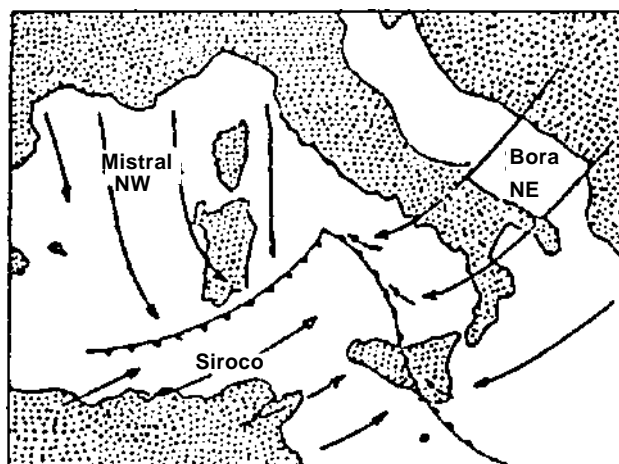
Ademais, diferentes condições topográficas, associadas a diferenças de pressão e temperatura, produzem uma grande variedade de **sistemas de ventos locais** na superfície da Terra, ou seja, além dos **ventos gerais** e dos **ventos periódicos** mencionados, existem inúmeros **ventos locais**, que influenciam o tempo em muitos lugares. Quando o vento catabático é **seco** e **quente** para a estação em que ocorre, é denominado de “**foehn**”. Os “**foehns**”, então, são ventos fortes, secos e quentes que se desenvolvem, em determinadas ocasiões, na encosta de sotavento das cordilheiras. São, sobretudo, freqüentes e fortes sobre as encostas norte dos Alpes; porém, com menor intensidade, podem ocorrer a sotavento de qualquer montanha. Ventos deste tipo têm lugar ao longo da encosta leste das Montanhas Rochosas, nos EUA, sendo conhecidos pelo nome de “**chinook**”.

Outro tipo de **vento catabático** é um vento frio soprando para baixo de uma elevação. Embora se aqueça durante a descida, este tipo de vento permanece frio, com relação ao ar circundante. Tais ventos são, em geral, violentos, podendo, até mesmo, alcançar força de furacão. Recebem nomes diferentes, de acordo com o local onde sopram. Exemplos deste tipo de vento são:

- **Bora:** vento frio de NE, por vezes violento, que sopra no Mar Adriático, ocasionado por uma depressão no Mediterrâneo;

- **Mistral:** vento frio de NW, muito freqüente no Golfo de Lion e no oeste do Mediterrâneo, que sopra muitas vezes com violência tempestuosa no inverno (figura 45.28 a). Produz-se nas mesmas condições do **bora**;

Figura 45.28a – Ventos do Mediterrâneo



- **Tehuantepecer**: que sopra no Golfo do México e na costa da América Central;
- **Pampeiro**: vento violento de SW que sopra na costa da Argentina, sobretudo nas proximidades do Rio da Prata, ocorrendo de julho a setembro, devido a uma depressão em “V” que se forma na região; e
- **Minuano**: vento frio que sopra no sul do Brasil.

Como vimos no Capítulo 41, na Antártica os **ventos catabáticos**, ou **ventos de drenagem**, são freqüentes e, muitas vezes, destrutivos.

Em alguns locais ocorrem ventos catabáticos durante a noite, denominados **brisas de montanha**.

O **vento anabático**, ou **brisa de vale**, é o ar quente e úmido que sopra montanha acima, normalmente como resultado do aquecimento de superfície, favorecendo a formação de instabilidade no topo da elevação; ocorre, em geral, durante o dia.

Entre os **ventos quentes**, talvez o mais conhecido seja o “**sirocco**”, vento S/SW que sopra da África do Norte sobre o Mediterrâneo Central e o sul da Itália, na parte frontal de uma baixa que avança, movendo-se do Sahara ou do deserto da Arábia. Sobre a África o ar é seco; porém, quando chega à Itália, freqüentemente está muito úmido. Este vento, na Espanha, é chamado de “**leveche**”. O caso extremo de vento quente é o “**simún**”, que é tão quente e seco que se descreve, freqüentemente, como sufocante. Sopra, em determinadas ocasiões, com rajadas curtas, sobre o Sahara e os desertos da Arábia, muitas vezes transportando areia fina.

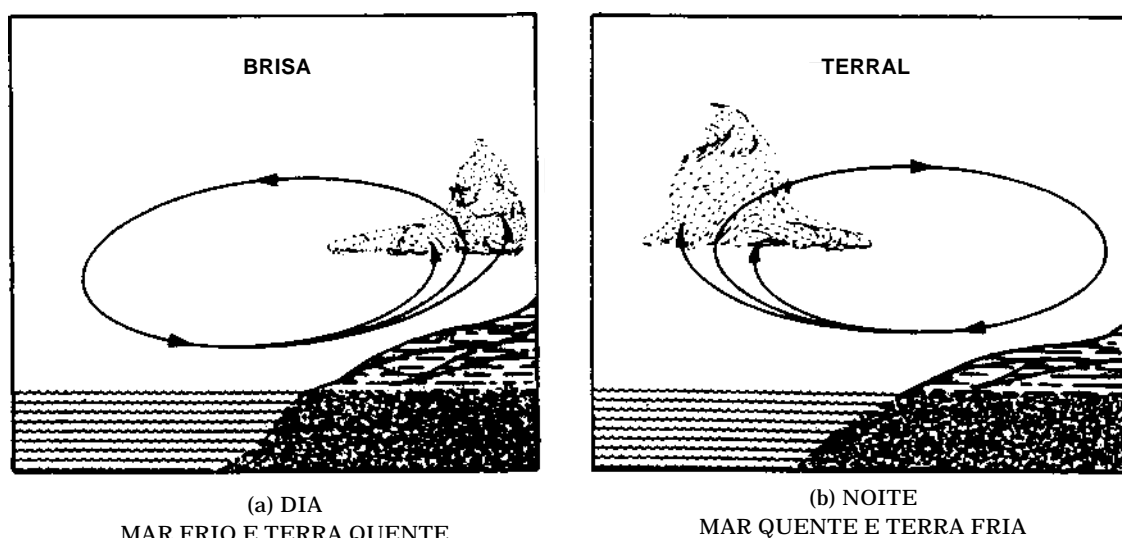
Os ventos locais mais comuns são a **brisa** e o **terral**, ventos cíclicos causados pelo aquecimento e resfriamento alternados e desiguais de massas terrestres e áreas marítimas adjacentes. Pela manhã, é pequena a diferença de temperatura entre a terra e o mar. Entre 0900 e 1100 horas locais, com o Sol ganhando altura no céu, a temperatura da terra torna-se maior que a do mar adjacente. Então, o ar sobre a superfície terrestre se aquece mais rapidamente que o ar sobre o oceano e ascende; o ar mais frio e denso do oceano movimenta-se para o continente, a fim de substituir o ar quente daquela região, originando um fluxo do mar para a costa, denominado **brisa**, **brisa marítima** ou **viração** (figura 45.29 a), que normalmente começa a soprar mais forte no início da tarde.

Mais tarde, quando a terra resfria e desaparece o contraste de temperaturas, a **brisa** pára. Durante a noite, o continente se resfria mais rapidamente que o oceano e, quando a terra fica mais fria que o mar, o ar sobre a superfície terrestre é resfriado e

torna-se mais denso, aumentando a pressão atmosférica, enquanto o ar sobre o oceano torna-se mais quente e menos denso, originando uma pressão mais baixa. Isto causa um fluxo de ar da terra para o mar; este fenômeno denomina-se **terral** ou **brisa terrestre**, que sopra durante a noite e cessa próximo do nascer do Sol (figura 45.29 b). A **brisa** e o **terral** sopram em ocasiões de bom tempo sobre muitas costas, particularmente nos climas quentes. Nos trópicos e regiões subtropicais o ciclo brisa-terral repete-se com grande regularidade, durante a maior parte do ano, sendo mais notável no verão. A **brisa do mar** é, em geral, mais forte que o **terral**.

Como as mudanças na pressão atmosférica associadas com este ciclo não são grandes, os ventos resultantes são, normalmente, fracos ou moderados. Além disso, esta circulação é de alcance limitado, atingindo, no máximo, 20 milhas terra a dentro e não mais que 5 a 6 milhas para o largo.

Figura 45.29 – Brisa do Mar e de Terra (Terral)



e. NUVENS

Para que ocorra a condensação do vapor-d'água contido no ar atmosférico e se desencadeie o processo de formação de nuvens em determinado nível de altitude, é necessário que haja resfriamento do ar até que a **umidade relativa** tenha atingido o índice de 100%. A atmosfera a cada nível de altitude tem uma temperatura do ar distinta, porque, conforme sobe, o ar se expande e, conseqüentemente, se resfria. Esse resfriamento afetará continuamente a umidade relativa da massa de ar ascendente, até atingir o nível em que ela chegará a 100%, na altitude denominada **nível de condensação**, onde a temperatura do ar será a própria **temperatura do ponto de orvalho**. Nesse nível, que coincide com o nível da base das nuvens baixas, iniciar-se-á a condensação, que continuará a se processar com a subida da massa de ar.

As nuvens consistem de água em seus estados visíveis, sendo constituídas de gotículas d'água, cristais de gelo, ou uma mistura de ambos, suspensa no ar acima da superfície da Terra. Em geral, as nuvens são sustentadas por correntes ascendentes na atmosfera e, apesar de parecerem flutuar, os elementos que as compõem caem lentamente em relação ao ar circundante.

As nuvens, portanto, resultam da condensação e/ou do congelamento do vapor-d'água existente no ar atmosférico. O processo mais freqüente de formação de nuvens é o resfriamento do ar atmosférico provocado pela sua subida. As nuvens se formam quando o **ar saturado** é resfriado. Quando o ar contendo umidade ascende, afastando-se da superfície

da Terra, ele se resfria. Conforme a ascensão e o resfriamento continuam, a condição de **saturação** é atingida. Um resfriamento adicional força o vapor-d'água a mudar de estado, dando origem a uma nuvem. A condensação do vapor-d'água em gotículas tem lugar, preferencialmente, em torno de certas partículas sólidas existentes no ar, denominadas **núcleos de condensação**, constituídos por **substâncias higroscópicas**. Uma vez iniciado o processo, o vapor-d'água passa a condensar-se sobre a água líquida que já se tenha formado.

Basicamente, a subida do ar que dá origem às nuvens pode ser causada por três mecanismos distintos:

- Aquecimento desigual de massa de ar (convecção), quando o ar ascende por efeito do aquecimento que recebe da superfície da Terra;
- subida forçada pelo relevo, quando o ar ascende como resultado de um vento que sopra empurrando-o montanha acima; e
- ação de subida ao longo de frentes meteorológicas.

Todas as nuvens se constituem, inicialmente, na **troposfera**, podendo apresentar duas formas gerais. As nuvens podem aparecer como camadas uniformes ou extensos lençóis, cobrindo grandes áreas, sem muita altura ou desenvolvimento vertical. São, então, chamadas de **nuvens estratiformes**, estando associadas com **estabilidade** na atmosfera ou ausência de correntes ascendentes. Isto resulta, geralmente, em visibilidade ruim por baixo das bases das nuvens, devido à falta de correntes verticais para misturar e dispersar fumaça e partículas de poeira suspensas no ar. A precipitação associada às **nuvens estratiformes** é de caráter leve, contínua e extensiva. Às vezes, observam-se pancadas de chuvas fortes caírem de uma camada de **nuvens estratiformes**, mas isto significa que há **nuvens cumuliformes** na camada, invisíveis para o observador.

A outra forma geral das nuvens apresenta uma natureza volumosa, com desenvolvimento vertical considerável. São as **nuvens cumuliformes**. Enquanto as nuvens estratiformes se desenvolvem horizontalmente, as nuvens cumuliformes se desenvolvem verticalmente. A presença de correntes ascendentes, verticais, é característica das **nuvens cumuliformes**, podendo ser notadas observando-se o aspecto das nuvens, principalmente nos seus estágios de formação. Estas nuvens estão associadas com algum grau de **instabilidade** na atmosfera e a presença de correntes verticais. De fato, são estas correntes ascendentes que causam o desenvolvimento vertical das **nuvens cumuliformes**. Algumas destas nuvens, denominadas **cumulonimbus**, desenvolvem-se desde as proximidades da superfície, através da troposfera, até grandes altitudes, alcançando os primeiros níveis da estratosfera. A visibilidade nas condições que produzem **nuvens cumuliformes** é, em geral, boa, pois as correntes verticais presentes servem para misturar e distribuir através da atmosfera a fumaça e as partículas de poeira suspensas no ar. A precipitação associada às **nuvens cumuliformes** é de caráter forte, descontínua, em pancadas, com ou sem trovões.

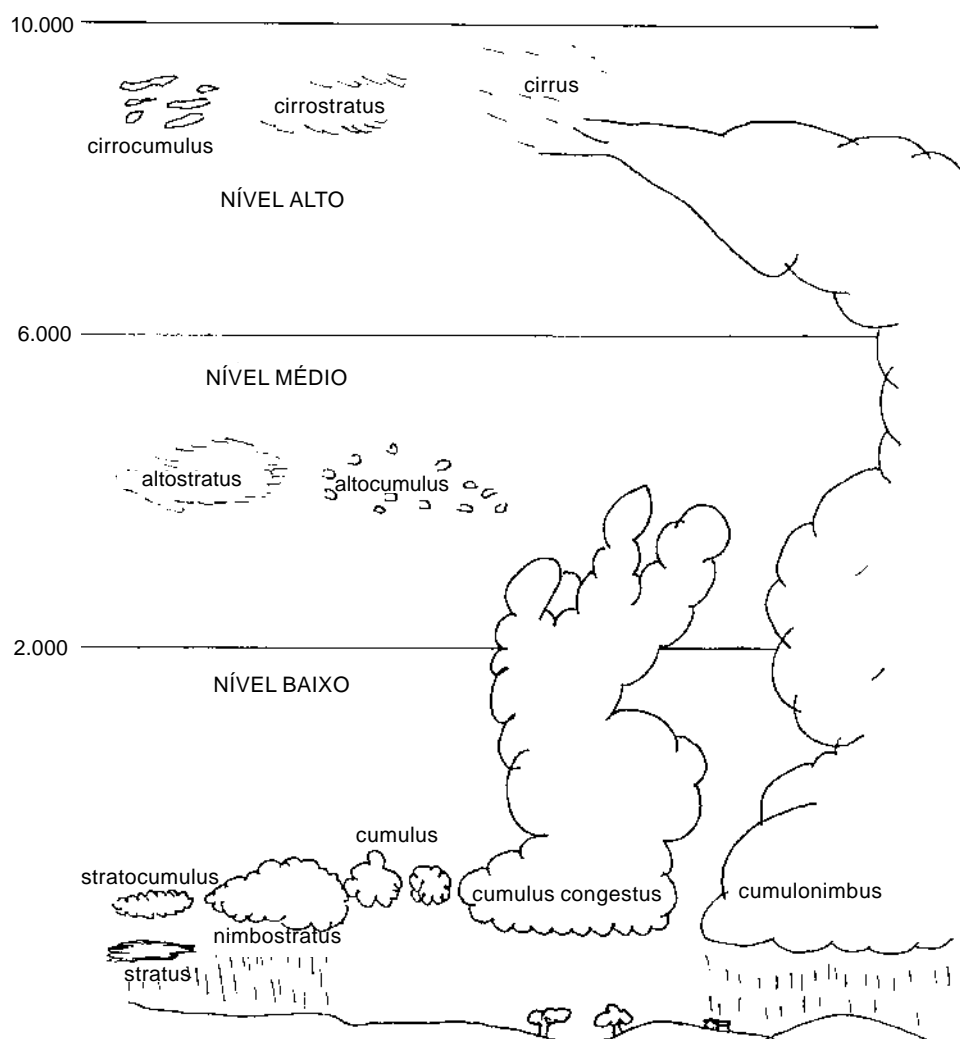
As **nuvens cumuliformes** apresentam protuberâncias, numa aparência de couve-flor, em contraste com a forma plana característica das **nuvens estratiformes**. As bases das **nuvens cumuliformes** normalmente se apresentam num mesmo nível, enquanto que a altitude dos seus topos é muito variável. O topo das nuvens deste tipo marcam o limite das correntes verticais que as produziram. A base das nuvens cumuliformes está, em geral, abaixo de 1.500 metros, pois, raramente, o teor de umidade é tão baixo que permita que o ar seja elevado até esta altitude sem haver condensação. O topo, no entanto, pode estar a qualquer altitude, dependendo apenas do grau de instabilidade da atmosfera. As **nuvens cumuliformes** dividem-se em três tipos, dependendo do seu tamanho e aspecto:

- Cumulus de bom tempo ou, simplesmente, cumulus;
- cumulus congestus ou pesados; e
- cumulonimbus.

O **cumulus** ou **cumulus de bom tempo** é uma nuvem pequena, vista comumente nas tardes de verão; sua altura, da base ao topo, não é maior que 1.000 metros e nenhuma precipitação está a ele associada. O **cumulus congestus** já é uma nuvem maior; o seu topo poderá estar até 3.000 ou 4.000 metros acima de sua base. Geralmente, não há precipitação decorrente de tal nuvem e, se isto vier a ocorrer, será sob a forma de pancadas, as quais podem se evaporar antes de atingir o solo. Um **cumulus congestus** poderá se degenerar, dando origem a pequenos cumulus, ou crescer cada vez mais e se transformar, rapidamente, num cumulonimbus com trovoadas.

O **cumulonimbus** é uma grande nuvem, com notável desenvolvimento vertical, estendendo-se desde as proximidades do solo até grandes altitudes, podendo alcançar os primeiros níveis da estratosfera. Uma nuvem **cumulonimbus** significa trovoadas e precipitação pesada, sob forma de pancadas, contínua turbulência e granizo em alguns pontos. O topo da nuvem é a região onde se formam os cristais de gelo, havendo dificuldade de distinguir o seu contorno, em contraste com a parte mais baixa da nuvem, perfeitamente delineada. A presença de cristais de gelo pode produzir chuvas pesadas.

Figura 45.30 – Classificação das Nuvens Quanto à Altura



A classificação internacional de nuvens baseia-se, essencialmente, em 10 grupos principais, denominados **gêneros**, dispostos, de acordo com a altitude da base das nuvens (isto é, da parte mais próxima da superfície da Terra), como no seguinte quadro (ver a figura 45.30):

| NUVENS ALTAS (C _H) (6.000 a 10.000 m) | NUVENS MÉDIAS (C _M) (2.000 a 6.000 m) | NUVENS BAIXAS (C _L) (< 2.000 m) |
|--|--|--|
| CIRRUS (Ci) | ALTOCUMULUS (Ac) | STRATUS (St) |
| CIRROCUMULUS (Cc) | ALTOSTRATUS (As) | NIMBOSTRATUS (Ns) |
| CIRROSTRATUS (Cs) | CUMULUS CONGESTUS – topo | STRATOCUMULUS (Sc) |
| CUMULONIMBUS (Cb) - topo | CUMULONIMBUS (Cb) - corpo | CUMULUS (Cu) |
| | | CUMULUS CONGESTUS - base |
| | | CUMULONIMBUS (Cb) - base |

– NUVENS ALTAS

Os **cirrus (Ci)** são nuvens brancas esparsas, de aparência delicada e fibrosa, dando a impressão de uma textura sedosa. Sua aparência fibrosa e sedosa deve-se ao fato de que são inteiramente constituídas de cristais de gelo. Seus delicados filamentos lembram os rabos de galo. Os **cirrus** aparecem de várias formas, como tufo isolados, linhas compridas e finas através do céu, ou podem estar dispostos em faixas paralelas que cruzam o céu em grandes círculos e parecem convergir em direção a um ponto do horizonte. Isto pode indicar, de modo geral, a direção de uma área de baixa pressão. Os **cirrus** podem aparecer muito brilhantes no nascer do Sol e no ocaso, pois, por causa de sua altitude, tornam-se iluminados antes que outras nuvens, pela manhã; ou permanecem iluminados após as demais, no pôr-do-Sol. **Cirrus** são geralmente associados com bom tempo, mas, se são seguidos por nuvens mais baixas e espessas, podem ser o aviso prévio de chuva, ou neve. As nuvens tipo cirrus com garras (rabos de galo) com acentuado deslocamento na direção do navio são uma boa indicação de mau tempo se aproximando.

Cirrocumulus (Cc) são nuvens delgadas e brancas, em forma de pequenos flocos de aspecto arredondado, compostas quase que exclusivamente de cristais de gelo. Apresentam-se, em geral, associadas aos **cirrus** e **cirrostratus**. Por vezes, os **cirrocumulus** aparecem dispostos de uma forma que dá ao céu uma aparência pedregosa (“céu pedren-to”), conhecida em inglês, como “mackerel sky” (céu de cavala), pois o padrão também lembra as escamas no dorso de um “mackerel”. Tal como os cirrus, os **cirrocumulus** são geralmente associados com bom tempo, mas podem preceder uma tormenta, se se tornarem cinzentos, mais espessos e mais baixos.

Cirrostratus (Cs) são nuvens muito delgadas, transparentes e esbranquiçadas, que têm a aparência de um véu. Às vezes, encobrem o céu total ou parcialmente, dando à abóbada celeste um aspecto leitoso. A cobertura de **cirrostratus** não é suficientemente densa para ocultar o contorno do Sol ou da Lua; no entanto, os cristais de gelo que compõem tais nuvens refratam a luz desses astros, formando halos em sua volta, com o Sol ou a Lua no centro. Os **cirrostratus** podem ser formados por cirrus que se tornaram mais espessos; se continua o aumento de espessura e essas nuvens descem para níveis mais baixos, os cristais de gelo se derretem, passando a gotículas d’água, e as nuvens tornam-se **altostratus**. Quando isto ocorre, pode-se esperar chuva dentro de 24 horas.

– NUVENS MÉDIAS

Os **altocumulus (Ac)** se dispõem em forma de camada, consistindo de nuvens grandes e arredondadas que tendem a juntar-se umas às outras. Podem variar em espessura e em cor, do branco ao cinza escuro, mas aparecem mais ou menos regularmente arranjadas.

Os **altocumulus** são compostos quase que exclusivamente de gotículas d'água. Algumas vezes os **altocumulus** se apresentam em faixas que se parecem com ondas oceânicas, com trechos do céu azul visível entre elas, produzindo uma impressão de “céu encarneirado”. Quando os **altocumulus** se tornam mais espessos e descem para níveis mais baixos, podem produzir chuvas e trovoadas, mas não trazem mau tempo prolongado.

Altostratus (As) são nuvens cinza-azuladas que se apresentam em camadas translúcidas de aspecto estriado, fibroso e uniforme, encobrindo o céu totalmente ou parcialmente. Possuem regiões suficientemente delgadas para deixar passar a luz do Sol ou da Lua. Tais astros, quando vistos através destas nuvens, aparecem como se estivessem brilhando atrás de um vidro semifosco, com uma coroa em torno, sem a formação de halos. Os **altostratus** são compostos de gotículas d'água e cristais de gelo, podendo conter, também, gotas de chuva e lâminas de neve. Se essas nuvens tornam-se mais espessas e descem para níveis mais baixos, ou se **nimbostratus** (ou “nuvens de chuva”) se formam abaixo delas, pode-se esperar chuva contínua (ou neve) dentro de poucas horas.

- NUVENS BAIXAS

Stratus (St) são nuvens baixas e cinzentas, em camadas bastante uniformes, que podem cobrir uma grande extensão do céu, parecendo um nevoeiro. Muitas vezes, a base dessas nuvens está a uma altura não maior que 300 metros (1.000 pés). São constituídos exclusivamente de gotículas d'água, na maioria das vezes. Em muitas ocasiões, a camada de **stratus** torna-se tão densa que permite apenas a passagem de pouca luz do Sol, reduzindo a visibilidade e prejudicando as operações aéreas. Algumas vezes, ventos fortes fragmentam os stratus, dando origem aos “**fractostratus**”. Uma neblina leve pode descer deste tipo de nuvem. Além disso, quando os **stratus** são densos podem produzir chuva ou neve granulada.

Stratocumulus (Sc) são nuvens baixas, cinzentas, de aspecto sedoso e formas arredondadas, que se apresentam em ondas de tal modo próximas entre si que, às vezes, dão ao céu uma aparência ondulada, similar à produzida pelos altocumulus. As camadas de **stratocumulus** movem-se para frente com o vento. Estas nuvens, compostas de gotículas d'água, algumas vezes acompanhadas de gotas de chuva ou grânulos de neve, são o produto final da mudança diária característica que sofrem as nuvens tipo **cumulus**. Os **stratocumulus** são, normalmente, seguidos de céu claro durante a noite.

Nimbostratus (Ns) são nuvens baixas e escuras, sem forma definida, que se apresentam em camadas quase uniformes, algumas vezes com bases irregulares. **Nimbostratus** são nuvens típicas de chuva. A precipitação que cai destas nuvens é contínua ou intermitente, mas nunca de pancadas fortes. Os **nimbostratus** são compostos de gotículas de água, algumas vezes super-resfriadas, e gotas de chuva, cristais e lâminas de neve, ou uma mistura dessas partículas líquidas e sólidas.

- NUVENS DE DESENVOLVIMENTO VERTICAL

Os **cumulus (Cu)**, como vimos, são nuvens de desenvolvimento vertical, formadas pelo ar ascendente, que é resfriado conforme alcança maiores altitudes. Têm uma base horizontal e um topo com formato de domo, do qual sobressaem protuberâncias, como numa couve-flor. Em geral, apresentam-se isoladas e densas. São formadas por processos mais rigorosos e apresentam, às vezes, enorme desenvolvimento vertical; essa grande quantidade de vapor, água e gelo em constante movimento provoca turbulência na atmosfera.

A nuvem **cumulus** de maior desenvolvimento é o **cumulonimbus (Cb)**. A presença de um Cb na atmosfera pode causar a ocorrência de forte turbulência, gelo, relâmpago,

trovoada, saraiva, precipitação, ventos muito fortes e, em certas áreas, até mesmo tornados e trombas-d'água. As variações de pressão são muito bruscas, tornando as indicações do barômetro e de outros instrumentos de bordo de baixa confiabilidade. A nuvem do tipo **cumulonimbus** constitui um caso especial, pois, tendo grande desenvolvimento vertical, ocupa todos os níveis (baixo, médio e alto). No entanto, deve ser observada como nuvem baixa.

Cirrus, **cirrocumulus**, **altocumulus** e **cumulus** ocorrem em camadas descontinuas, usualmente cobrindo uma parte do céu, sendo chamadas de nuvens de bom tempo, visto que não há ocorrência de chuvas ou ventos fortes associados com elas. Os demais tipos, **cirrostratus**, **altostratus**, **stratocumulus**, **stratus** e **nimbostratus**, formam camadas mais ou menos contínuas, muitas vezes cobrindo todo o céu. Pode ocorrer precipitação de qualquer desses tipos. **Cumulonimbus** e **cumulus congestus** são de grande espessura, sendo que os topos dos **cumulonimbus** se estendem de 3 a 8 km acima de suas bases (figura 45.31), estando associados a chuvas fortes e trovoadas.

Figura 45.31 – Distribuição Vertical Geral dos Tipos de Nuvens



A identificação dos diversos tipos de nuvens requer do navegante uma certa experiência.

O uso das fotografias sobre **CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS** incluídas no Apêndice a este Capítulo auxilia muito a identificar o tipo de nuvem observado.

A nebulosidade mais intensa ocorre nas regiões mais quentes, onde a evaporação é mais notável. Na região equatorial, a nebulosidade atinge o valor médio de 6 (seis décimos do céu encoberto); nos trópicos, a média alcança o valor 4 (quatro décimos de céu encoberto) e nas Latitudes temperadas o valor médio é de 5. Nas áreas marítimas, a nebulosidade é mais elevada que nas continentais.

f. VISIBILIDADE: NEVOEIRO E NÉVOA SECA

Define-se **visibilidade meteorológica** como a maior distância em que um objeto de características determinadas pode ser visto e reconhecido. Os seguintes fatores afetam a visibilidade no mar:

- (1) Precipitação;
- (2) névoa e nevoeiro;
- (3) borrifos ou espuma do mar arrastada pelo vento;
- (4) poeira; e
- (5) sal.

1. Precipitação

Os diferentes tipos de **precipitação** serão estudados no item seguinte. A chuva, exceto em pancadas fortes e passageiras, raramente reduz a visibilidade à superfície para menos de 1.500 metros. O chuveiro e a neve, em geral, reduzem a visibilidade em um grau maior que a chuva. Nevadas fortes podem reduzir a visibilidade a zero.

2. Névoa e nevoeiro

A **névoa** e o **nevoeiro**, abaixo estudados, são os fenômenos que reduzem a visibilidade em maior grau. Em um **nevoeiro denso**, a visibilidade, normalmente, cai a zero, ou a um valor próximo de zero.

3. Borrifos ou espuma do mar arrastada pelo vento

Quando ocorrem no mar ventos de força 10 ou acima, na escala Beaufort (velocidade ≥ 48 nós), as espumas se desprendem das cristas das ondas, provocando borrifos que podem reduzir drasticamente a visibilidade, para umas poucas dezenas de metros (50 m ou menos).

4. Poeira

A poeira fina transportada das regiões desérticas afeta a visibilidade no mar nas proximidades destas regiões. A poeira roxa do Saara é comumente observada nas áreas marítimas a oeste da África, até o arquipélago de Cabo Verde. Da mesma forma, as **monções de NE** na China transportam poeira amarela do interior do continente para além do Mar da China.

5. Sal

No mar, partículas de sal são levantadas e introduzidas na atmosfera, podendo reduzir a visibilidade, em uma faixa que varia de 500 a 1.000 metros de altitude.

– NEVOEIRO

Forma-se **nevoeiro** sempre que o ar superficial é levado à condição de saturação, ou melhor, um pouco além da saturação, para que se condense uma quantidade de vapor-d'água suficiente para afetar a visibilidade. Os processos capazes de levar o ar úmido da superfície à saturação e, assim, produzir **nevoeiro** são dois: o **resfriamento** e o **aumento**

da evaporação. O **nevoeiro** é, em síntese, uma nuvem que toca a superfície; uma nuvem cuja base esteja abaixo de 15 m (50 pés) de altura é denominada de **nevoeiro**.

O **nevoeiro** é formado pela condensação do vapor-d'água nas baixas camadas da atmosfera, reduzindo a visibilidade horizontal. É constituído de gotículas d'água minúsculas em suspensão na atmosfera. Seu aspecto é branco leitoso ou acinzentado, caso haja grande concentração de poluentes no ar. Em ambos os casos, pode-se **sentir** a umidade.

Para sua formação, o nevoeiro requer condições especiais, tais como:

- (1) Alta umidade relativa;
- (2) estabilidade atmosférica (ausência de correntes verticais);
- (3) resfriamento conveniente;
- (4) presença de núcleos de condensação; e
- (5) ventos fracos de superfície.

Como vimos, há semelhança entre nuvens baixas e nevoeiro. A diferença é que a base do nevoeiro está a menos de 15 metros da superfície, enquanto que a base de uma nuvem baixa estará em uma altura maior. Com a ocorrência de ventos fortes, ou pelo aquecimento, o nevoeiro se dissipa, ou pode ocorrer sua ascensão, formando uma nuvem tipo **stratus**.

O nevoeiro diminui a visibilidade para menos de 1 km; no caso de nevoeiro denso, a visibilidade pode ser reduzida a zero. Logo que for observada a ocorrência de nevoeiro, é necessário pôr em prática as medidas de segurança para navegação sob visibilidade restrita, especialmente aquelas estabelecidas pelos regulamentos internacionais, como o RIPEAM (Regulamento Internacional para Evitar Abalroamento no Mar).

O **nevoeiro** é formado quando o vapor-d'água existente na atmosfera se condensa, seja como resultado do resfriamento do ar ou do acréscimo ao seu teor de vapor-d'água, o que, por sua vez, conduz à seguinte classificação:

– **Nevoeiros de resfriamento** (ocorrem devido ao resfriamento do ar à superfície, pelo oceano ou pelo terreno subjacente).

O **resfriamento** pode ser produzido das seguintes maneiras:

- (a) Por contacto com o solo resfriado durante a noite (**nevoeiro de radiação**);
- (b) por contacto do ar quente e úmido em movimento com uma superfície (solo ou mar) mais fria, sobre a qual se desloca (**nevoeiro de advecção**); e
- (c) por ascensão adiabática do ar que se desloca, subindo por um terreno elevado (**nevoeiro orográfico** ou **de encosta**).

– **Nevoeiros de evaporação** (ocorrem devido ao aumento de evaporação, que tende a elevar a umidade relativa, provocar a saturação do ar à superfície e a condensação do vapor-d'água, com a conseqüente formação de nevoeiro).

O **aumento da evaporação** pode se dar por:

- (a) Evaporação de uma chuva quente em ar mais frio (**nevoeiro frontal**); e
- (b) evaporação de um mar mais quente em ar mais frio (**nevoeiro de vapor**).

– NEVOEIROS DE RESFRIAMENTO

A mais freqüente e decisiva causa de formação de nevoeiro é o resfriamento do ar, em contacto com a superfície.

• Nevoeiro de radiação

O **nevoeiro de radiação** é formado pelo ar úmido em contacto com a superfície da Terra, que foi submetida a um resfriamento noturno por radiação. Em noites claras e calmas, o solo perde calor muito rapidamente. O ar em contacto com o solo é resfriado por condução, a umidade relativa aumenta e ocorrem saturação e condensação, formando-se nevoeiro nas camadas próximas da superfície. Os **nevoeiros de radiação** não se formam normalmente sobre o mar, pois a superfície da água não sofre um grande resfriamento por radiação à noite. Porém, um vento que sopra de terra para o mar poderá transportar o **nevoeiro de radiação** para áreas marítimas costeiras, criando uma situação perigosa para a navegação, especialmente para embarcações que se aproximam da costa, vindas de uma área de boa visibilidade e, de repente, deparando-se com um banco espesso de nevoeiro.

O **nevoeiro de radiação** é, então, o tipo mais comum de nevoeiro terrestre, ou continental, pois no mar o resfriamento noturno é muito pequeno. Forma-se, normalmente, à tardinha ou de madrugada.

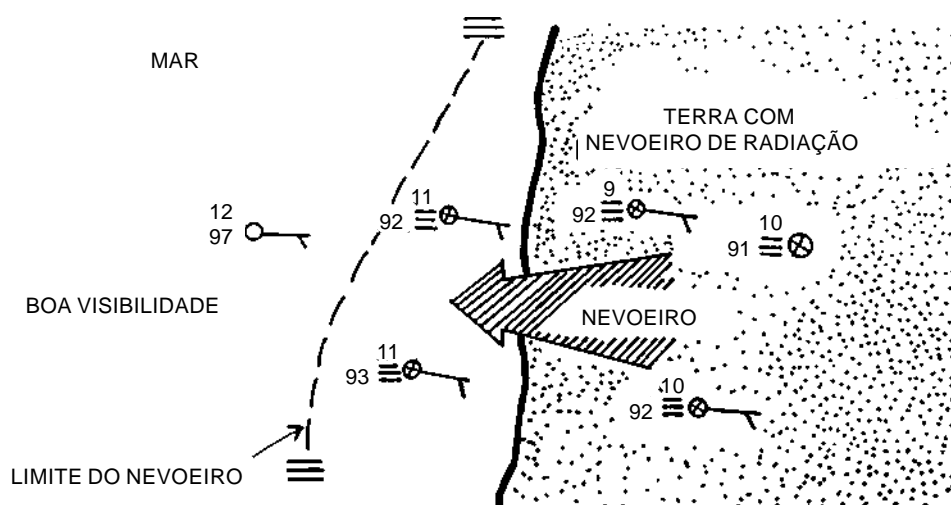
O nevoeiro de radiação forma-se nos lugares úmidos, normalmente após dia e noite límpidos, se o vento não é forte e o ar é estável. Essas condições são frequentes nos **anti-ciclones**. Ele começa a se dissipar à medida que os raios solares aquecem o solo, que, por sua vez, aquece o ar adjacente por condução. Como os demais nevoeiros, quando o vento se intensifica, tende a se dissipar, ou se elevar, tornando-se uma nuvem baixa.

Então, as condições favoráveis para a formação de **nevoeiro de radiação** são:

- (1) Ar calmo, ou quase calmo;
- (2) céu claro; e
- (3) alta umidade relativa.

A figura 45.32 mostra um **nevoeiro de radiação** formado sobre terra sendo conduzido para uma área marítima costeira, por um vento que sopra de terra para o mar, afetando a visibilidade na referida área.

Figura 45.32 – Nevoeiro de Radiação Formado em Terra e que se Desloca para o Mar



• Nevoeiro de advecção

O **nevoeiro de advecção** é formado pelo ar úmido e quente deslocando-se sobre uma superfície mais fria. É muito comum ao longo das regiões costeiras e sobre o mar. É

produzido pelo resfriamento das camadas mais baixas do ar úmido e quente, quando este se move sobre uma superfície mais fria. O resfriamento das massas de ar em movimento depende da diferença de temperatura entre elas e a superfície sobre a qual deslizam. No inverno, este tipo de nevoeiro ocorrerá quando o ar dos oceanos, mais quente e úmido, invade os continentes frios. Por outro lado, no verão, água fria ao longo dos continentes frequentemente produz **nevoeiro de advecção** no mar, quando o ar quente e úmido desloca-se da terra para o oceano. O **nevoeiro de advecção** é o tipo de nevoeiro mais freqüente no mar, sendo comum em Latitudes mais altas no verão, quando os ventos de Latitudes mais baixas carregam o ar úmido e quente sobre águas progressivamente mais frias. Assim, tais nevoeiros são comuns sobre as correntes marítimas frias, como a Corrente do Labrador, durante as invasões de ar quente. Também ocorrem no Golfo do México, durante o inverno, devido às águas frias do Mississippi, vindas do Norte.

Para haver **nevoeiro de advecção** é necessário haver vento, para deslocar o ar quente e úmido para regiões mais frias. No entanto, o vento não pode ser forte, pois isto favorece a mistura vertical de ar. Na prática observa-se que, quando a velocidade do vento passa de aproximadamente 15 nós, a turbulência resultante geralmente eleva o nevoeiro, formando-se, então, as nuvens **stratus**.

A previsão do **nevoeiro de advecção** consiste em estabelecer a trajetória do ar quente e úmido e estudar o resfriamento que este sofre em seu deslocamento. O **nevoeiro de advecção** pode ser muito denso e persistir por longos períodos. Na previsão do nevoeiro de advecção atentar, também, para que haja as seguintes condições propícias: o mar seja bem mais frio que o ar; o ar se desloque sobre isotermas cada vez mais frias, com velocidade moderada (vento moderado); elevada umidade relativa e grande estabilidade atmosférica.

· **Nevoeiro orográfico ou nevoeiro de encosta**

O **nevoeiro orográfico** é formado pelo ar úmido que se resfria devido à expansão que sofre quando se move para cima, deslocando-se ao longo de uma encosta ou montanha. Se este resfriamento for suficiente para saturar o ar e produzir a condensação, forma-se o **nevoeiro orográfico**. Um vento encosta acima é necessário para formação e manutenção deste tipo de nevoeiro. Como ocorre com os outros tipos, quando o vento se torna bastante forte, o nevoeiro se eleva, tornando-se uma nuvem **stratus**.

- **NEVOEIROS DE EVAPORAÇÃO**

Se a evaporação for suficiente para aumentar a umidade relativa até tornar o ar saturado e houver núcleos de condensação na atmosfera, ocorrerá a condensação do vapor-d'água existente no ar e a conseqüente formação do nevoeiro.

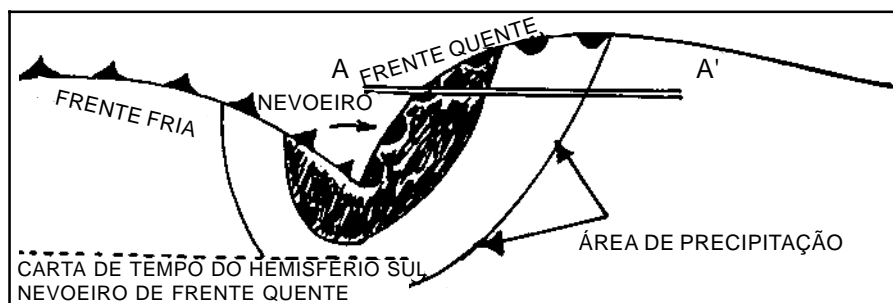
Os **nevoeiros de evaporação** dividem-se em **nevoeiros frontais** e **nevoeiros de vapor** ("steam fog").

· **Nevoeiros frontais**

Uma **frente**, como veremos, é a superfície de contacto entre duas massas de ar, uma quente e outra fria. O ar quente, sendo mais leve, subirá, resfriando-se adiabaticamente e provocando condensação do vapor-d'água nele existente e precipitação. As gotas de chuva, provenientes do ar quente superior, estão mais aquecidas que a camada de ar frio

superficial sob a frente; assim, a precipitação do ar quente invasor se evapora quando cai através do ar frio e o satura, formando nevoeiro. Os **nevoeiros frontais** ocorrem freqüentemente no **inverno** e, em geral, estão associados com **frentes quentes**. Ocasionalmente, formam-se em frentes frias ou estacionárias. Os **nevoeiros frontais** formam-se rapidamente e muitas vezes cobrem extensas áreas. O **nevoeiro frontal** só se forma quando a temperatura da água que se precipita do ar quente é muito maior do que a do ar frio sob a frente. Isso significa que este tipo de nevoeiro ocorre apenas em conexão com frentes bastante intensas. A figura 45.33 mostra um esquema de nevoeiro frontal.

Figura 45.33 – Nevoeiro Frontal



• Nevoeiro de vapor (“steam fog”)

O **nevoeiro de vapor** é resultado do movimento do ar muito frio sobre uma superfície de águas mais quentes (de temperatura muito superior à do ar). Forma-se quando a evaporação da superfície líquida aquecida produz vapor-d’água que junta-se ao ar frio, o qual torna-se saturado e provoca a condensação. O **nevoeiro de vapor** eleva-se sobre a superfície do mar, sendo, por isso, também denominado de **fumaça do mar** (“**sea smoke**”).

Este tipo de nevoeiro é freqüente nas regiões polares e subpolares, em especial no inverno, quando o ar extremamente frio vindo da região dos pólos escoa-se sobre mares mais quentes. Por estarem as águas do mar muito mais quentes que o ar, a evaporação é tão intensa que o vapor desprende-se da água, saturando o ar frio e formando o nevoeiro, denominado, então, “frost smoke” (fumaça congelada).

Como sabemos, a água tem um grau de calor específico maior que o do ar. Por isso, é freqüente a ocorrência do nevoeiro de vapor no inverno. Podemos citar, como exemplo, a ocorrência de nevoeiro no inverno, na Baía de Guanabara. Observando as informações do Atlas de Cartas Piloto para a área do Porto do Rio de Janeiro, podemos notar que o percentual de ocorrência de nevoeiro é tanto maior quanto maior for a temperatura da água do mar à superfície, em relação à temperatura do ar.

| PORTO DO RIO DE JANEIRO | | | |
|-------------------------|-------------------|----------------------------|----------|
| Mês | Temperatura Média | Temperatura da Água do Mar | Nevoeiro |
| MAIO | 23,5° C | 24,0° C | 10,2% |
| JUNHO | 22,6° C | 23,0° C | 12,0% |
| JULHO | 21,8° C | 22,0° C | 10,1% |
| AGOSTO | 22,2° C | 22,0° C | 7,0% |
| SETEMBRO | 22,0° C | 22,0° C | 7,0% |

Os **nevoeiros** são classificados, conforme o seu grau de intensidade e os seus efeitos sobre a visibilidade horizontal, em:

– **nevoeiros fortes**: quando a visibilidade é reduzida para até 100 metros, ou menos, de distância do observador; e

– **nevoeiros fracos ou leves**: quando a visibilidade varia de 100 m até 1 km de distância do observador.

Quando o fenômeno tem a aparência de um nevoeiro muito fraco e a visibilidade horizontal, embora reduzida, é ainda maior que 1 km (variando, normalmente, entre 1 e 2 km), é denominado de **névoa úmida** ou **neblina**. A **névoa úmida** apresenta uma grande quantidade de matéria sólida em suspensão no ar (poluentes atmosféricos), em relação às gotículas d'água, que são minúsculas e mais dispersas.

– PREVISÃO DE NEVOEIROS

Para previsão de nevoeiros, os navegantes poderão adotar o seguinte procedimento:

(a) Medir a **temperatura do ar**, ou **temperatura do termômetro seco (Ts)**, e a **temperatura do termômetro úmido (Tu)**;

(b) com as temperaturas acima, extrair das tabelas ou diagramas apresentados a **temperatura do ponto de orvalho (Td)** e a **umidade relativa (U%)**;

(c) medir a **temperatura da água do mar** à superfície; e

(d) se a diferença entre a **temperatura do ponto de orvalho** e a **temperatura da água do mar** for de aproximadamente 1°C (mar aberto) ou 2°C (litoral), e a **umidade relativa** for igual ou superior a 95%, as condições são favoráveis para formação de nevoeiro (o nevoeiro só se formará se forem encontradas estas condições).

– NÉVOA SECA

Nevoa seca é a concentração de minúsculas partículas secas, de poeira ou de sal, no ar atmosférico, muito pequenas para serem individualmente distinguidas, mas em número suficiente para reduzir a visibilidade horizontal e projetar um véu azulado ou amarelado sobre a paisagem, mascarando suas cores e fazendo com que os objetos apareçam de forma indistinta, mal definidos. A **névoa seca** apresenta uma tonalidade diferente, de acordo com a paisagem associada. Apresenta uma tonalidade azul-chumbo, quando vista na direção de um fundo escuro (serras, cidades, etc.); porém, torna-se amarela ou alaranjada, quando vista de encontro a um fundo claro (Sol, nuvens no horizonte). A umidade está sempre abaixo de 80%, porque não existe, em suspensão, água em quantidade considerável.

Como o nevoeiro, a **névoa seca** é encontrada na atmosfera estável. Por outro lado, como se conclui de seu nome, difere, essencialmente, do nevoeiro, por se formar exclusivamente quando a umidade relativa é pequena. Enquanto o nevoeiro, normalmente, tem pequena extensão vertical, a **névoa seca** pode apresentar uma grande espessura.

A **fumaça** no ar também pode afetar a visibilidade horizontal, nas proximidades de sua fonte de origem. Para que a fumaça venha a figurar como estado de tempo, é necessário que haja estabilidade atmosférica e o vento esteja fraco. A **fumaça** é dissipada com pequeno aumento da velocidade do vento; no entanto, sua presença no ar significa uma condição excelente para que se forme um nevoeiro denso, pois as partículas de carbono em suspensão na atmosfera são ótimos **núcleos de condensação**.

O “**smog**” (“**smoke**” + “**fog**”) é uma mistura de fumaça e nevoeiro, que também afeta a visibilidade. É um caso especial em que a umidade relativa não é tão baixa como na névoa seca, nem tão alta como no nevoeiro ou na neblina. A umidade relativa de 100% é uma situação de equilíbrio quando a água é pura, e a ela é referida. Se a água contida na atmosfera não for pura, pela presença de impurezas, pode ocorrer a saturação do ar com menos de 100% de umidade relativa, dando origem ao “**smog**”.

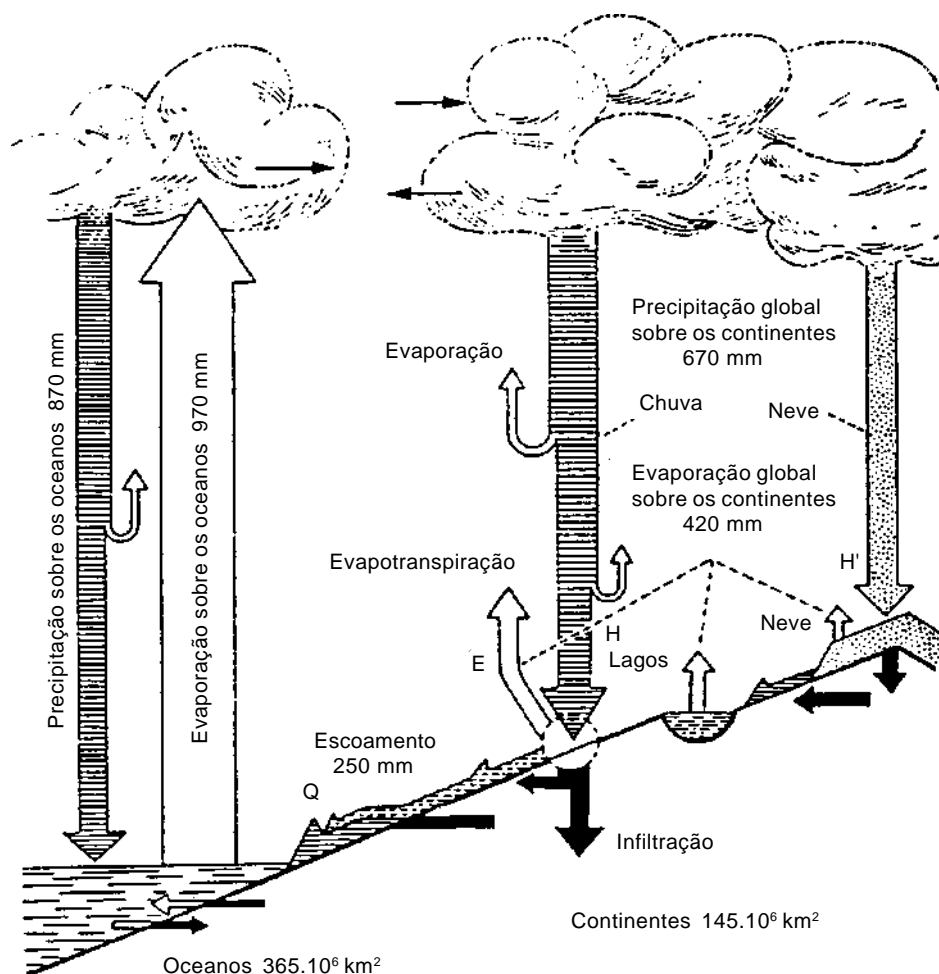
g. PRECIPITAÇÃO

Denomina-se **precipitação** à descida de uma parcela do ar atmosférico sob a forma líquida e/ou sólida para níveis inferiores. Pode ocorrer sob a forma de chuva, chuvisco ou garoa, neve, granizo ou saraiva, ou uma combinação deles. Nem toda **precipitação** atinge a superfície terrestre, pois parte dela evapora-se em seu caminho descendente, ao encontrar maiores pressões e temperaturas. Todas as formas de precipitação podem reduzir a visibilidade, até um grau que torne perigosa a operação de navios e aeronaves.

A precipitação ocorre quando o tamanho e o peso das gotas d'água, das partículas e cristais de gelo, ou flocos de neve, são suficientes para romperem o equilíbrio entre a força da gravidade e as correntes de ar ascendentes. A precipitação líquida pode ser classificada como chuva e chuvisco ou garoa; a precipitação sólida como neve, granizo e saraiva. A precipitação também pode ser classificada como contínua, intermitente e em pancadas (esta última situação ocorre com nuvens Cumuliformes).

A precipitação constitui uma etapa do ciclo da água na natureza (figura 45.34).

Figura 45.34 – Ciclo da Água na Natureza



De maneira diferente da garoa, chuva, neve ou granizo, que se formam no ar e caem em direção à superfície terrestre, o **orvalho** e a **geada** se formam diretamente sobre o terreno. O **orvalho** é a condensação direta sobre o solo, que ocorre geralmente durante a noite, quando a superfície da Terra se resfria por radiação. O **orvalho** é constituído

de gotículas d'água numerosas e pequenas, que se depositam principalmente sobre as folhas, as flores e todas as partes baixas das plantas, em particular durante as noites de verão. Quando ocorre um resfriamento súbito do solo, durante a noite, há, em consequência, a condensação da umidade existente nas camadas atmosféricas em contato com ele e, também, da transpiração que as plantas exalam, sob a forma de vapor-d'água, dando origem ao **orvalho**. A ausência de vento favorece o processo. Além disso, o orvalho se forma em estepes secas próximas à costa, onde a brisa do mar coloca uma estreita camada de umidade durante o dia, que se condensa com o frio da noite.

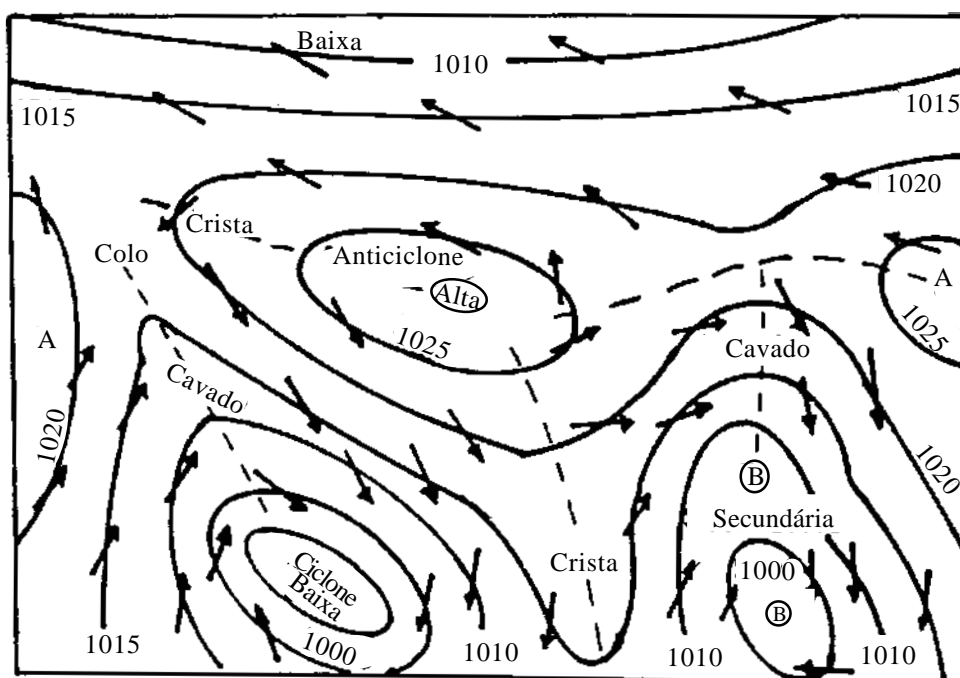
A **geada** é constituída por cristais de gelo e ocorre da mesma forma que o orvalho, só que aqui o vapor-d'água se transforma diretamente em cristais de gelo. Assim, a **geada** tem a mesma origem que o orvalho comum, sendo provocada pela presença, nas camadas atmosféricas em contato com o solo, de uma certa quantidade de umidade, que se forma com a ajuda da transpiração vegetal, e de um brusco resfriamento, quando a temperatura ambiente atinge valor inferior a 0°C. A **geada** se forma durante as noites límpidas e sem vento, quando o vapor-d'água transforma-se em agulhas de gelo.

45.3 FENÔMENOS METEOROLÓGICOS BÁSICOS: CICLONES (DEPRESSÕES) E ANTICICLONES; MASSAS DE AR E FRENTES

a. CICLONES (DEPRESSÕES) E ANTICICLONES

Como vimos, as **isóbaras** são linhas que unem os pontos que têm o mesmo valor de pressão ao nível do mar. As **isóbaras** traçadas numa **carta meteorológica de superfície** definem uma **configuração isobárica**, onde podem ser identificados os sistemas de **altas pressões (anticiclones)** e os sistemas de **baixas pressões (ciclones)**. Na figura 45.35 são mostrados alguns sistemas típicos de pressão e de ventos para o Hemisfério Sul.

Figura 45.35 – Sistemas de Pressão e Direções do Vento para o Hemisfério Sul



Quanto mais estreito for o espaçamento entre as isóbaras, maior será o gradiente de pressão e, portanto, maior será a velocidade do vento. Conforme sabemos, os ventos não sopram paralelos às isóbaras, formando com elas ângulos de 20° a 30° para o lado dos **centros de baixa pressão**. Num **anticiclone**, o ângulo dos ventos com as isóbaras é maior e sempre para o lado de fora do centro de alta.

Os **anticiclones** são regiões de **altas pressões**. A pressão é máxima no centro, que está circundado por isóbaras fechadas. Ventos fracos e tempo bom ocorrem próximo ao centro do **anticiclone**. A circulação nos **centros de alta pressão**, no Hemisfério Sul, é divergente e no sentido anti-horário (figuras 45.36 e 45.37 a). No Hemisfério Norte, a circulação anticiclônica efetua-se no sentido horário (figura 45.37 b). Uma **crista** é uma área alongada de alta pressão (ver as figuras 45.35 e 45.38).

A **crista** caracteriza-se pelo alongamento das isóbaras de um centro de alta pressão em determinada direção (ao longo do eixo da crista). A saliência é mais pronunciada conforme as isóbaras se afastam do centro de alta, na direção da periferia. Quando a crista é bem pronunciada, constata-se a circulação de ar quente para regiões mais frias e, normalmente, a ocorrência de **frente quente**. Por esta razão, é importante a identificação das regiões onde ocorrem cristas. O **eixo da crista** está sempre apontando para a direção das altas latitudes, ou seja, para o norte no HN e para o sul no HS (ver a figura 45.35).

Figura 45.36 – Circulação Anticiclônica no Hemisfério Sul: Divergente e no Sentido Anti-horário

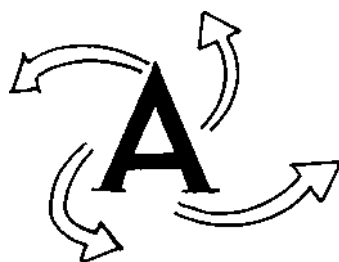


Figura 45.37 – Circulação Anticiclônica no Hemisfério Sul e no Hemisfério Norte

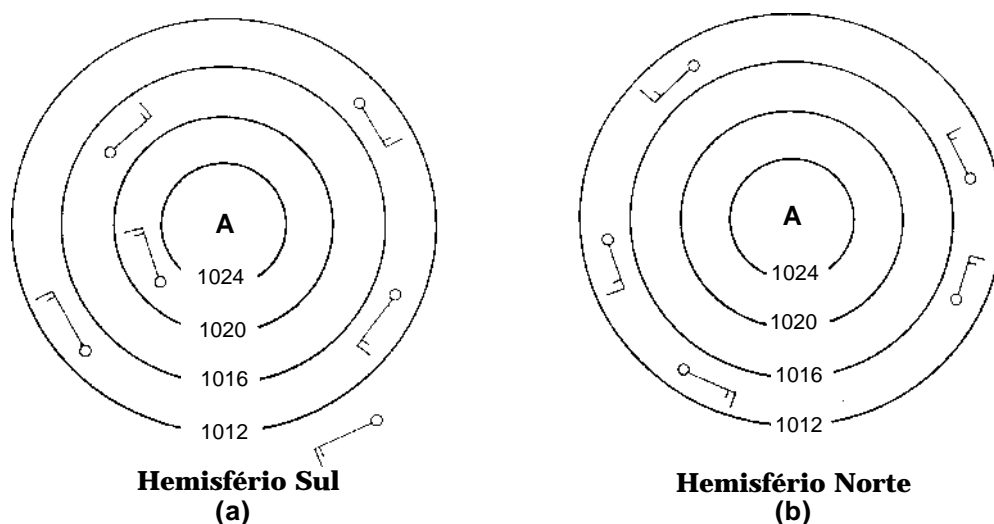
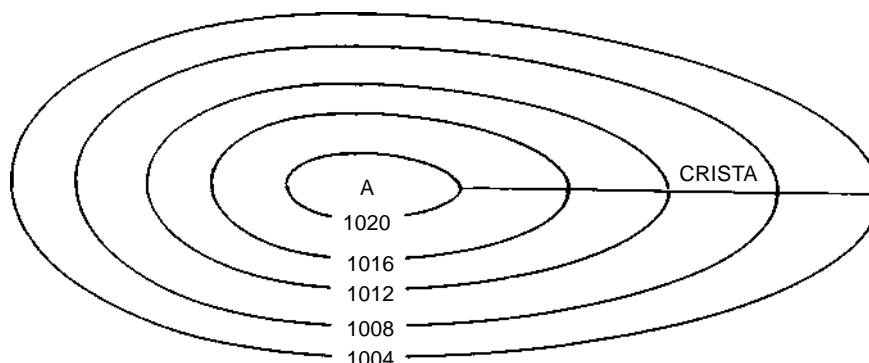


Figura 45.38 – Crista (Área Alongada de Alta Pressão)

Um **ciclone** é uma depressão barométrica, delimitada por uma série de isóbaras ovais ou quase circulares, que envolvem uma área de pressões baixas, isto é, uma área onde as pressões decrescem da periferia para o centro. A circulação nos **centros de baixa pressão**, no Hemisfério Sul, é convergente e no sentido horário (figuras 45.39 e 45.40 a). No Hemisfério Norte, a circulação ciclônica efetua-se no sentido anti-horário (figura 45.40 b). Um **cavado** é uma configuração típica dos ciclones, em que uma cunha de baixas pressões afasta-se do centro da depressão; no eixo do **cavado** as isóbaras estão mais distantes do centro de baixa pressão do que nas demais direções (figuras 45.35 e 45.41).

A saliência é mais pronunciada conforme as isóbaras se afastam do centro de baixa. Quando o **cavado** é bem acentuado, constata-se a circulação de ar frio para regiões mais quentes e, normalmente, a ocorrência de **frente fria**. Por esta razão, é importante, na análise de cartas sinóticas de pressão à superfície e de imagens de satélites meteorológicos, a identificação das regiões onde ocorrem cavados. O **eixo dos cavados** está sempre voltado para o Equador (ver as figuras 45.35 e 45.41).

Uma **garganta** é a região que separa duas **depressões** e dois **anticiclones**. O colo da **garganta** localiza-se na interseção do eixo de um cavado e do eixo de uma crista (figuras 45.35 e 45.42). Ao atravessar uma **garganta**, o gradiente de pressão muda de sentido gradualmente; como consequência, o vento ali é fraco e de direção variável.

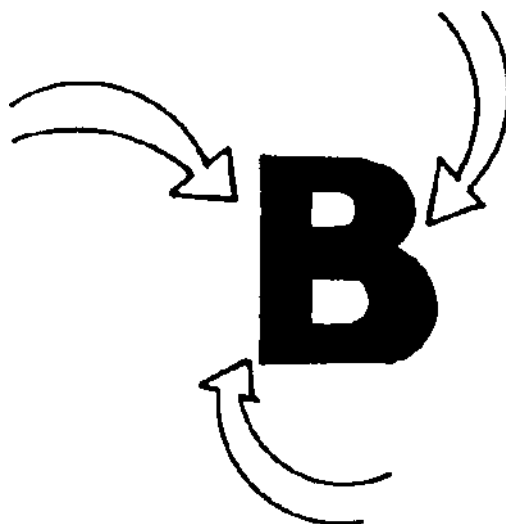
Figura 45.39 – Circulação Ciclônica no Hemisfério Sul: Convergente e no Sentido Horário

Figura 45.40 – Circulação Ciclônica no Hemisfério Sul e no Hemisfério Norte

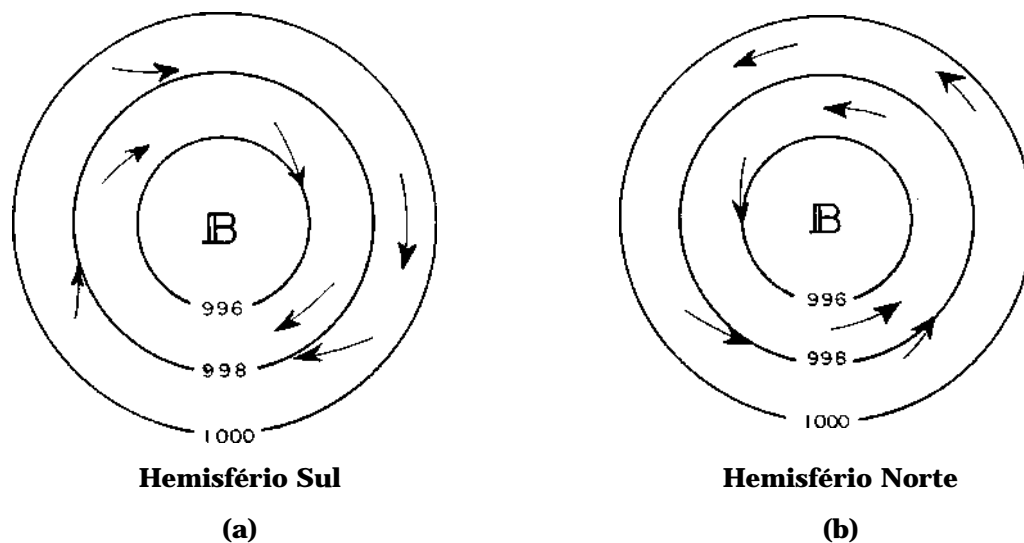


Figura 45.41 – Configuração de um Cavado (Área Alongada de Baixas Pressões)

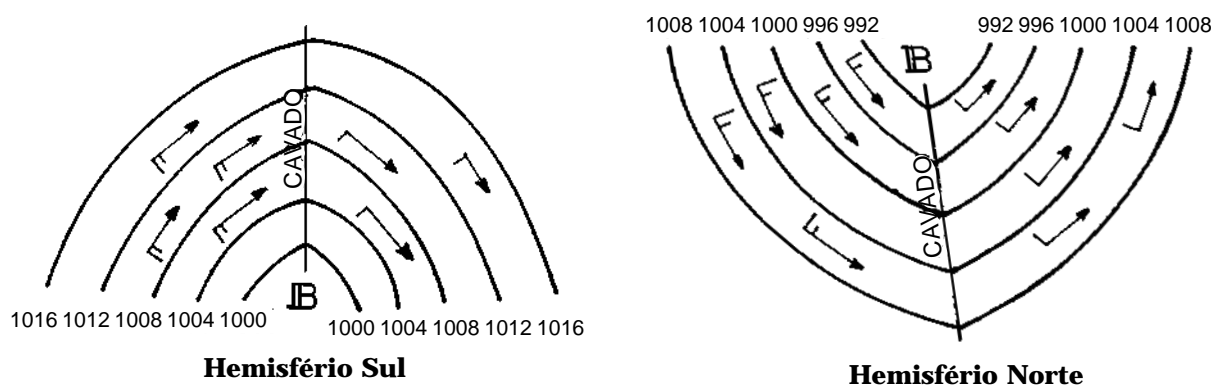
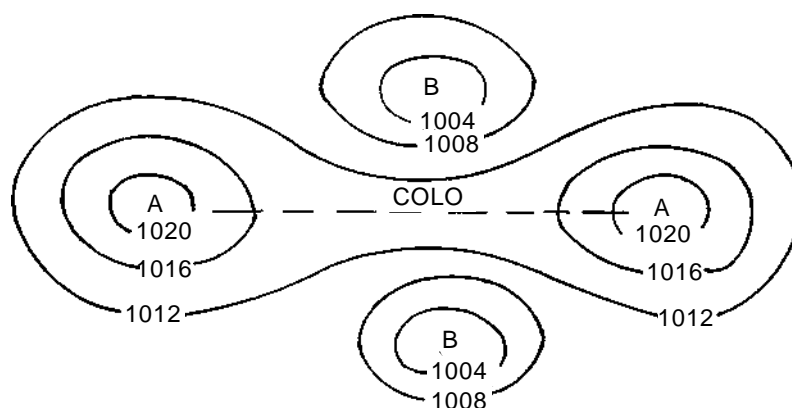


Figura 45.42 – Configuração de um Sistema de Pressão Típico de uma Garganta



O **mau tempo**, em qualquer parte do globo, está quase sempre associado a uma convergência de ventos, ou seja, a um **ciclone** ou **depressão**. Os ciclones são divididos, conforme a região em que se formam, em **ciclones tropicais**, que representam o mais impressionante fenômeno que se forma na atmosfera, como visto no Capítulo 42, e **ciclones extratropicais** ou **depressões extratropicais**, que estudaremos a seguir.

b. DEPRESSÕES EXTRATROPICAIS

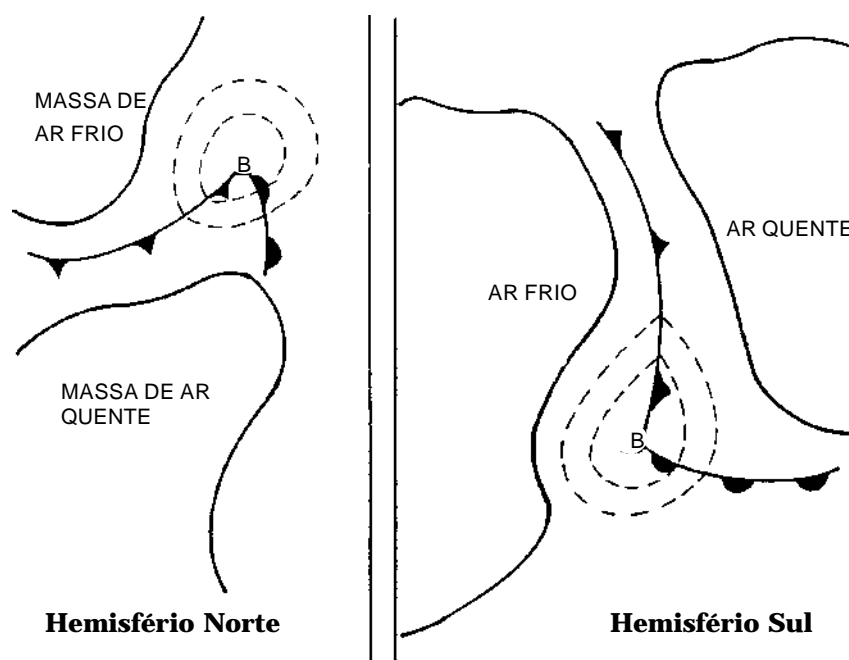
São as **depressões** ou **ciclones** que se formam fora das regiões tropicais. Os **ciclones extratropicais** acham-se associados com os movimentos da **frente polar** na direção do equador e, normalmente, se originam longe dos trópicos, numa zona conhecida como área de ciclogênese ou região frontogenética, em ambos os hemisférios.

A **frente polar**, como vimos, é a interseção com o globo terrestre da superfície de separação entre os ventos **Estes Polares** (que sopram de NE no Hemisfério Norte e de SE no Hemisfério Sul, transportando ar frio e seco das regiões frígidas) e os **ventos predominantes de Oeste** (que sopram de SW no Hemisfério Norte e de NW no Hemisfério Sul, transportando ar mais quente e úmido das regiões subtropicais). Esta linha muda constantemente de forma e de posição, em consequência da instabilidade do ar nas suas vizinhanças. É sobre a **frente polar** que se geram as **depressões extratropicais** ou **depressões das zonas temperadas**.

- FORMAÇÃO DAS DEPRESSÕES EXTRATROPICAIS

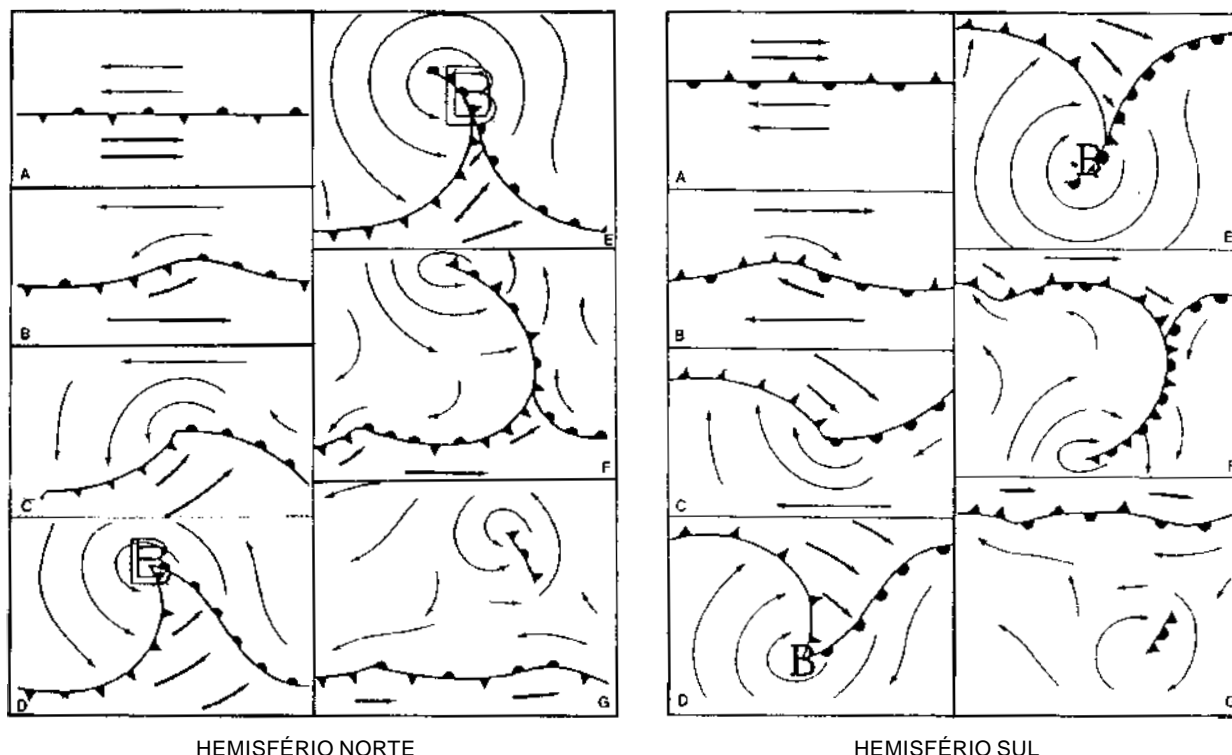
A condição essencial para a formação de uma **depressão extratropical** é a existência de massas de ar quente e frio adjacentes (figura 45.43). A junção dessas massas de ar de temperaturas e umidades diferentes, deslocando-se em sentidos opostos, é que dará origem aos **ciclones extratropicais**.

Figura 45.43 – Formação de uma Depressão Extratropical



O processo de formação e o ciclo de vida de um **ciclone extratropical** podem ser explicados do seguinte modo:

Figura 45.44 – Processo de Formação e Ciclo de Vida de uma Depressão Extratropical



– Quando as duas massas de ar em contacto não diferem muito em **temperatura** e **umidade**, mantém-se entre elas um estado de equilíbrio, que dá à **frente polar** um carácter estável. Neste caso, as isóbaras são aproximadamente paralelas à frente polar, de um lado e de outro, com os ventos em ambos os lados da frente soprando paralelos a ela, como mostrado na condição inicial da figura 45.44 (A);

– pequenas perturbações nesse estado de relativo equilíbrio, como um aquecimento local desigual e terreno irregular provocam desequilíbrio de pressões, que podem dar início a uma curvatura tipo onda na frente (situação B da figura 45.44). Então, a frente deforma-se e um sistema ciclónico de ventos entra em formação;

– se esta tendência persiste e a onda aumenta em amplitude, em consequência do desequilíbrio das duas massas de ar adjacentes, uma língua de **ar subtropical** penetra na zona de **ar frio**; subsequente, o ar frio avança por trás e por baixo do ar quente, resultando na deformação da frente polar e das isóbaras e estabelecendo uma **circulação ciclônica** (no sentido horário no Hemisfério Sul e no sentido anti-horário no Hemisfério Norte). Uma seção da frente começa a se mover como uma **frente quente**, enquanto a seção adjacente começa a se deslocar como uma **frente fria** (C, figura 45.44). Esta espécie de deformação é denominada **onda frontal**;

– no pico da onda frontal, na ponta da língua ou setor de ar quente, forma-se um **centro de baixa pressão**. A circulação ciclônica torna-se mais intensa e as componentes dos ventos perpendiculares às frentes são agora bastante fortes para deslocá-las, com a **frente fria** movendo-se mais rapidamente que a **frente quente** (D, figura 45.44);

– a **depressão** evolui e entra em sua fase ativa, distinguindo-se as frentes fria e quente, sobre as quais incidem, respectivamente, o ar frio (vindo de Latitudes elevadas) e o ar subtropical, mais quente. A frente fria avança por baixo do ar quente, que vai subindo na atmosfera; a língua ou setor quente alonga-se e se estreita. Quando a **frente fria** alcança a **frente quente**, as duas são ditas oclusas (fecham-se juntas) e o processo, ou resultado, é chamado de **oclusão** (E, figura 45.44). A **depressão**, então, está no apogeu; esta é a hora de máxima intensidade da onda ciclônica;

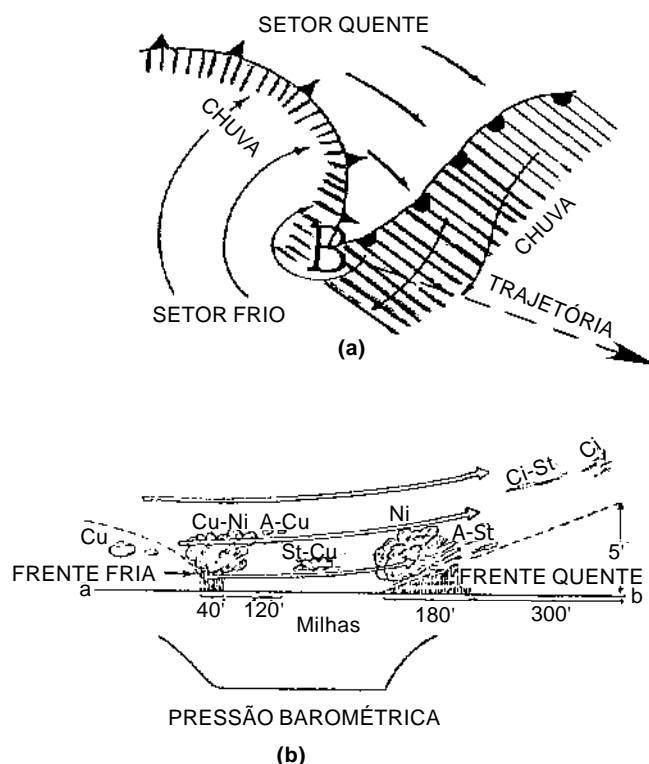
– quando a oclusão continua a se estender, a língua de ar quente desaparece, a circulação ciclônica diminui de intensidade, o **centro de baixa pressão** se enfraquece e o movimento frontal se retarda (**F**, figura 45.44). A **depressão** desfaz-se em seguida e o equilíbrio de temperaturas e pressões tende a se restabelecer. A velocidade do vento diminui e a chuva desaparece; e

– algumas vezes, uma nova onda frontal pode começar a se formar ao longo da porção de oeste da frente fria. No estágio final, as duas frentes se tornam outra vez uma única **frente estacionária**. O **centro de baixa** com seu remanescente da oclusão terá desaparecido (**G**, figura 45.44).

– CONDIÇÕES DE TEMPO ASSOCIADAS ÀS DEPRESSÕES EXTRATROPICAIS

O ciclo de vida de uma **depressão extratropical** estende-se, normalmente, por 5 ou 6 dias, atingindo a maior violência ao fim de 1 dia após a sua formação. O **centro de baixa** desloca-se de Oeste (**W**) para Leste (**E**), seguindo a direção do vento no setor quente, isto é, no Hemisfério Sul move-se na direção **ESE** (figura 45.45) e no Hemisfério Norte na direção **ENE**. A velocidade de translação da depressão regula, em média, de 20 a 30 nós. A depressão desloca-se inicialmente devagar, mas aumenta de velocidade quando entra em sua fase mais ativa. Por fim, move-se lentamente de novo. A violência das depressões é variável; via de regra, as baixas barométricas profundas originam ventos tempestuosos, as outras podem apenas causar ventos moderados. A área de uma depressão atinge, normalmente, de 500 a 1.000 milhas.

Figura 45.45 – Depressão na Fase Ativa (Hemisfério Sul)



Em geral, nas Latitudes médias, especialmente durante o inverno, observam-se ventos fortes e tempestuosos associados aos ciclones extratropicais. Atrás de uma frente fria há uma depressão em desenvolvimento e, à medida que esta se intensifica, a região sujeita às ocorrências de ventos fortes torna-se mais extensa. Nestas áreas, no Hemisfério Sul o vento ronda de NW para SW (figura 45.45 a) e aumenta de velocidade. As condições de mar podem ser especialmente perigosas e as embarcações podem sofrer danos.

Ao longo do ciclo de vida de uma depressão extratropical desenvolvem-se tipos de nebulosidade bastante variados. Em termos gerais, esta nebulosidade pode ser classificada como ilustra o esquema da figura 45.45 b. Os sinais precursores das depressões são os **cirrus**, os quais aparecem no Zênite quando o centro de baixa ainda se encontra a centenas de milhas de distância.

As regiões **ciclogênicas** na América do Sul são, principalmente, o extremo sul do continente, o nordeste da Argentina, o Paraguai e o sul do Brasil.

A navegação na costa do Brasil e no Atlântico Sul geralmente passa ao norte da região de ciclogênese, onde nascem as depressões extratropicais. Neste caso, a passagem do fenômeno será observada a bordo na ordem a seguir indicada (ver a figura 45.45):

- **Antes da passagem da frente quente:** vento moderado de **NE**, rondando para **N** e **NW**, com aumento de força; baixa contínua do barômetro; temperatura elevada, aumentando progressivamente; visibilidade regular; extensas camadas de nuvens formadas por **cirrus**, **cirrostratus**, **altostratus** e, finalmente, **nimbostratus**; chuva numa zona de cerca de 180 milhas de largura;

- **passagem da frente quente:** vento **N** e **NW**; aumento de temperatura e de umidade; pequena queda do barômetro; deixa de chover; a visibilidade diminui;

- **setor quente:** vento **NW**; podendo alcançar força 6 a 8 (40 nós); barômetro estacionário; temperatura elevada e alta umidade relativa; nevoeiros frequentes; nebulosidade menor, com **stratus** e **stratocumulus**. Depois, quando se aproxima a frente fria, aumento de nebulosidade, principalmente com **altocumulus**;

- **passagem da frente fria:** salto do vento **NW** para **SW**; subida brusca do barômetro e descida rápida da temperatura; diminuição da umidade relativa; nuvens tipo **cumulonimbus** (Cb); aguaceiros e trovoadas numa zona de cerca de 40 milhas de largura; boa visibilidade no intervalo dos aguaceiros; e

- **depois da passagem da frente fria:** o tempo melhora; vento **SW**; chuva intermitente; boa visibilidade; **cumulus** de bom tempo.

Estas fases do estado do tempo ocorridas na passagem de uma depressão poderão suceder-se com relativa rapidez se o navio navegar de **E** para **W**, isto é, em sentido contrário ao da trajetória do centro de baixa pressão.

Uma frente oclusa produz aguaceiros e salto do vento para **SW**.

No caso de o navio, navegando em Latitudes elevadas do Hemisfério Sul, passar ao sul do centro da depressão, o vento rondará de **E** para **S** e **SW**. A temperatura não sofrerá grande variação e o barômetro cessa de descer, para subir lentamente.

Algumas vezes, uma depressão, já depois de muito enfraquecida, se regenera e reintensifica. Outras vezes, os ciclones extratropicais não aparecem isolados, ocorrendo uma série de quatro a seis, sucessivamente mais novos, constituindo uma **família de baixas**. Cada uma delas nasce, em regra, ao norte daquela que segue à sua frente.

Pode, também, ocorrer a formação de uma pequena depressão circular subsidiária da principal, geralmente produzida por deformação das isóbaras do lado equatorial. É a chamada **depressão secundária**, a qual produz, normalmente, muita chuva. O vento sopra por vezes com violência, sem grande variação do barômetro. A trajetória da **depressão secundária** é variável; geralmente, esta depressão move-se no mesmo sentido da depressão principal, isto é, de **W** para **E**; algumas vezes, a **depressão secundária** gira em torno da depressão principal.

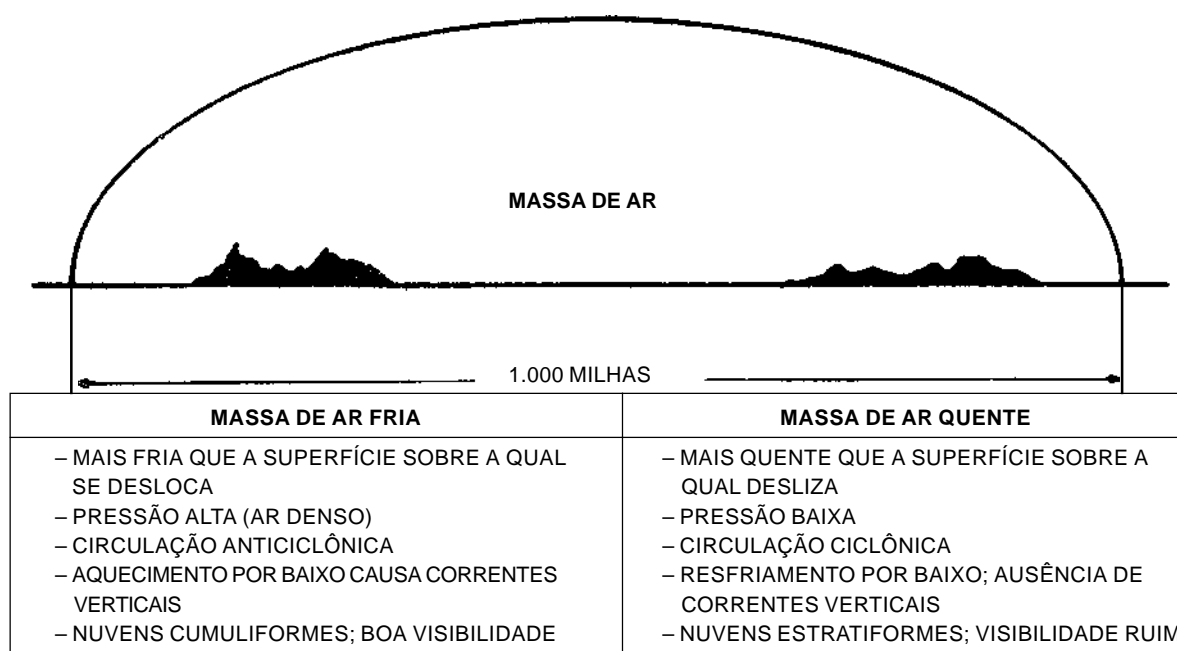
Como vimos, uma configuração que pode ocorrer em uma depressão é a formação de um **cavado**, onde as isóbaras tomam a forma de **V** (figura 45.41), constituindo a denominada **depressão em V**, que se forma em um colo isobárico (figura 45.35). O vento, nas **depressões em V**, não ronda como nas depressões normais, mas dá um salto brusco de mais de 90°, rondando de **NW** para **SW** e refrescando violentamente, acompanhado de forte aguaceiro momentâneo, quando o eixo do cavado (ou linha de talvegue) passa pelo observador. A pressão também varia bruscamente, acusando o barômetro um “dente” pronunciado. Em geral, há forte trovoada. As **depressões em V** deslocam-se regularmente de **W** para **E**, com velocidades de 20 a 30 nós. O eixo do cavado é uma área perigosa para navios e aviões.

c. MASSAS DE AR E FRENTES

Uma grande quantidade de ar na troposfera com propriedades próprias (**temperatura e umidade**) e uniformidade horizontal constitui uma **massa de ar**. As propriedades físicas características de uma **massa de ar** são a **temperatura** e a **umidade**, que tendem a apresentar uniformidade horizontal (no mesmo nível) ao longo da massa de ar, que pode ser visualizada como uma grande bolha de ar na superfície da Terra. A extensão horizontal típica de uma massa de ar é de 1.000 milhas, ou mais (figura 45.46). As massas de ar movem-se como um corpo através da superfície terrestre, de uma região para outra.

As massas de ar se formam sobre extensas áreas da superfície da Terra que são suficientemente uniformes, permitindo à atmosfera adjacente adquirir características semelhantes, isto é, aproximar-se da uniformidade horizontal. As propriedades de qualquer **massa de ar** são adquiridas, primeiramente, na região de formação, de onde se originam; posteriormente, tais características são modificadas por influência das condições atmosféricas e da superfície das áreas sobre as quais se desloca, depois de abandonar a região de origem.

Figura 45.46 – Massa de Ar

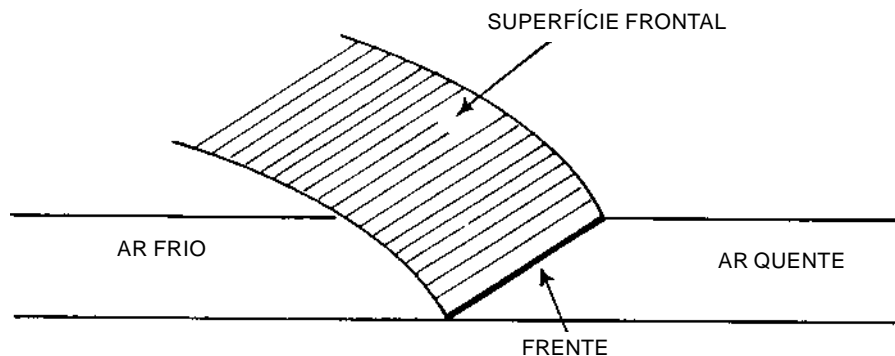


Quanto à origem, as massas de ar podem ser **polares**, quando provêm dos pólos; **tropicais**, quando oriundas das regiões tropicais; **continentais**, quando se originam nos continentes; e **marítimas**, quando se formam sobre os oceanos. Com relação à temperatura de seus níveis inferiores, as massas de ar podem ser **quentes** (mais aquecidas que as regiões sobre as quais se deslocam) ou **frias** (mais frias que as regiões sobre as quais se movimentam).

Quando duas massas de ar de propriedades diferentes se encontram tendem a conservar suas características, formando zonas de separação. Denominamos de **superfície frontal** à superfície de separação de duas massas de ar de características distintas. A **superfície frontal**, então, é uma camada atmosférica relativamente estreita que separa duas massas de ar de características contrastantes. **Frente** é a linha na superfície terrestre que separa duas massas de ar (figura 45.47). As **frentes**, portanto, marcam discontinuidades em toda a extensão do encontro entre duas massas de ar, constituindo zonas de transição

de massas de ar de propriedades diversas, em particular quanto à temperatura. As superfícies frontais são inclinadas; a inclinação depende do deslocamento da massa de ar que avança e da relação entre as propriedades de ambas as massas. A espessura do mau tempo frontal pode variar de 50 a 300 km; a **frente** é um fenômeno de escala sinótica, podendo estender-se lateralmente por várias centenas de quilômetros.

Figura 45.47 – Superfície Frontal e Frente



A região frontal é, normalmente, de pressões relativamente baixas (não significando, entretanto, que exista obrigatoriamente um centro de baixa) e convergência de massas de ar, o que já bastaria para tornar a região instável e, portanto, associada a mau tempo, com probabilidade de subida de ar e posterior formação de nuvens. Além desses fatores, a diferença de temperaturas das massas é, também, forte catalizador na subida do ar, com o ar mais frio tendendo a permanecer próximo da superfície, enquanto o mais quente ascende a níveis elevados. O processo de formação de **frentes** denomina-se **frontogênese**.

As **frentes** classificam-se em:

- Frias;
- quentes;
- oclusas; e
- estacionárias.

– **FRENTE FRIA**

Diz-se que uma frente é **fria** quando a massa de ar que avança é mais fria do que a que se encontra em determinada região, isto é, a massa de ar frio se desloca para substituir uma massa de ar quente na superfície. O ar quente, mais leve, sobe quando empurrado pelo ar frio, formando na **frente fria** uma rampa abrupta, com inclinação forte (figura 45.48). Assim, a faixa de mau tempo associada a uma frente fria é, em geral, mais estreita, embora mais rigorosa, do que a de uma frente quente. A frente fria apresenta formação de nuvens cumuliformes, com chuvas em forma de pancadas moderadas a fortes e trovoadas. Quando a massa é muito seca, pode não apresentar nebulosidade e suas tempestades são apenas relacionadas a ventos fortes.

Figura 45.48 – Frente Fria

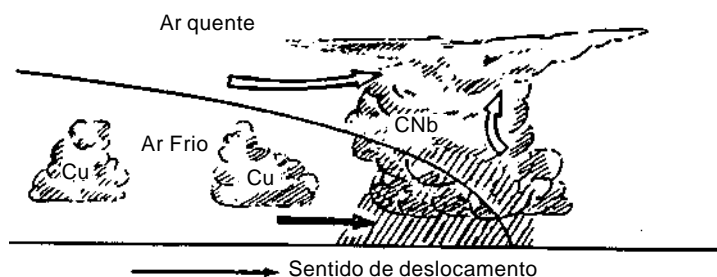
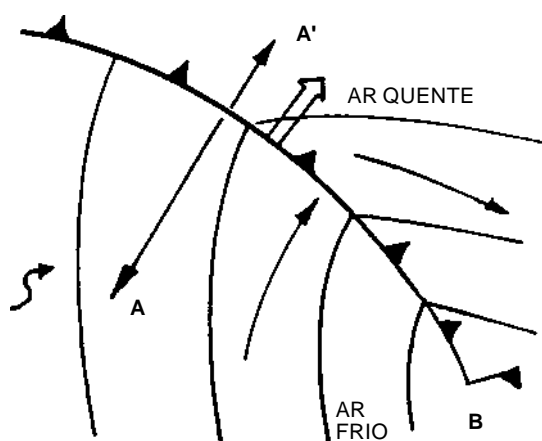


Figura 45.49 – Representação de uma Frente Fria



Com a aproximação da **frente fria**, a tendência barométrica é normalmente indicada por uma queda brusca da pressão, contínua ou não. Adiante da **frente fria**, o vento rondará, no Hemisfério Sul, no sentido anti-horário, de **NE** ou **N** para **NW** e, em seguida, abruptamente para **SW**, forte e com rajadas, conforme mostrado na figura 45.49. A temperatura aumenta com a aproximação e cai rapidamente após a passagem da frente. Há redução de visibilidade, devido às pancadas de chuva.

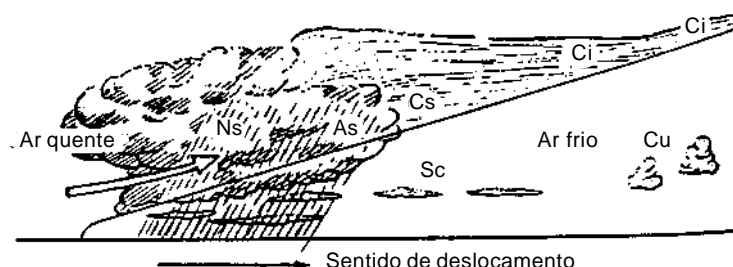
Quando o deslocamento da **frente fria** é lento, as mudanças não ocorrem tão bruscamente, mas sim lenta e gradativamente, formando nuvens estratiformes, que ocasionam precipitação contínua e persistente.

Uma **frente fria secundária** resulta de uma massa de ar frio que se desenvolve na retaguarda de uma frente fria principal, em virtude da alta velocidade com que se desloca a frente principal ou em consequência do surgimento de uma ramificação fria de uma grande oclusão. As condições de tempo associadas às frentes frias secundárias podem ser rigorosas.

- FRENTE QUENTE

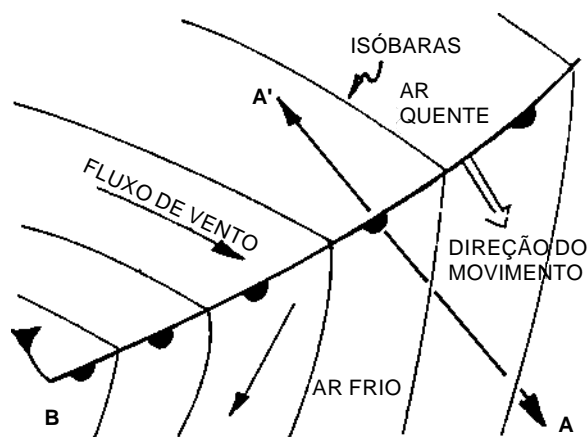
A **frente quente** ocorre quando há substituição do ar frio pelo ar quente à superfície. Na **frente quente**, então, o ar quente se desloca contra a massa de ar frio; como o ar quente é mais leve, a **frente quente** eleva-se sobre a massa de ar frio, formando uma rampa suave, com menor inclinação (figura 45.50). Por isso, o mau tempo associado a uma frente quente, embora menos rigoroso, estende-se normalmente em uma faixa mais larga que nas frentes frias. Na região que precede a frente quente, vai ocorrendo uma lenta queda de pressão atmosférica, com o desenvolvimento de nuvens altas (cirrus, cirrocumulus, cirrostratus), com cirrus presentes até cerca de 500 km adiante da frente.

Figura 45.50 – Frente Quente



Com a aproximação da frente, a nebulosidade, que consiste agora de cirrus, cirrostratus, nimbostratus e stratus, ocasiona precipitação leve, tipo garoa, contínua ou intermitente. A pressão, normalmente, cai durante um tempo apreciável antes da passagem frontal, começando a subir logo após. O vento adiante da frente é fraco e, após a sua passagem, ronda no sentido horário (figura 45.51). A visibilidade é, em geral, boa até o início da precipitação.

Figura 45.51 – Representação de uma Frente Quente



– FRENTE OCLUSA

Uma **frente oclusa** é formada quando uma frente fria alcança uma frente quente e uma das duas frentes, quente ou fria, deixa de ter contacto com o solo, para elevar-se sobre a superfície da outra. A **frente oclusa**, assim, é proveniente do encontro de uma frente fria com uma frente quente; as **frentes oclusas** estão, em geral, associadas às circulações ciclônicas. Na região em que se forma a **oclusão**, observa-se a existência de três massas de ar de natureza diferente: uma quente, uma fria e uma terceira mais fria ou mais quente do que as outras duas.

A oclusão pode ser **tipo frente fria (oclusão tipo fria)**, mostrada nas figuras 45.52 e 45.53, ou **tipo frente quente (oclusão tipo quente)**, representada nas figuras 45.54 e 45.55. Na **oclusão tipo frente fria**, o ar atrás da frente fria é mais frio que o ar fresco adiante da frente quente. À medida que a oclusão progride, o ar frio e denso desloca todo o ar que se encontra na trajetória da frente fria. O ar quente, literalmente apanhado entre duas massas de ar frio, é impelido rapidamente para cima. O resultado é uma mistura de condições de tempo frontais, com mau tempo de frente quente, seguido imediatamente de mau tempo de frente fria. Este é o tipo mais comum de oclusão.

Figura 45.52 – Frente Oclusa Fria

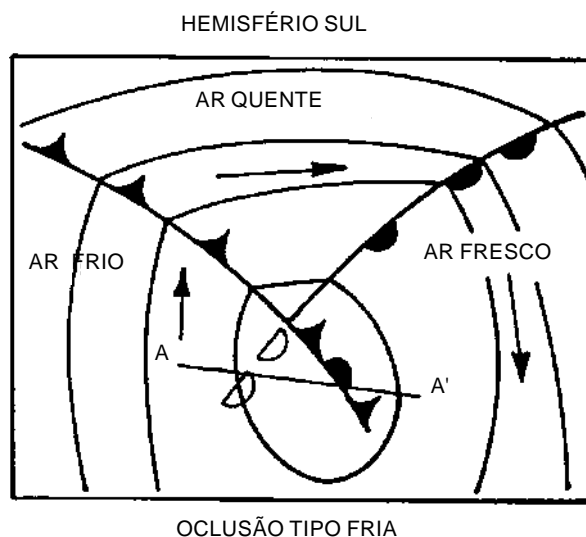


Figura 45.53 – Oclusão Tipo Frente Fria



Figura 45.54 – Frente Oclusa Quente

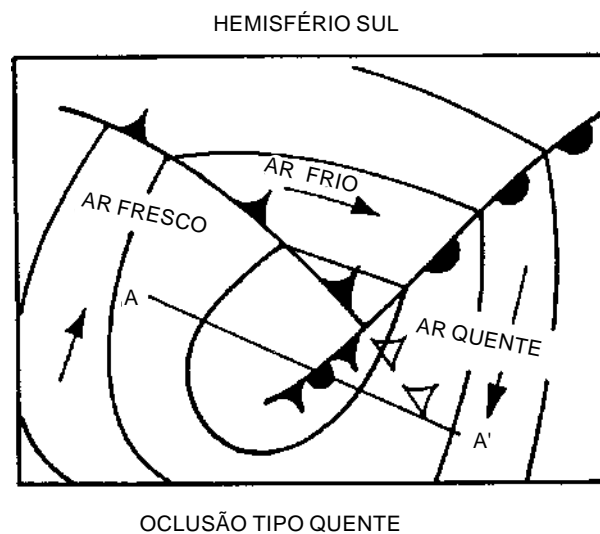
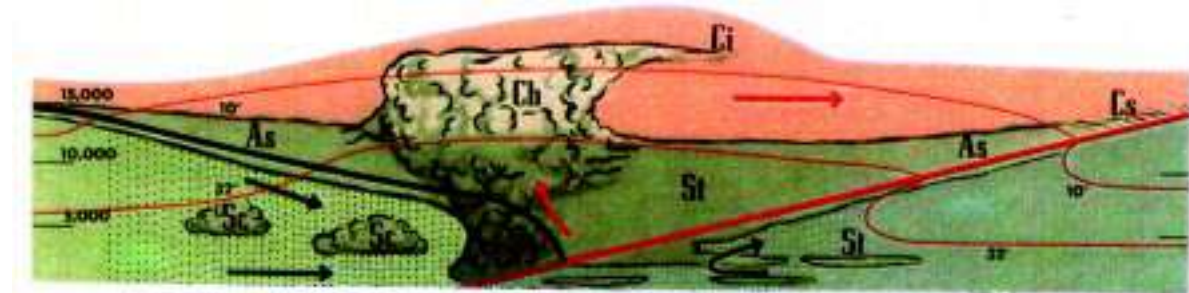


Figura 45.55 – Oclusão Tipo Frente Quente



Na **frente oclusa quente**, o ar adiante da frente quente é mais frio e mais denso que o ar fresco por trás da frente fria. Este ar, que se move mais rápido, empurrando a frente fria, é mais leve e, então, sobe sobre o ar (mais frio) que está por baixo da frente quente. O tempo de frente quente será seguido por tempo de frente fria, como em toda as oclusões.

Assim, o tempo associado às oclusões tem características tanto das frentes quentes como das frentes frias. As condições de tempo mudam rapidamente nas **oclusões** e são, em geral, muito severas durante as etapas iniciais do seu desenvolvimento.

A oclusão é precedida por nuvens de frente quente. Pode haver um período de chuvas contínuas adiante e na linha da oclusão, ou um período mais curto de chuva forte,

principalmente atrás da oclusão, dependendo de o ar na frente da oclusão ser mais frio ou mais quente que o ar atrás dela. Além disso, pode ocorrer uma repentina rondada do vento na oclusão.

- FRENTE ESTACIONÁRIA

Ocorre quando não se observa deslocamento da superfície frontal, que se mantém fixa, não havendo, assim, substituição do ar à superfície. Nessa situação, os ventos são paralelos à frente em ambos os lados, porém de direções opostas. Sua tendência é se dissipar, num processo de **frontólise**, se não vier a receber um reforço de uma massa de ar (geralmente fria), para reiniciar o seu deslocamento.

O tempo associado com as frentes estacionárias pode ser igual a uma frente fria, igual a uma frente quente, ou somente um cinturão de nuvens cumuliformes, dependendo do histórico da frente, do contraste de temperatura, da direção dos ventos, etc.

As convenções mostradas na figura 45.56 são usadas nas cartas meteorológicas para representar as **frentes**.

Figura 45.56 – Representação das Frentes nas Cartas Sinóticas

FRENTE FRIA



FRENTE QUENTE



FRENTE ESTACIONÁRIA



FRENTE OCLUSA
TIPO FRENTE FRIA



FRENTE OCLUSA
TIPO FRENTE QUENTE



d. TEMPESTADES ISOLADAS E TROVOADAS

O ar, ao elevar-se, expande-se e, como consequência, se resfria, continuando a expandir-se e a resfriar-se enquanto se eleva. Ao atingir determinado nível, o ar seco pára de subir, por estar suficientemente frio. Só continuaria a se elevar se houvesse uma fonte de energia a aquecê-lo nesse novo nível de altitude. No ar seco não há fonte de energia, mas no ar úmido há uma forte fonte de energia, que é o calor latente armazenado no vapor-d'água contido no ar. Então, uma das condições favoráveis para intensificar o processo

convectivo é o ar estar bastante úmido. Com a intensificação da convecção, formar-se-ão nuvens de grande desenvolvimento vertical, às quais estão associadas **tempestades e trovoadas**.

As **tempestades isoladas** ocorrem associadas às nuvens **cumulonimbus**. As **trovoadas**, manifestações características de nuvens **cumulonimbus**, ocorrem durante todas as estações do ano nos trópicos e do final do inverno até o outono nas zonas temperadas.

As **trovoadas** formam-se, em geral, sobre grandes áreas líquidas, com maior probabilidade de ocorrerem à noite (devido à pouca estabilidade do ar sobre a água neste período), ou ao longo das frentes frias. Nas **linhas de instabilidade** (associadas com a ruptura da dianteira de frentes frias, que se manifestam como uma súbita rajada de vento e uma violenta instabilidade, provavelmente com granizo e trovão) formam-se cumulonimbus e trovoadas devido a efeitos locais.

Para que haja formação de **cumulonimbus** e **trovoadas**, é indispensável uma intensa convecção, com fortes correntes verticais. Estas correntes verticais originam-se por um ou mais dos seguintes processos:

- Atividade frontal;
- influência topográfica;
- convergência; e
- aquecimento do ar próximo ao solo.

Tais processos permitem classificar as **trovoadas**, de acordo com a forma pela qual a ascensão inicial do ar é realizada, em:

(I) **TROVOADAS DINÂMICAS OU TROVOADAS FRONTAIS**

- De frente quente;
- de frente fria;
- pré-frontal (linha de instabilidade); e
- de frente oclusa.

(II) **TROVOADAS DE MASSAS DE AR**

- Convectivas;
- orográficas; e
- advectivas.

• **TROVOADAS DINÂMICAS OU TROVOADAS FRONTAIS**

Ocorrem como resultado de correntes verticais ascendentes criadas por uma frente ou por movimentos a ela associados.

– **Trovoadas de Frente Quente**

As trovoadas de frente quente normalmente ocorrem quando o ar quente e úmido se superpõe à massa de ar frio e instável.

– **Trovoadas de Frente Fria**

As trovoadas de frente fria ocorrem próximas à superfície frontal. Uma linha contínua e paralela à superfície frontal é a característica distintiva. Devido ao fato da maioria das trovoadas ser visível, elas são fáceis de serem reconhecidas enquanto a frente está se

aproximando de qualquer direção. As bases das trovoadas de frente fria são normalmente mais baixas que as do tipo de frente quente. Elas são mais ativas durante a tarde e, geralmente, mais violentas que as do tipo de frente quente.

- Trovoadas Pré-Frontais ou de Linha de Instabilidade

A linha de instabilidade pré-frontal é encontrada de 80 a 480 km adiante de uma frente fria sendo, geralmente, paralela a ela. A linha de instabilidade tem aproximadamente 240 a 480 km de extensão, embora não necessariamente contínua, e sua largura atinge até 60 km. As bases das nuvens são mais baixas e os topos mais altos que a maioria das trovoadas. As condições mais severas, tais como pancadas de chuva, pancadas fortes de saraiva, ventos destruidores e tornados, são geralmente associadas com linhas de instabilidade.

- Trovoadas de Frente Oclusa

São trovoadas que ocorrem com oclusões do tipo frente fria e do tipo frente quente e são semelhantes às das outras frentes, com menor extensão e tempo menos severo. As trovoadas de frentes oclusas são associadas mais freqüentemente com a oclusão do tipo frente quente. Como no caso da trovoadas de frente quente, as trovoadas de frente oclusa são quase sempre envolvidas por nuvens estratiformes e dão pequeno, ou nenhum, aviso de sua presença.

• TROVOADAS DE MASSAS DE AR

Apresentam duas características básicas:

- (a) Formam-se, normalmente, no interior de uma massa de ar quente e úmida; e
- (b) geralmente, são isoladas ou esparsas sobre uma grande área.

- Trovoadas Convectivas

As trovoadas convectivas ocorrem com maior freqüência que qualquer outro tipo de trovoadas de massa de ar. Elas ocorrem sobre terra ou água, na maior parte das áreas do globo, sendo muito comuns nas zonas temperadas durante os meses de verão.

Quando o processo convectivo ocorre na área marítima, observa-se a importância da contribuição da umidade para intensificação da convecção. Em vista disso, constata-se o extraordinário desenvolvimento convectivo que ocorre na Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) e na região tropical marítima. A fabulosa energia que sustenta os furacões provém da umidade do ar marinho, razão pela qual eles enfraquecem e se dissipam ao penetrarem no continente.

Sobre os oceanos, as trovoadas convectivas ocorrem mais no inverno e nas horas avançadas da noite, quando o aquecimento da superfície do mar durante o dia é pequeno e insuficiente para formar correntes convectivas fortes. Durante a noite, a superfície do mar e o ar inferior úmido se resfriam aos poucos, enquanto que o ar superior se resfria rapidamente pela radiação. A diferença de temperatura se torna maior à noite e, conseqüentemente, as razões de variação de temperatura necessárias à convecção se tornam mais freqüentes neste período, originando correntes convectivas fortes e trovoadas.

- Trovoadas Orográficas

As trovoadas orográficas se formam quando o ar úmido e instável é forçado a ascender por terrenos montanhosos. A saraiva é comum nestas trovoadas, quando elas se desenvolvem ao longo de encostas de montanhas elevadas.

- Trovoadas Advectivas

As trovoadas advectivas ocorrem quando há advecção (movimento horizontal do ar) de ar frio sobre áreas quentes (quase sempre correntes marítimas quentes), estando o ar instável ou condicionalmente instável. O ar frio sobre as águas aquecidas tenderá a ter sua camada inferior, mais próxima da superfície, igualmente aquecida, o que dá início à formação da trovoada. Sob certas condições, também pode ocorrer advecção de ar quente e úmido sob uma atmosfera instável ou condicionalmente instável, e isto acarretará o início da formação. Essas trovoadas acontecem à noite e, por isso, são também chamadas de noturnas.

• FENÔMENOS METEOROLÓGICOS ASSOCIADOS ÀS TROVOADAS

- **Relâmpagos (raios):** faísca luminosa causada pela descarga da eletricidade atmosférica.

- **Vento:** os cumulonimbus provocam ventos em rajadas, variando em direção, e sua intensidade pode atingir 40 a 80 nós de velocidade. Quando a chuva pára, os ventos tornam-se fracos e com a direção acompanhando o sistema de pressão predominante na área.

- **Precipitação:** à medida que as gotas d'água ou cristais de gelo que compõem as nuvens vão aumentando de tamanho, elas começam a cair rapidamente e atingem o solo em forma de precipitação, salvo quando retidas por correntes ascendentes ou evaporadas durante a queda. A precipitação adquire diferentes formas (granizo, saraiva, precipitação em forma de pancadas fortes, moderadas e fracas), dependendo da temperatura na qual ocorra a condensação e das condições encontradas durante a queda das partículas em direção ao solo.

- **Granizo:** grãos de água congelada, semitransparentes, redondos ou cônicos. Cai apenas durante a trovoada, e constitui um dos perigos dos cumulonimbus, porque a intensidade de seu impacto sobre as embarcações e aeronaves é capaz de causar danos às mesmas. O radar pode mostrar áreas de granizo, que devem ser evitadas. As áreas que contêm granizo normalmente apresentam coloração esverdeada.

- **Saraiva:** precipitação em forma de pedras de gelo mais ou menos ovais, variando em diâmetro de 5 a 50 mm, ou mais. É composta de gelo vidrado ou de camadas opacas e claras alternadamente. É encontrada, ocasionalmente, no ar claro próximo à trovoada. Nas trovoadas tropicais e subtropicais, a saraiva raramente alcança o solo. Ocorre nas Latitudes médias e altas.

- **Precipitação em forma de pancadas (aguaceiros):** precipitação em que a intensidade aumenta ou diminui com interrupções regulares, cujos períodos são sempre maiores que os períodos de precipitações. O início de qualquer precipitação é usualmente acompanhado pelo seguinte:

- Visibilidade reduzida, dependendo da intensidade da precipitação;
- abaixamento da base da nuvem; e
- abaixamento do nível de congelamento.

- **Visibilidade:** os fenômenos associados às nuvens cumulonimbus afetam a visibilidade, reduzindo-a, em geral, para 1 a 2 km.

- **Estado do Mar:** as nuvens cumulonimbus produzem rajadas de vento e intensa precipitação de duração entre 15 e 30 minutos. O estado do mar durante a precipitação,

devido aos ventos em rajadas que atingem de 34 a 40 nós de intensidade, poderá apresentar ondas de 3 a 4 metros de altura. Quando ocorrem vagalhões moderados, as cristas que se formam quebram em borrifos e a espuma é espalhada em faixas bem definidas, na mesma direção do vento.

– **Trombas-d'água e tornados:** fenômenos já mencionados no Capítulo 42; a nuvem afunilada de uma tromba-d'água se forma associada com uma trovada e, quando atinge a superfície líquida do mar, capta a água violentamente.

– **Turbulência:** por definição, é a agitação vertical das moléculas de ar. Esta agitação provocará um vôo desconfortável, pois a aeronave tem sua altitude alterada seguidamente, o que provoca variações em sua sustentação. A turbulência pode, também, tornar o controle da aeronave muito difícil e, em casos extremos, resultar em avaria estrutural.

A turbulência na atmosfera é classificada como leve, moderada, forte e severa.

A turbulência no ar atmosférico é causada por vários fatores:

- Térmico;
- frontal;
- mecânico;
- cortante do vento em grande escala; e
- produzida pelo homem.

A turbulência térmica é causada pelo maior aquecimento da superfície da Terra, enquanto a turbulência frontal é provocada pela chegada de uma frente. Uma região turbulenta deve ser evitada, sempre que possível, pois é no interior ou nas proximidades de nuvens cumuliformes que surgem as maiores dificuldades aos aeronavegantes.

• TEMPESTADES DE AREIA

Ventos de moderados a fortes, soprando sobre terreno seco, solto e desprovido de vegetação, levantam nuvens de poeira que são carregadas pelos movimentos do ar. São freqüentes nas grandes planícies, em áreas desérticas e desprovidas de vegetação. Quando há estabilidade na atmosfera, a poeira permanece próxima à superfície e o céu pode ser visto através dela.

Quando há instabilidade, a turbulência leva a poeira até grandes alturas, a atmosfera inferior fica toldada e o céu desaparece através de uma nuvem cinza de poeira, que chega quase a ocultar o Sol. Por vezes, a nuvem de poeira atinge tal densidade que torna necessária a iluminação artificial em pleno dia; a poeira que assim se eleva compõe-se de partículas minúsculas, que podem ser levadas através de grandes distâncias.

– Condições de Ocorrência das Tempestades de Areia:

- Com ventos de intensidade maior que 15 nós; e
- preferencialmente nas estações quentes.

– Visibilidade nas Tempestades de Areia:

Quando a tempestade de poeira é densa, a visibilidade fica reduzida a distâncias menores que 500 m.

45.4 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS PREDOMINANTES E EVOLUÇÕES TÍPICAS DO TEMPO NO ATLÂNTICO SUL

Na situação normal, de bom tempo, o anticiclone subtropical do Atlântico Sul domina o oceano e o litoral, que são banhados por ar tropical marítimo, quente e úmido. Os ventos, de fracos a moderados, variam de SE a NE; o tempo é bom, com nebulosidade. A temperatura sobe lentamente e há um declínio lento da pressão pelo aquecimento da superfície

U'a massa de ar frio é acumulada no sul do continente e, precedida por uma frente fria, avança para o norte, deslocando-se na direção da região tropical. A sua configuração faz com que a frente fique perpendicular à costa sudeste da América do Sul (figura 45.57).

Figura 45.57 – Aproximação da Frente Fria

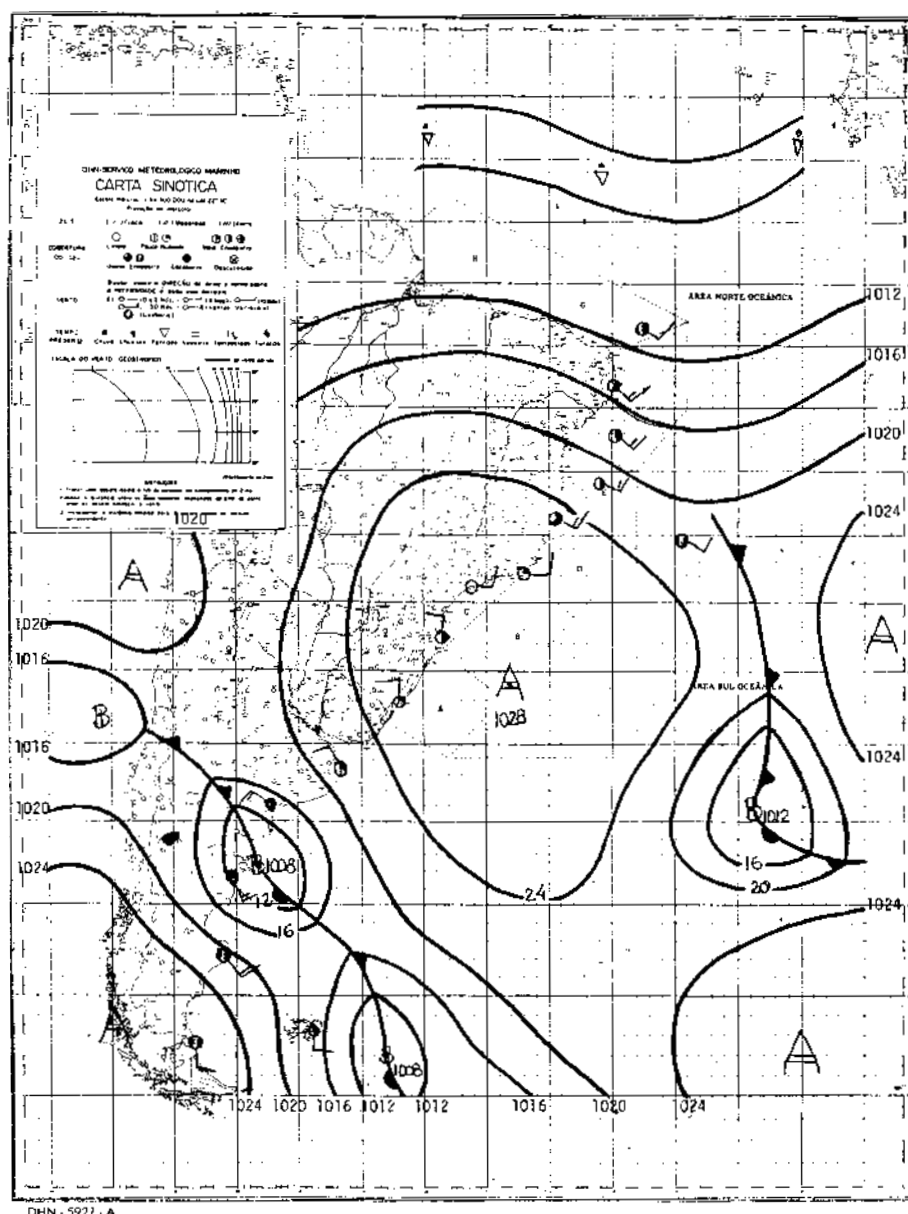
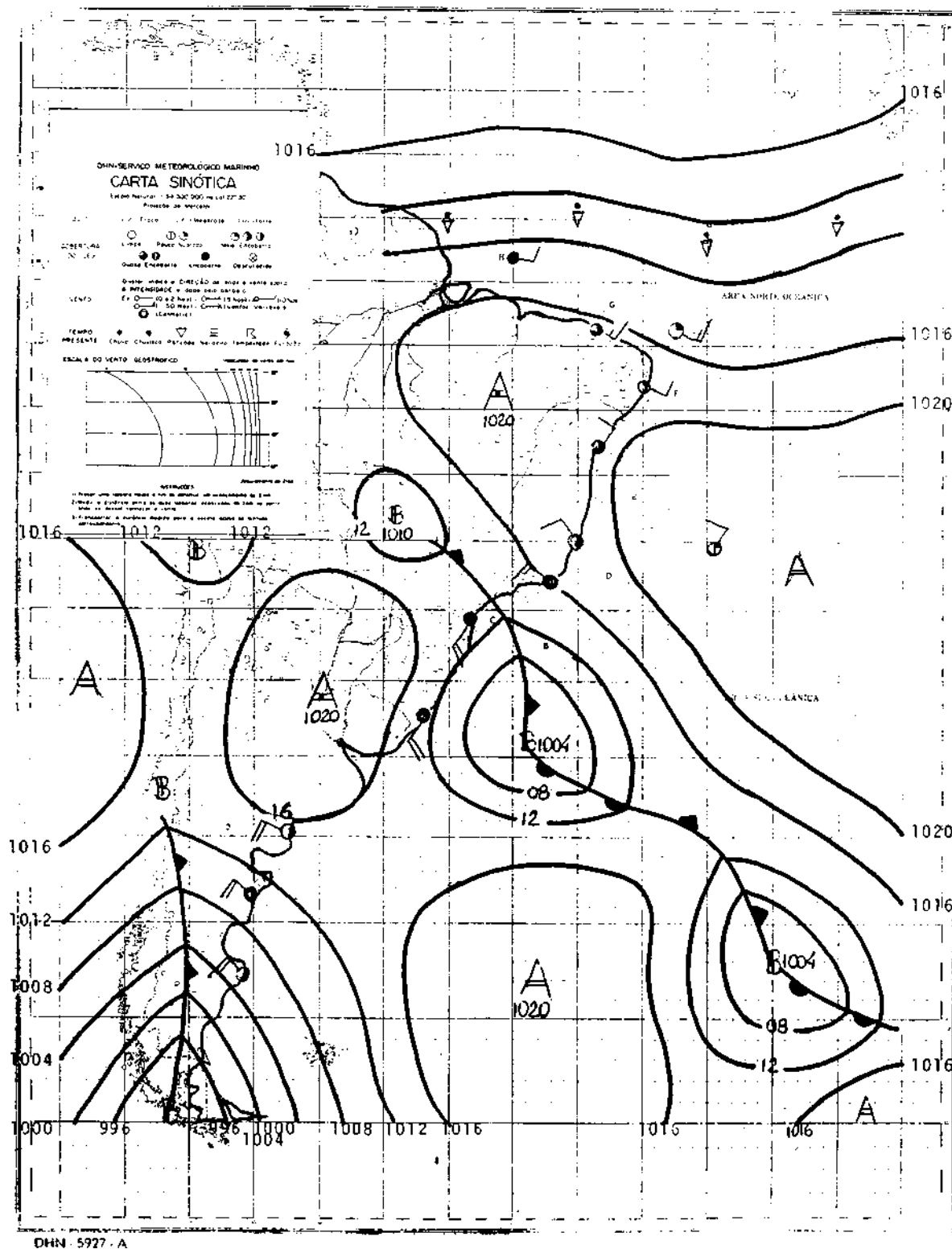


Figura 45.58 – Penetração do Ar Frio na Região do Ar Tropical (a Depressão e a Frente Fria Aparecem Bem Definidas)



A massa de ar frio, então, penetra na região do ar tropical. A depressão e a frente fria aparecem bem definidas (figura 45.58). A frente fria estende-se para SE e move-se para NE. À aproximação da frente fria:

- (a) A pressão declina, a temperatura e a umidade tendem a aumentar;
- (b) o vento se intensifica, soprando do **N** ou **NW**. Às vezes, uma calmaria precede a frente; e
- (c) o tempo se fecha gradualmente de cirrus e cirrostratus. A cerca de 40 milhas aparecem altocumulus isolados, que se adensam e avolumam, baixando a cumulus e stratocumulus. Dos cumulus (ou cumulonimbus, se o ar quente é instável) caem chuvaradas ou aguaceiros intensos, mas efêmeros, que começam cerca de 10 milhas adiante da frente. No caso de haver cumulonimbus, podem ocorrer trovoadas. Entretanto, a frente fria pode não produzir chuvas e, nem mesmo, nebulosidade, associando-se apenas a ventos fortes.

À passagem da frente fria, a região sob o seu efeito apresenta as seguintes características:

- (a) A pressão passa por um mínimo, depois sobe (a pressão cai na aproximação da frente e volta a subir após a passagem da mesma);
- (b) os ventos rondam subitamente de **NW** para **SW**, com rajadas frescas, mormemente se a pressão é muito baixa;
- (c) a umidade sobe e depois da passagem da frente tende a diminuir;
- (d) a temperatura cai (a circulação vem do sul, trazendo ar mais frio); e
- (e) na passagem da frente há nebulosidade e chuvas, com aguaceiros fortes, mas efêmeros, e possíveis trovoadas.

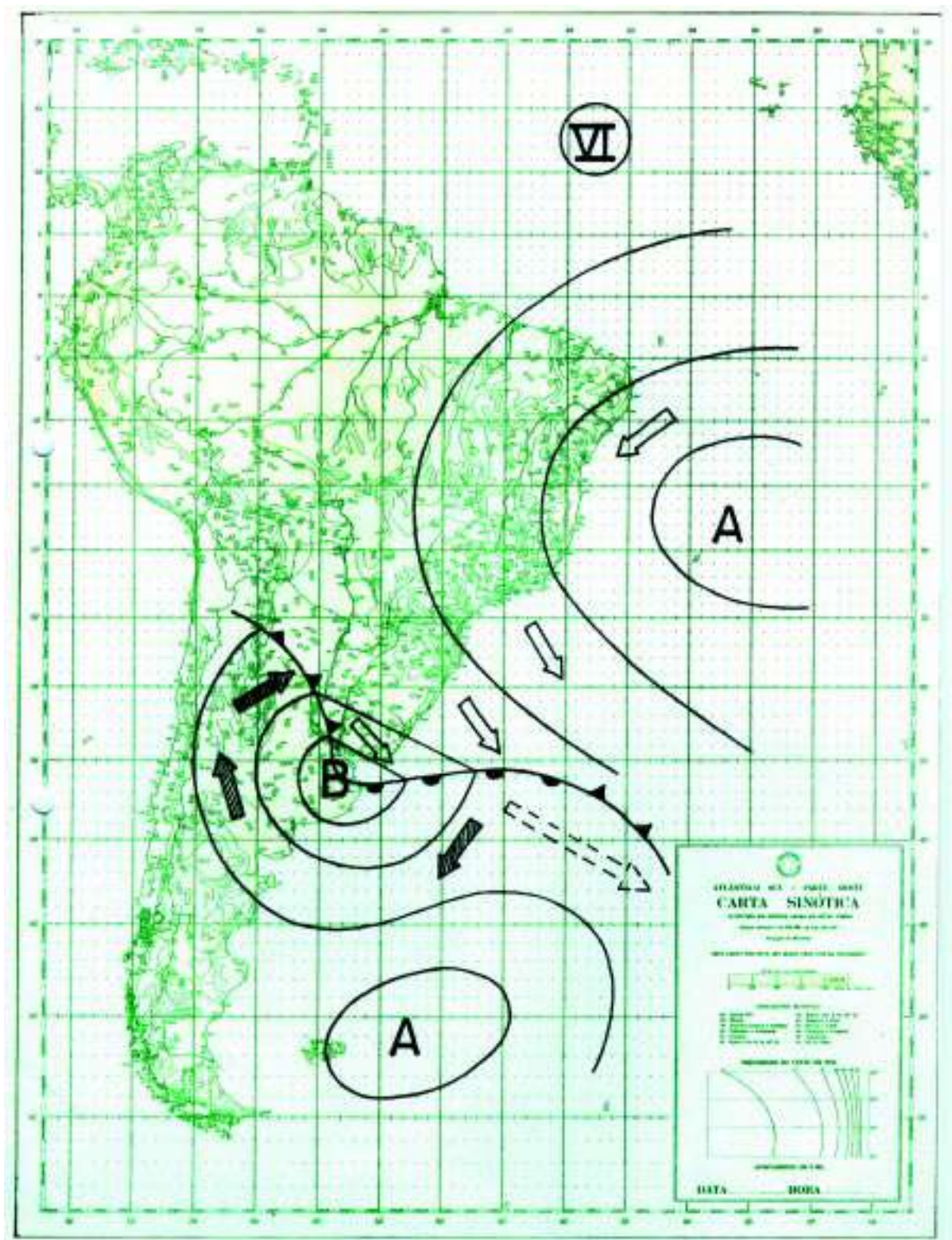
Passada a frente, a pressão sobe, a temperatura declina mais, o céu limpa gradualmente e volta a reinar tempo bom, com ventos de **SW** ou **S**.

A massa de ar frio penetra na região tropical e, a seguir, se desloca para leste. Sua parte mais ao norte começa a perder as características de frente fria e, dentro em breve, transformar-se-á na massa de ar tropical. A sua extremidade inferior (ao sul) continua se deslocando para leste (figura 45.59).

Se a massa fria é suficientemente forte, a frente pode avançar até o Nordeste; então, o anticiclone frio cobre a maior parte do Brasil, determinando, após os aguaceiros frontais, tempo bom e fresco, em ar instável (cumulus, etc.). Mas, no Nordeste a frente já chega mal definida e, finalmente, o anticiclone frio se funde com o anticiclone do Atlântico Sul e o ar frio se transforma em tropical marítimo, voltando à situação normal, inicialmente descrita.

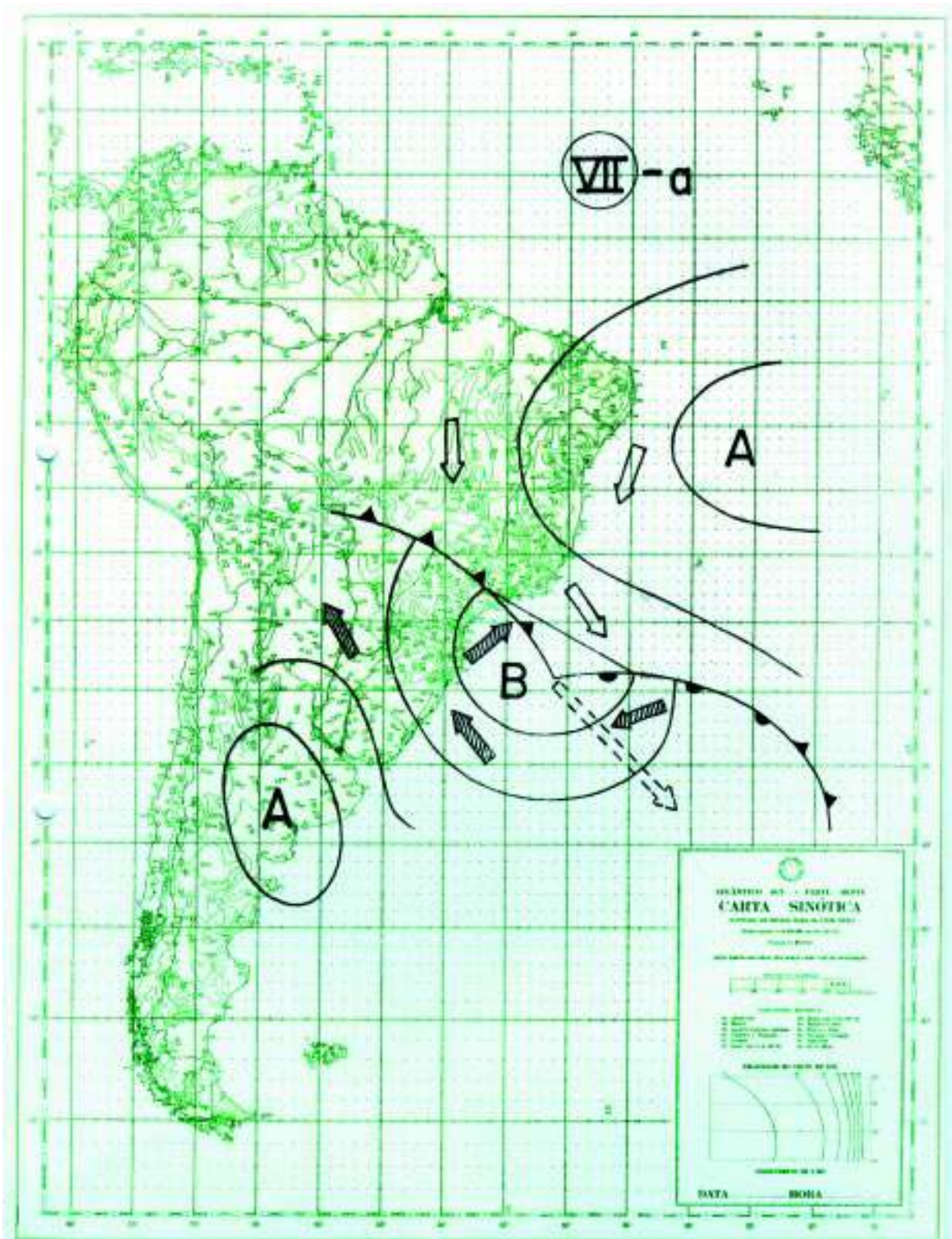
Os sistemas frontais aproximam-se durante o inverno em intervalos médios de 5 a 7 dias. No verão, torna-se difícil precisar o período, em virtude da grande intensificação do Anticiclone Tropical Marítimo posicionado a leste da costa brasileira. Durante quase todo o ano as frentes frias levam cerca de 48 horas para se deslocarem do litoral do Rio Grande do Sul ao Rio de Janeiro.

No norte do país, a Zona de Convergência Intertropical ou Equador Meteorológico é uma região de mar confuso, normalmente de pequenas vagas e de direção indeterminada. A região apresenta forte nebulosidade, porém a navegação utilizando radar não apresenta dificuldades, exceto quando ocorrem aguaceiros intensos.

Figura 45.60 – Frente Fria Detida no Sul do Brasil

Algumas raras vezes, exclusivamente no inverno, a frente se detém mais ao norte e forma depressões, nas proximidades do Rio de Janeiro, por exemplo (figura 45.61). Estabelece-se, então, violenta circulação (fortes vendavais de SE), levantando muito mar entre Santos e Cabo Frio. Este fenômeno exige, para se formar, uma poderosa invasão fria no interior do continente, resistida por fortes ventos quentes (N ou NW).

Figura 45.61 - Frente Fria se Detém nas Proximidades do Rio de Janeiro



Pode ocorrer, também, o recuo da frente, como frente quente. Quando isto se dá, o céu encoberto (nimbostratus e altostratus) e chuvas intermitentes permanecem, por vários dias, em todo o sul do Brasil.

45.5 PROGNÓSTICO DA ATMOSFERA E PREVISÃO DO TEMPO A BORDO

As cartas meteorológicas recebidas por **fac-simile** (“**weather fax**”), ou obtidas a partir da plotagem da Parte IV dos boletins meteorológicos (“**meteoromarinha**”) transmitidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), devem ser utilizadas como base para a previsão do tempo na área onde está o navio, em conjunto com as variações dos parâmetros meteorológicos observados a bordo.

- Carta de Pressão à Superfície

A carta de pressão à superfície, conhecida como Carta Sinótica, constitui um dos recursos mais eficientes para o prognóstico do tempo. Utilizando-se a evolução típica do tempo e as particularidades do sistema isobárico, é possível a elaboração de uma previsão para até as próximas 24 horas.

As particularidades de um campo isobárico que devem ser usadas no trabalho de prognose do tempo são:

- (a) A distância entre os centros de anticiclones e ciclones;
- (b) a diferença de pressão entre os anticiclones que determinam o sistema frontal mais próximo do navio e que influenciará no tempo local; e
- (c) o gradiente isobárico de cada sistema de pressão que constitui o estado da atmosfera local.

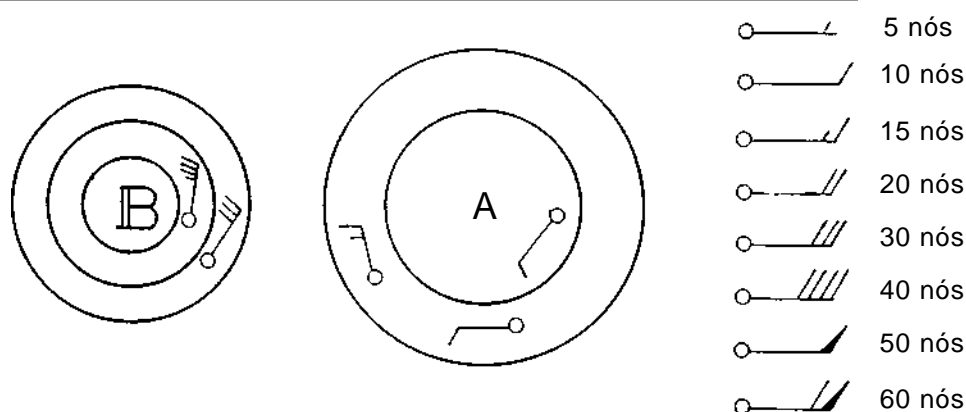
A distância média entre os centros de pressão é dada pela evolução típica do tempo fornecida pelos órgãos que fazem o trabalho de Climatologia. Quanto mais próximos estiverem os centros de pressão, mais forte será o vento.

A diferença de pressão entre os anticiclones que determinam um sistema frontal indica o caráter de movimento do sistema, que pode ser enquadrado em um dos casos: velocidade alta, média ou baixa.

O gradiente de pressão é representado pela distância entre as isóbaras, e determina a intensidade do vento, que pode ser calculada através escala do vento geostrófico inserida nas cartas sinóticas, onde são apresentados os sistemas isobáricos.









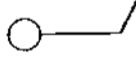









Quanto mais estreito for o espaçamento entre as isóbaras, maior será o gradiente de pressão e, portanto, maior será a intensidade do vento. Como sabemos, os ventos não sopram exatamente paralelos às isóbaras, formando ângulos de 20° a 30° para dentro, na direção dos centros de baixa pressão; nos anticiclones, os ventos fazem um ângulo maior para fora com as isóbaras. A simbologia para representação dos ventos nas cartas sinóticas está mostrada na figura 45.62.

Figura 45.62 - Representação dos Ventos nas Cartas Sinóticas



O símbolo usado para plotagem da direção do vento é uma seta com um pequeno círculo numa extremidade e traços (farpas) na outra (figura 45.62). A **direção de onde sopra o vento** é indicada pela extremidade com traços (farpas). O pequeno círculo na outra extremidade indica a **cobertura do céu**, conforme a simbologia mostrada na figura 45.62a.

Figura 45.62a – Simbologia usada na Carta Sinótica

| ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) | (/) Fraca | (//) Moderada | (///) Forte |
|--|---|---|--|
| COBERTURA DO CÉU |  Limp 0 |  Pouco nublado 1 e 2 |  Meio encoberto 3, 4 e 5 |
| |  Quase encoberto 6 e 7 |  Encoberto 8 |  Obscurecido 9 |
| VENTO |  (0 a 2 nós) |  (5 nós) |  (10 nós) |
| |  (50 nós) |  (Ventos variáveis) |  (Calmaria) |
| TEMPO PRESENTE |  Chuva |  Chuvisco |  Pancada |
| | |  Nevoeiro |  Tempestade |
| | | |  Furacão |

Outra informação meteorológica representada graficamente na carta sinótica, por meio de duas pequenas linhas paralelas, é a **linha de instabilidade**, que poderá ser acrescida da simbologia de tempo presente – chuva, chuvisco, pancada, etc. (ver a figura 45.62a).

Cartas sinóticas de pressão à superfície são transmitidas por fac-símile ou INTERNET, possibilitando ao navegante que dispõe de receptor apropriado (“weather fax” ou computador) receber as informações meteorológicas na forma gráfica. Os detalhes de horários, frequências, potências de transmissão, etc. encontram-se em publicações da OMM (Organização Meteorológica Mundial) ou na Lista de Auxílios-Rádio publicada pela DHN.

Os seguintes conceitos devem ser lembrados quando se procede à análise das cartas meteorológicas de superfície:

(1) O ar mais quente torna-se menos denso e tende a subir na atmosfera, dando lugar ao ar mais frio;

(2) existe uma temperatura mínima na atmosfera, abaixo da qual o vapor-d'água nela contido começa a se condensar (temperatura do ponto de orvalho);

(3) os centros de alta pressão (**anticiclones**) são centros divergentes, isto é, na superfície o ar se afasta dos centro de alta. Portanto, haverá a descida do ar das camadas mais altas para a superfície e, como consequência, um aquecimento desse ar. O tempo associado aos centros de alta pressão é geralmente bom;

(4) os centros de baixa pressão (**ciclones**) são centros convergentes, isto é, na superfície o ar converge para o centro de baixa pressão. Portanto, haverá subida do ar da superfície para as camadas superiores, causando assim o resfriamento desse ar e, consequentemente, a formação de nuvens e possibilidade de chuvas;

(5) o ar quando se expande ou sobe, na atmosfera, se resfria. Quando atinge um determinado nível o vapor-d'água existente nessa massa de ar se condensa, formando as nuvens. Esse fenômeno ocorre nos centros de baixa pressão;

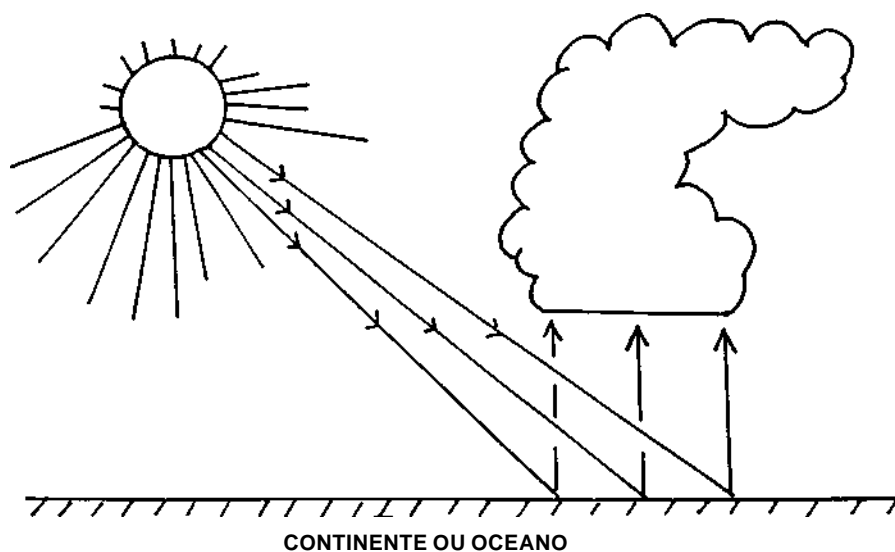
(6) os centros de alta pressão tendem a formar nuvens mais dispersas. Sobre o mar, frequentemente, se verifica uma fina camada de stratocumulus;

(7) durante o dia o ar sobre a superfície terrestre se aquece mais rapidamente do que o ar sobre o oceano. O ar mais frio e denso do oceano movimenta-se para o continente a fim de substituir o ar mais quente daquela região. Este fenômeno é chamado **brisa marítima** e é observado ao longo da costa;

(8) durante a noite o continente esfria mais rapidamente que o oceano. O ar mais frio do continente se desloca para o mar, onde existe um ar mais quente e menos denso. Este fenômeno chama-se **brisa terrestre (terral)**;

(9) o aquecimento diurno pode provocar nuvens do tipo cumulonimbus (efeito local), conforme mostrado na figura 45.63;

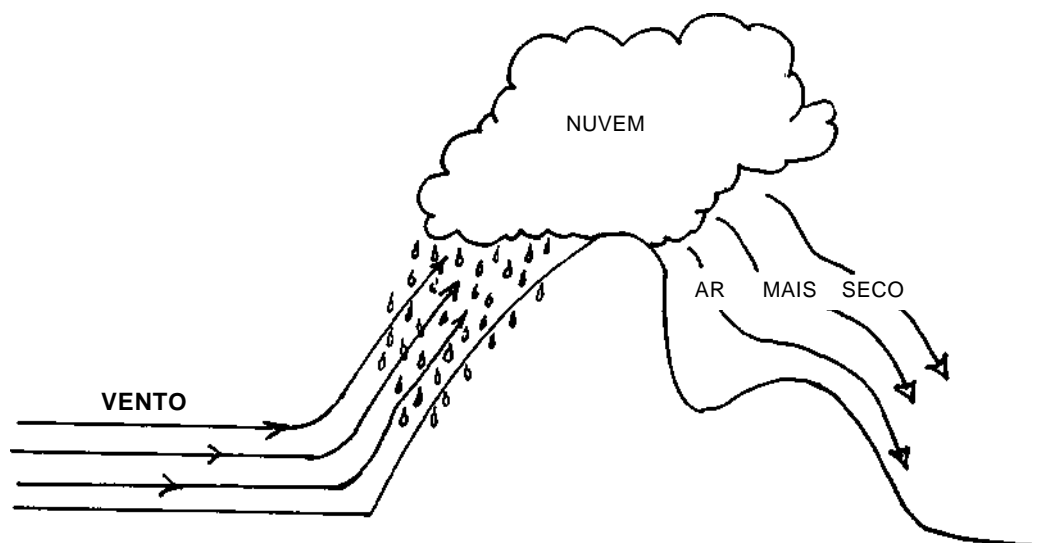
Figura 45.63 – Nuvens Cumuliformes Provocadas pelo Aquecimento Diurno (Efeito Local)



(10) a topografia pode ocasionar a formação de nuvens e chuva (efeito orográfico) a barlavento da montanha (ver a figura 45.64);

(11) a circulação nos centros de baixa pressão, no Hemisfério Sul, é convergente e no sentido horário (circulação ciclônica);

Figura 45.64 – Formação de Nuvem Orográfica a Barlavento das Montanhas

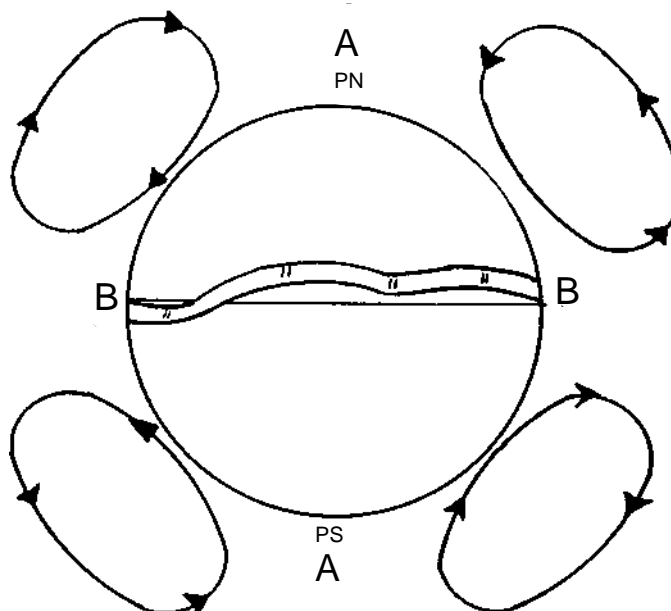


(12) a circulação nos centros de alta pressão, no Hemisfério Sul, é divergente e no sentido anti-horário (circulação anticiclônica);

(13) a região equatorial e tropical do planeta é mais aquecida do que os pólos. A circulação global vem dos pólos (ar mais frio e mais denso) para os trópicos e o equador (ar mais quente e menos denso). Próximo ao equador terrestre existe um equador meteorológico, que é o ponto de convergência das circulações globais dos dois hemisférios. Essa região é chamada zona de convergência intertropical;

(14) as massas de ar frio procedentes dos pólos se deslocam como se fossem bolhas (células) de ar mais densas, em direção à região tropical (figura 45.65); e

Figura 45.65 – Deslocamento Geral das Massas de Ar



(15) os dados estatísticos climatológicos apresentados neste Capítulo (valores médios de pressão e temperatura, grandes sistemas de vento, etc.) devem ser usados como referencial para a previsão do tempo. A maioria dos fenômenos esperados numa determinada época, num local considerado, ocorre dentro de uma faixa, em torno de uma média de valores que expressam cada fenômeno. A observação de valores muito discrepantes da média significa, geralmente, condições anormais de tempo.

Aspectos importantes dos parâmetros meteorológicos:

(a) A temperatura do ar e a umidade indicam as propriedades da massa de ar presente e sua alteração brusca pode ser a chegada de uma frente com outra massa de ar;

(b) a pressão atmosférica indica o grau de aquecimento da superfície e o comportamento da temperatura do ar e, portanto, as características da massa de ar presente. Uma alteração brusca da pressão pode significar a chegada de outra massa de ar;

(c) a TSM associada à informação da temperatura do ar indica como está se comportando a interação atmosfera-oceano. Se a diferença for acentuada, pode provocar a alteração nas características da massa de ar presente. Quando a TSM é mais fria, pode afetar a visibilidade, se houver formação de nevoeiro; e quando a TSM for mais quente, pode instabilizar o ar, favorecendo a convecção e formação de nuvens Cumulus. Nas regiões costeiras, a diferença entre a temperatura da superfície do solo e a TSM tem influência sobre a circulação local do ar e a ocorrência de brisas;

(d) a observação do vento na região, associada à verificação da carta sinótica de pressão à superfície, mostra ao navegante sua posição em relação ao sistema de pressão, indicando sua situação em relação à depressão e também ao anticiclone;

(e) o navegante aprofundado ao vento terá no hemisfério sul (HS) o centro de baixa pressão à sua esquerda (bombordo) e o centro de alta pressão à sua direita (boreste). No hemisfério norte (HN) ocorre o contrário;

(f) a intensidade do vento está relacionada ao gradiente horizontal de pressão, que é função do gradiente horizontal de temperatura. O navegante constata que quanto mais forte for o gradiente, maior será a velocidade do vento observado na região em questão;

(g) a umidade relativa presente sendo elevada indica que a saturação do ar pode ser obtida com um pequeno resfriamento. Nesta situação, o navegante deve estar atento aos outros parâmetros que favorecem a formação de nevoeiros e conseqüentemente afetam a visibilidade; e

(h) o navegante deve ter o hábito de observar o céu. Inúmeras nuvens Cirrus aparecendo de uma mesma direção podem ser consideradas Cirrus pré-frontais e podem representar indícios de condições severas de tempo nas proximidades da frente.

Aspectos importantes dos sistemas frontais:

Outro resultado importante que o navegante pode obter com a verificação do tempo presente é a identificação dos sistemas frontais. Pela observação da direção do vento na superfície próximo à frente e da tendência barométrica, o navegante pode classificar a frente que está na região em questão:

(a) Se o vento na superfície no lado do ar frio se apresenta na direção da frente, esta pode ser considerada como frente fria;

(b) se o vento na superfície no lado do ar frio for paralelo à frente, esta deverá ser designada como frente quase estacionária;

(c) se o vento na superfície no lado do ar frio tiver uma componente na direção oposta à da frente, esta pode ser considerada como frente quente;

(d) se a pressão está parando de cair ou passando a subir no lado do ar frio, significa que o cavado está se deslocando na direção do ar mais quente. Em conseqüência, a frente pode ser considerada frente fria;

(e) se a tendência barométrica é praticamente a mesma nos dois lados da frente, pode-se considerar que ela está quase estacionária;

(f) se a pressão está parando de subir ou passando a cair no lado do ar frio, o cavado está se deslocando na direção do ar frio, portanto a frente pode ser considerada frente quente;

(g) se na costa brasileira o vento local predominante apresentar uma mudança brusca de direção do quadrante norte para o quadrante sul, indica que a frente que chegou é do tipo fria; e

(h) se os ventos forem fortes com precipitações torrenciais, indicam frente fria de deslocamento rápido, ou seja, a velocidade de deslocamento acima de 20 nós.

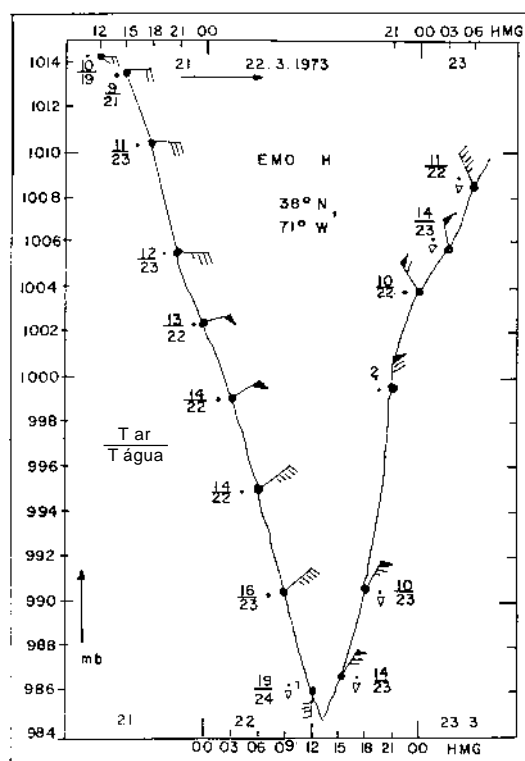
Utilizando os conceitos apresentados nos itens anteriores e realizando observações dos elementos meteorológicos, o navegante poderá efetuar a previsão do tempo a bordo.

A posição e o caráter do movimento das depressões e frentes devem ser cuidadosamente acompanhados, procurando-se estimar suas trajetórias e posições futuras.

A **tendência barométrica** é outra informação essencial para o prognóstico da atmosfera. A migração de massas de ar causa a variação dinâmica da pressão atmosférica. Logo, o registro horário das leituras barométricas fornece o dinamismo do ar atmosférico, favorecendo a previsão de chegada dos sistemas de pressão e frontal num determinado local.

A bordo, para previsão dos sistemas de pressão, é conveniente traçar um gráfico da **tendência barométrica**, onde são registrados, no eixo das ordenadas, os valores da pressão atmosférica, em milibares (hectopascas) e, no eixo das abcissas, as horas. No exemplo da figura 45.66, estão registrados no gráfico os valores da pressão nos horários sinóticos (00^h, 03^h, 06^h, 09^h, 12^h, 15^h, 18^h, 21^h e 24^h HMG). Para cada observação foram registradas, também, a temperatura do ar e da água do mar, a direção e intensidade do vento.

Figura 45.66 - Tendência Barométrica (Passagem de uma Depressão)



A **variação da temperatura** é, também, uma informação importante. A compressão da massa de ar quente provocada pela força do ar frio produz um aumento significativo de temperatura pouco antes da chegada de um sistema frontal frio. Antes da passagem de uma frente quente, a temperatura permanece estável, ou declina um pouco, para subir acentuadamente após a passagem da frente.

A **variação da umidade** do ar deve ser acompanhada pelo registro horário da temperatura do ponto de orvalho. A diferença entre a temperatura do ar seco e a do ponto de orvalho indica o teor de umidade existente no ar. Quanto menor for a diferença entre essas duas temperaturas maior é o teor de umidade e maiores as probabilidades de nebulosidade e precipitações.

A plotagem horária do **vento** é o meio ideal para se detectar a aproximação de um sistema frontal, ou sistema de pressão, porque ficam registradas as suas mudanças de direção e intensidade. Se a direção do vento sofre deflexões contínuas de sentido horário no Hemisfério Norte e anti-horário no Hemisfério Sul, isto significa que um sistema frontal ou ciclônico está se aproximando, desde que a pressão esteja caindo significativamente. Ventos fortes com precipitações torrenciais indicam frentes frias de deslocamento rápido (velocidade acima de 20 nós) ou ciclones dinâmicos.

O controle da tendência da umidade relativa é de especial interesse quando se observa advecção (movimento horizontal) de ar quente e úmido sobre superfície de ar mais frio. Se a variação da umidade relativa mostrar possibilidade de saturação do ar, poderá ser formado nevoeiro.

O **marulho** é produzido por ventos passados ou distantes. Pode ser utilizado, portanto, como indicador na direção onde se encontram fontes geradoras de fortes ondulações do mar (vagas), como ciclones e sistemas frontais de deslocamento rápido, que sofreram retenção temporária (frentes frias que se deslocam em saltos). No Hemisfério Sul, a depressão está sempre do lado esquerdo da direção de onde vem o marulho.

As **nuvens** são consequência do estado do ar e, por isto, devem ser usadas como sinais precursores de fenômenos meteorológicos de atividades moderadas a fortes. Cirrus em forma de garras indicam fortes ventos em altitude e aproximação de sistemas frontais e ciclônicos.

Os quadros e tabelas práticas a seguir apresentados também auxiliam na previsão do tempo a bordo.

OBSERVAÇÕES SOBRE AS INDICAÇÕES DO BARÔMETRO

| | |
|--|--|
| Estacionário nas horas de subida (0400 às 1000 e 1600 às 2200) | Tempestade distante ou de pouca duração |
| Estacionário nas horas de subida e descida | Tempestade certa, porém distante ou de curta duração |
| Baixando nas horas de subida | Tempestade próxima e violenta |
| Baixando bruscamente | Vento de pouca duração, tão mais violento quanto maior e mais brusca for a baixa |
| Baixando rapidamente e de modo uniforme | Mau tempo, probabilidades de ventos contrariando a rondada normal, chuva provável nas zonas temperadas |
| Baixa acentuada com tempo chuvoso | Ventos duros e de longa duração |
| Baixando depois de uma alta | Salto do vento. Temporal do lado do equador |
| Subindo com vento de E | Hemisfério Sul – Vento rondará para SE Hemisfério Norte – Vento rondará para NE |
| Baixando com vento de NE | Hemisfério Norte – Vento rondará para E |
| Baixando com vento de SE | Hemisfério Sul – Vento rondará para E |
| MARÉ BAROMÉTRICA NORMAL | |
| 0400 – 1000 – subida | |
| 1000 – 1600 – descida | |
| 1600 – 2200 – subida | |
| 2200 – 0400 – descida | |

TABELA DE VENTOS PERIGOSOS

| Hemisfério Norte | Ventos | Hemisfério Sul | Ventos |
|--------------------|--------|--------------------|--------|
| Latitudes em graus | | Latitudes em graus | |
| 0° a 30° | NE | 0° a 26° | SE |
| 30° | E | 26° | E |
| Maior que 30° | SE | Maior que 26° | NE |

PREVISÃO DO TEMPO NO MAR PELA VARIAÇÃO DO BARÔMETRO E TERMÔMETRO

| BARÔMETRO | TERMÔMETRO | TEMPO PROVÁVEL |
|--------------|--------------|---|
| Subindo | Subindo | Tempo quente seco. Ventarrão, na Zona Tórrida |
| | Estacionário | Bom tempo |
| | Baixando | Ventos dos lados do Pólo Elevado |
| Estacionário | Subindo | Mudança para bom tempo |
| | Estacionário | Tempo incerto |
| | Baixando | Chuva provável |
| Baixando | Subindo | Tempo incerto |
| | Estacionário | Chuva provável |
| | Baixando | Chuva abundante |

- Termômetro subindo enquanto chove: chuva pouco duradoura;
- termômetro descendo enquanto chove: chuva contínua; e
- alta acentuada do barômetro seguida de baixa contínua, acompanhada de forte elevação da temperatura, é sinal precursor de tempestade ou de ventos de caráter ciclônico.

EFEITO DOS VENTOS SOBRE O BARÔMETRO

| | HEMISFÉRIO SUL | BARÔMETRO | HEMISFÉRIO NORTE |
|--------|----------------|--------------------------|------------------|
| VENTOS | E – NE – N | Baixa | E – SE – E |
| | NW | Cessa de baixar (mínima) | SW |
| | W – SW – S | Sobe | W – NW – N |
| | SE | Cessa de subir (máxima) | NE |

| HEMISFÉRIO | BARÔMETRO | VENTO | CONSEQUÊNCIA |
|------------|-----------|-------|-----------------------|
| Norte | Subindo | E | Vento rondará para NE |
| | Baixando | N | Vento rondará para E |
| Sul | Subindo | E | Vento rondará para SE |
| | Baixando | SE | Vento rondará para E |

**TABELA DO CAPITÃO-DE-FRAGATA M. BRIDET, DA MARINHA
DA FRANÇA, PARA REGIÕES TROPICAIS**

| Barômetro (mm) | Distância aproximada do centro do ciclone | | Estando-se sobre a direção da trajetória ou próxima dela | |
|-------------------|--|-------|---|-----------------------------|
| | Milhas | Horas | Baixa em mm | Dist. do centro em horas |
| 759,0 | 270 | 36 | | |
| 758,5 | 247 | 33 | | |
| 758,0 | 225 | 30 | | |
| 757,0 | 202 | 27 | | |
| 756,0 | 180 | 24 | 0,3 | 24 |
| 754,5 | 157 | 21 | 0,5 | 21 |
| 753,0 | 135 | 18 | 0,6 | 18 |
| 751,0 | 112 | 15 | 0,7 | 15 |
| 748,0 | 90 | 12 | 1,0 | 12 |
| 744,0 | 67 | 9 | 1,5 | 9 |
| 738,0 | 45 | 6 | 2,0 | 6 |
| 729,0 | 22 | 3 | 3,0 | 3 |
| 713,0 | 0 | 0 | 4,5 | 0 |

OUTRAS REGRAS PRÁTICAS PARA PREVISÃO DO TEMPO

O TEMPO BOM GERALMENTE PERMANECE QUANDO:

- O nevoeiro de verão dissipa-se antes do meio-dia;
- as bases das nuvens ao longo das montanhas aumentam em altura;
- as nuvens tendem a diminuir em número;
- o barômetro está constante ou subindo lentamente;
- o Sol poente parece uma bola de fogo e o céu está claro (céu avermelhado no ocaso);
- a Lua brilha muito e o vento é leve; e
- há forte orvalho ou geada à noite.

O TEMPO GERALMENTE MUDA PARA PIOR QUANDO:

- Nuvens cirrus transformam-se em cirrostratus, abaixam-se e tornam-se mais espessas, criando uma aparência de “céu pedrento”;
- nuvens que se movem rapidamente aumentam em número e abaixam em altura;
- nuvens movem-se em diferentes direções, desencontradamente no céu, em diferentes alturas;
- altocumulus ou altostratus escurecem o céu e o horizonte a oeste (isto é, nuvens médias aparecem no horizonte a oeste) e o barômetro cai rapidamente;
- o vento sopra forte de manhã cedo;
- o barômetro cai rápida e continuamente;
- ocorre um aguaceiro durante a noite;
- o céu fica avermelhado no nascer do Sol;
- uma frente fria, quente ou oclusa se aproxima;
- o vento N ou NE passa a soprar do S ou SE; e
- a temperatura está anormal para a época do ano.

O TEMPO GERALMENTE VAI MELHORAR QUANDO:

- As bases das nuvens aumentam em altura;
- um céu encoberto mostra sinais de clarear;
- o vento ronda de S ou SW para NE ou N;
- o barômetro sobe continuamente; e
- três a seis horas depois da passagem de uma frente fria.

A meteorologia por provérbios e os conselhos práticos apresentados no Apêndice a este Capítulo também são úteis para a previsão do tempo, além de fazerem parte da “cultura do mar”, sendo familiares a todos os navegantes experimentados.

– **Boletim Meteorológico para Navios (Meteoromarinha)**

O **Boletim Meteorológico para Navios** é transmitido em “broadcast” por estações de rádio, a intervalos regulares. Os detalhes de horários, frequências, potências, etc. encontram-se em publicações da OMM (Organização Meteorológica Mundial) e, também, em publicações especiais das nações marítimas que fazem as irradiações. No caso do Brasil, existe a Lista de Auxílios-Rádio, publicada pela Diretoria de Hidrografia e Navegação.

As partes que constituem o **Meteoromarinha** são:

Parte I – avisos de mau tempo (também informados por Avisos aos Navegantes);

Parte II – resumo descritivo do tempo;

Parte III – previsão do tempo para as áreas de responsabilidade do país que emite;

Parte IV – análise sinótica da carta de superfície que deu origem ao boletim, em forma resumida e codificada (código FM46-IV IAC FLEET da OMM, “International Analysis Code for Marine Use IAC-FLEET”, modelo DHN 5911);

Parte V – mensagens “SHIP” significativas, transmitidas por navios (código FM-13-XI SHIP da OMM, modelo DHN 5934);

Parte VI – mensagens “SYNOP” de estações de terra significativas (código FM-12-XI SYNOP da OMM, modelo DHN 5934).

As partes I, II e III são transmitidas em linguagem clara, em português, e repetidas em inglês, após a parte VI.

Os **avisos de mau tempo** são emitidos quando uma ou mais das seguintes condições meteorológicas estejam previstas:

(a) Vento de força 7 ou acima, na escala Beaufort (intensidade de 28 nós ou mais);

(b) ondas de 4 metros ou maiores, em águas profundas (mar de grandes vagas ou vagalhões); e

(c) visibilidade restrita a 2 km ou menos.

A ausência de aviso de mau tempo é claramente mencionada no Meteoromarinha, com a expressão **NIL** ou **NÃO HÁ**.

A parte IV deverá ser tratada com bastante atenção pelo navegante, pois ela proporciona informações detalhadas, além de apresentar graficamente o que é explicado nos itens I, II e III. A plotagem da parte IV (nas cartas modelo DHN-5927) permite obter a carta meteorológica de superfície, já explicada.

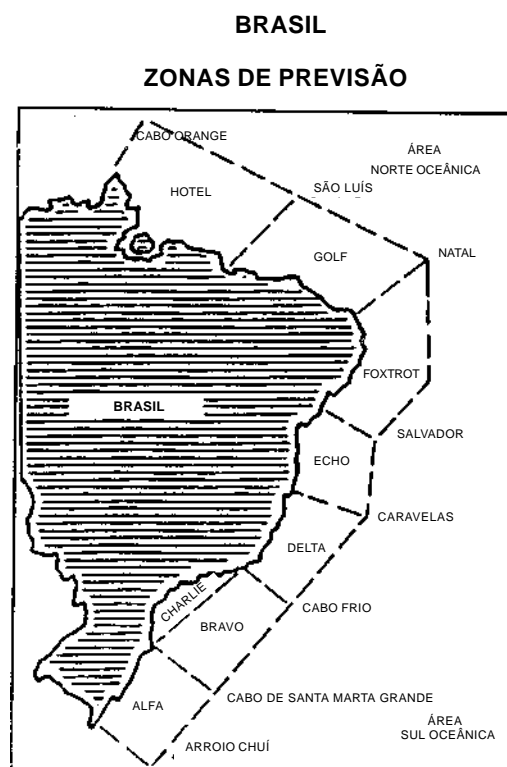
Mesmo sem plotar as partes V e VI é possível obter a indicação das posições dos centros de altas e baixas pressões, das frentes e o traçado das isóbaras, apenas decodificando a parte IV do boletim. O navegante, desde logo, pode presumir que a análise transmitida nesta parte do boletim foi elaborada por meteorologistas experientes, que têm acesso a um número muito maior de informações que as transmitidas nas partes V e VI.

As informações contidas nas partes IV, V e VI devem ser usadas para uma melhor avaliação da área específica de interesse de cada navegante.

No Brasil, as áreas de previsão do tempo são (ver a figura 45.67):

- ALFA: do Arroio Chuí ao Cabo de Santa Marta Grande;
- BRAVO: do Cabo de Santa Marta Grande ao Cabo Frio (oceânica);
- CHARLIE: do Cabo de Santa Marta Grande ao Cabo Frio (costeira);
- DELTA: do Cabo Frio a Caravelas;
- ECHO: de Caravelas a Salvador;
- FOXTROT: de Salvador a Natal;
- GOLF: de Natal a São Luís;
- HOTEL: de São Luís ao Cabo Orange;
- NOVEMBER: Norte Oceânica (a Oeste de 020°W, de 07°N a 15°S);
- SIERRA: Sul Oceânica (a Oeste de 020°W, de 15°S a 36°S).

Figura 45.67 – Áreas de Previsão Meteorológica



Além da **carta meteorológica** por fac-símile (que também pode ser recebida pela INTERNET) e do **meteoromarinha**, o CHM também transmite o **Boletim de Previsão para Áreas Portuárias** e o **Boletim Especial de Previsão do Tempo**.

O **Boletim de previsão para áreas portuárias** fornece as condições meteorológicas previstas para as proximidades de um porto. É redigido em linguagem clara e, normalmente, transmitido por radiotelefonia, contendo as seguintes informações: área abrangida e data-hora (HMG) do término do período de sua validade; aviso de mau tempo; previsão do estado do tempo; previsão do estado do céu; previsão dos ventos predominantes; previsão de ondas; e previsão de visibilidade e da tendência da temperatura.

O **Boletim especial de previsão do tempo**, emitido pelo CHM mediante solicitação do interessado, fornece previsões meteorológicas para uma área marítima **bem definida** e para finalidades específicas, tais como operações de reboque, socorro e salvamento, deslocamento de plataformas de petróleo, regatas oceânicas, operações militares e outras atividades que, por sua peculiaridade, exigem informações detalhadas que, normalmente, não constam dos boletins meteorológicos padrões. A forma e o conteúdo das previsões especiais obedecem, de maneira geral, aos modelos das Partes I, II e III do Meteoromarinha.

45.6 ESTADO DO MAR

Como vimos no Capítulo 42, as ondas que são observadas normalmente no mar têm sua origem na ação dos ventos. Os movimentos ondulatórios da superfície do mar gerados pelo vento que sopra no momento e local considerados são denominados de **vagas**. O **marulho**, por sua vez, é constituído pelas lentas e compridas ondulações produzidas por ventos passados ou distantes. Tais ondulações, também denominadas de **vagalhões mortos**, propagam-se por grandes distâncias, sendo observadas em pontos afastados do campo de vento que as gerou.

As **vagas**, então, são geradas pelo vento presente. Os seguintes elementos provocam o completo desenvolvimento das **vagas**:

- (a) A **direção e intensidade** do vento que sopra;
- (b) a **duração** do vento (tempo durante o qual sopra); e
- (c) a **pista** percorrida pelo vento sobre a superfície do mar.

A distinção entre **vagas** e **marulho** é feita usando-se os seguintes critérios:

- (d) Direção da onda;
- (e) aspecto da onda; e
- (f) período da onda.

As **vagas**, por estarem sob o efeito do vento, possuem aspecto confuso, com direção de propagação pouco definida, pequeno comprimento de onda, pequeno período e presença de “carneirinhos”, isto é, espuma causada pela arrebentação das ondas em alto-mar.

O **marulho**, por outro lado, possui aspecto regular, com grande comprimento de onda, direção bem definida e velocidade de propagação constante. As ondas “viajam” em grupos, formando os trens de ondas. As cristas geralmente são largas e de perfil pouco pronunciado.

Se o vento é fraco, as vagas são curtas, com pouca energia, e rapidamente desaparecem. Somente ventos com velocidade superior a 3-4 nós criam uma ondulação permanente.

Outro fator predominante na formação das ondas é a **duração** do vento. Assim, um vento de 40 nós poderá produzir, após 6 horas de ação, vagas com altura característica de 4,5 metros e período característico de 7,0 segundos. Dentro da **pista** porém, estarão presentes ondas com período entre 4,2 e 12,6 segundos e altura entre 1,0 e 5,7 metros. Os ventos de rajada, apesar da grande velocidade, não levantam mar de grandes alturas.

Quando a embarcação se encontra sob o efeito de um sistema meteorológico (alta pressão polar, baixa pressão, frentes, etc.) e o vento sopra por um período considerável (mais de 6 horas), com direção e velocidade aproximadamente constantes, as vagas terão alturas consideráveis e poderão oferecer perigo. É importante frisar que a perturbação produzida no mar pelo vento tem um efeito muito maior para a navegação que o próprio

vento. Durante a ocorrência de tempestades tropicais, ou ciclones tropicais, as vagas podem atingir alturas de 20m ou mais, e causam grande parte das mortes atribuídas a este fenômeno.

Pode-se produzir zonas de fortes marulhos, inclusive quando o vento observado é fraco, devido à ocorrência de grandes **pistas** em áreas afastadas. Dentro da área de geração, as ondas **arrebentam**, geralmente, quando a relação entre a altura da onda e o seu comprimento atinge 1:7. É quando se formam os “carneirinhos”, caracterizados pela presença de espuma em alto-mar. À medida que a onda acumula energia, seu comprimento vai aumentando e ela já não arrebenta facilmente. Esta energia é dissipada lentamente por força de fricção (atrito) no mar, ou por força de outros sistemas de vento, ou, rapidamente, quando a onda encontra obstáculos como ilhas, rochas e, finalmente, a costa. Em águas rasas a onda quebra (isto ocorre quando a profundidade é cerca de 4/3 da altura da onda).

A classificação do **estado do mar** pode ser feita pela **escala Beaufort**, já apresentada neste mesmo capítulo, considerando a velocidade do vento e a aparência da superfície do mar. A utilização da escala Beaufort para avaliar o **estado do mar** exige algumas precauções. A relação entre a velocidade do vento e o aspecto do mar não é automática; nem sempre haverá correspondência exata entre a designação da força do vento e do estado do mar na escala Beaufort. Para haver tal correlação, por exemplo, é preciso que o vento tenha estado soprando o tempo suficiente para criar as condições de mar correspondentes. Portanto, temos que considerar a possibilidade de que exista um espaço de tempo entre o momento em que se levanta o vento e o momento em que se produz o aumento do mar. O **estado do mar** também depende de outros fatores, tais como o alcance do vento, o mar de fundo, as marés e se chove ou não. Antes de decidir a interpretação adequada da escala, deve-se levar em conta todos estes aspectos. Estas decisões se fundamentam principalmente na experiência. As informações a seguir podem ser úteis:

- (a) Frequentemente se produz uma discrepância entre o vento e o mar da costa, onde é provável que soprem ventos de caráter local;
- (b) um vento em alto-mar não cria condições correspondentes no mar da costa, já que necessita um certo alcance antes de produzir seu efeito total;
- (c) marulho é o nome que se dá às ondas que foram geradas em outro lugar e que não são mantidas pelo vento que sopra no ponto de observação. O marulho não é levado em conta quando se estima o **estado do mar** puramente pela velocidade do vento;
- (d) as marés e as correntes fortes influenciam na aparência da superfície do mar. Um vento que sopra em direção contrária à maré e à corrente gera ondas de maior altura, enquanto um vento na mesma direção produz uma perturbação menor na superfície do mar (maré a sotavento);
- (e) a precipitação, principalmente quando forte, produz um efeito de atenuação na superfície do mar; e
- (f) sabe-se que a altura da perturbação do mar originada por um vento de determinada força está afetada pela diferença entre as temperaturas do mar e do ar, sendo o mar o meio mais quente. Quando esta diferença aumenta, se produz um notável aumento da perturbação marinha e vice-versa.

O **estado do mar** também pode ser classificado pela **Escala de Douglas**, mostrada, em conjunto com a **Escala Beaufort**, na figura 45.68. A Escala de Douglas utiliza algarismos de 0 a 9.

Figura 45.68 – Escala Internacional de Beaufort e Estado do Mar Correspondente

| Força do Vento | Designação | | Velocidade do Vento | | | Pressão aproximada do vento contra uma superfície normal a ele (kg/m ²) | Estado do Mar | | | |
|----------------|--------------------|-----------------|---------------------|------------|-------------|---|-------------------|----------------------------|-------------------|--------------------------|
| | Em português | Em inglês | Metros por segundo | Nós | Km por hora | | Escala de Douglas | Designação | Em inglês | Altura das ondas, metros |
| 0 | Calmaria | Calm | 0 – 0,5 | 0 – 1 | 0 – 1 | – | 0 | Espelhado | Calm (glassy) | 0 |
| 1 | Bafagem | Light air | 0,5 – 1,5 | 1 – 3 | 2 – 6 | 0,1 | 1 | Tranquilo | Calm (rippled) | 0 – 0,25 |
| 2 | Aragem | Slight breeze | 1,6 – 3,3 | 4 – 6 | 7 – 12 | 0,5 | 2 | Chão | Smooth (wavelets) | 0,25 – 0,75 |
| 3 | Vento fraco | Gentle breeze | 3,4 – 5,2 | 7 – 10 | 13 – 18 | 1,5 | 3 | Pequenas vagas | Slight | 0,75 – 1,5 |
| 4 | Vento moderado | Moderate breeze | 5,3 – 7,9 | 11 – 16 | 19 – 29 | 3,2 | 4 | Vagas | Moderate | 1,5 – 2,5 |
| 5 | Vento fresco | Fresh breeze | 8,0 – 10,7 | 17 – 21 | 30 – 38 | 5,9 | 5 | Grandes vagas | Rough | 2,5 – 4 |
| 6 | Vento muito fresco | Strong breeze | 10,8 – 13,8 | 22 – 27 | 39 – 49 | 9,9 | 6 | Vagalhões | Very rough | 4 – 6 |
| 7 | Vento forte | Moderate gale | 13,9 – 17,1 | 28 – 33 | 50 – 61 | 15,2 | 7 | Grandes vagalhões | High | 6 – 9 |
| 8 | Vento muito forte | Fresh gale | 17,2 – 20,7 | 34 – 40 | 62 – 74 | 22,4 | 8 | Tempestuoso | Very high | 9 – 14 |
| 9 | Duro | Strong gale | 20,8 – 24,4 | 41 – 47 | 75 – 88 | 31,7 | 9 | Excepcional (mar desfeito) | Phenomenal | > 14 |
| 10 | Muito duro | Whole gale | 24,5 – 28,4 | 48 – 55 | 89 – 102 | 43,6 | | | | |
| 11 | Tempestuoso | Storm | 28,5 – 32,6 | 56 – 63 | 103 – 117 | 59,0 | | | | |
| 12 | Furacão | Hurricane | 32,7 e acima | mais de 64 | mais de 118 | mais de 68 | | | | |

| CLASSIFICAÇÃO DO MARULHO | | | |
|--------------------------|-----------|-----------------|---------------|
| ALTURA | | COMPRIMENTO | |
| Baixo (low) | : ≤ 2 m | Curto (short) | : ≤ 100 m |
| Moderado (moderate) | : 2 – 4 m | Médio (average) | : 100 – 200 m |
| Pesado ou forte (heavy) | : ≥ 4 m | Longo (long) | : ≥ 200 m |

As classificações 6, 7 e 8 da escala do mar são aplicáveis a estados do mar ao largo e não, geralmente, em águas baixas, nas quais a classificação não deve ir além de 5 ou, excepcionalmente, 6 ou 7, em caso de furacão ou tempestade semelhante.

A classificação 9 (mar desfeito ou excepcional) ocorre em certas ocasiões de vento contra corrente, ou de rondagem brusca do vento (como no centro de um furacão) e não necessariamente pela força exclusiva do vento.

O quadro **DHN-5909 (Estado do Mar)** e as fotografias apresentadas no Apêndice a este capítulo também são muito úteis na classificação do **estado do mar**.